



HAL
open science

**Activité hors séquence des chevauchements dans la
syntaxe nord-ouest himalayenne : apports de la
modélisation analogique et quantification quaternaire
par analyse morphotectonique**

Violaine Vignon

► **To cite this version:**

Violaine Vignon. Activité hors séquence des chevauchements dans la syntaxe nord-ouest himalayenne : apports de la modélisation analogique et quantification quaternaire par analyse morphotectonique. Sciences de la Terre. Université de Grenoble, 2011. Français. NNT : 2011GRENU057 . tel-00771671

HAL Id: tel-00771671

<https://theses.hal.science/tel-00771671>

Submitted on 9 Jan 2013

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.

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Sciences de la terre et de l'univers, environnement**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Violaine VIGNON

Thèse dirigée par **Jean-Louis MUGNIER** et
codirigée par **Anne REPLUMAZ**

préparée au sein du **Laboratoire ISTERRE (Institut des
Sciences de la TERRE**
dans l'**École Doctorale Terre Univers Environnement**

Activité hors séquence des chevauchements dans la syntaxe nord-ouest himalayenne : apports de la modélisation analogique et quantification quaternaire par analyse morphotectonique

Thèse soutenue publiquement le « **date de soutenance** »,
devant le jury composé de :

M. Peter VAN DER BEEK

Professeur, Université Joseph Fourier, Grenoble, ISTERre, Président

M. Yann KLINGER

Directeur de Recherche, IPGP, Rapporteur

M. Joseph MARTINOD

Professeur, Université Paul Sabatier, Toulouse, LMTG, Rapporteur

M. Jean-François RITZ

Directeur de Recherche, Géosciences Montpellier, Membre

M. François JOUANNE

Maître de Conférences, Université de Savoie, ISTERre, Membre



**Activité hors séquence des
chevauchements dans la syntaxe
nord-ouest himalayenne : apports
de la modélisation analogique et
quantification quaternaire par
analyse morphotectonique.**

Remerciements

Une thèse, trois ans un mois et une semaine, une ville, un laboratoire, et tant de rencontres, tant de personnes qui ont influé sur le déroulement de toute cette période. Par où commencer ?

Classiquement par les directeurs de thèse.

Mais avant peut être par celui qui n'était pas directeur de thèse, mais qui a été tout aussi présent : Riccardo. Merci beaucoup pour ton sourire et ton enthousiasme, depuis les premiers jours sur le terrain, jusqu'à la fin encore après la soutenance. Merci pour les explications sur le terrain afin que je comprenne enfin la géologie du quaternaire et la morphologie, moi qui n'avait jusqu'alors que regardé ces constructions que d'un œil de structuraliste, et ne les avait cartographiées qu'en gris, couleur du dédain... Ton humour, toujours présent, ton regard sur le monde, le bout du monde qu'est l'Inde, sur les gens, toujours positif. Merci pour ton accompagnement au cours de ces trois années, tes encouragements et les discussions, sur tous les sujets, et surtout les sujets de géologie bien sûr !

Jean-Louis. Merci pour ta présence, ton accompagnement, tes idées. Merci de m'avoir poussée dans les moments de doutes, de m'avoir fait avancer quand je ne savais pas comment m'en sortir, de m'avoir toujours laissé le choix, quant aux conférences, aux directions de travail et tout le reste. Merci pour ta disponibilité pour la relecture du manuscrit, très pressée sur la fin, qui t'a pris une partie de tes week-ends, pour les discussions autour du café pour lequel tu n'avais jamais de capsules, pour les moments partagés sur le terrain, ta pugnacité sous la pluie, dans le froid, ta lecture du terrain si rapide, les histoires partagées sur le Népal et le reste. Merci pour ton apport scientifique, ton encadrement que j'ai vraiment apprécié pour sa valeur scientifique et pédagogique, merci de m'avoir tout simplement encadrée quand je ne savais plus où aller.

Anne. Merci. Un très grand merci même. Tu m'as appris l'autonomie. Apprendre à réfléchir par soi-même, et lorsqu'on plafonne, entamer la discussion avec d'autres personnes, de l'équipe, du labo, d'autres labo pour aller plus loin et peut être enfin comprendre, interpréter.

Et derrière les portes voisines de mon bureau, tout un laboratoire. Des chercheurs, avec Peter Van Der Beek notamment qui m'a aiguillée dans les moments d'errance, toujours disponible pour une petite discussion scientifique, une petite phrase encourageante, un sourire, un thé ou un café. Anne-Marie Boullier, si joyeuse et prévenante au détour d'un couloir, en direction des microscopes, ou alors au hasard d'une gare de train bondée. Julien Carcaillet, toi qui m'a encadrée pour la chimie rigoureuse que représente l'extraction du béryllium. Toi qui as dû t'arracher les cheveux quand les règles de ton laboratoire n'étaient pas suivies à la minute près. Toi qui m'as transmis ton savoir, dans la magie de la précipitation de ce petit élément dont je ne soupçonnais qu'à peine l'existence avant ces 3 ans. Je tiens à te remercier particulièrement, et entre autres pour l'humanisation des échantillons au cours de la chimie, dont le numéro se transformait en département puis chef-lieu... Rodolphe Pinon. Tu mériterais une médaille, pour ton flegme légendaire et ta sérénité même dans les situations les plus extrêmes telles que l'impression d'un manuscrit de thèse, EndNote qui disparaît de l'ordinateur, l'imprimante qui refuse encore une fois de fonctionner, un ordinateur qui plante au moment de la mise à jour du Bios, l'installation de logiciels qui refusent de s'installer et tout le reste qui font que tu es indispensable, que tu le sais, et que tu restes tout simplement infiniment disponible, humain et gentil. Les administratives qui font que « ça déroule » avec Claudine et Claudie Sénebier. Merci à vous de prendre le temps d'expliquer à tous les « petits nouveaux » comment ça fonctionne, et ce toujours avec

le sourire malgré la somme de travail qui vous incombe. Sans oublier François Jouanne pour ses conseils avisés sur la sismique de l'Himalaya...

Les autres chercheurs aussi, des autres laboratoires : Joseph Martinod et Vincent Regard à Toulouse, qui venaient jouer à faire des châteaux de sable avec nous, nous transmettant leur savoir-faire en terme de coupes et de tamisage. Les soirées au restaurant auquel nous nous rendions à vélo en suivant le canal dans Toulouse. Et en Inde, notre guide, traducteur, diplomate : Malik. Lui qui nous a suivi sur tous les affleurements avec sa patte folle, toujours une cigarette à la main, en train de commenter la conduite du chauffeur fou ou la géologie avec ses interprétations sur la position de la faille. Malik qui connaît mieux que quiconque les faciès Siwalik, et les relations avec l'armée. Et Perumal, expatrié de son Inde du Sud pour venir travailler en Inde du Nord, et encore plus loin même dans l'état de Jammu et Kashmir. Lui qui a déjà creusé les tranchées, qui manie la station totale comme un jouet et joue de la bouteille de whisky chaque soir à l'hôtel. Perumal qui interprète plus vite que son ombre... Parfois trop ?

Enfin dans un laboratoire, il y a aussi des thésards, beaucoup de thésards. Ceux qu'on aperçoit à peine quand on entre en thèse parce qu'ils sont en train de finir, et qui lâchent quelques phrases choc sur leur relation avec leur directeur de thèse. Ceux qui sont dans la même « promo » : Yohann et Nico, les deux grands enfants qui ne grandiront jamais... Ceux à qui il faut 20 minutes pour parcourir 500 m quand la neige recouvre les trottoirs : c'est long de faire une bataille de boules de neige... Les parties de foot sur l'île d'Elbe, les soirées Didgeridoo, les discussions à refaire le monde, à réfléchir sur notre avenir, à coup de crêperies bretonnes (normandes ?), gîte, atelier d'instruments et autres moniteurs d'escalade. Le tout dans les pays basques espagnols pour faire aussi du surf. Pas gagné que ce soit un concept qui plaise... Charlotte, d'abord première copine du labo, puis cobureau, nous avons tout partagé : depuis les récriminations sur nos chefs, l'arrosage des plantes, l'arrivée de Morgane qui s'est super bien intégrée, jusqu'aux soirées filles célibataires (ou presque), la formation des prismes, analogiques ou numériques, les idées de postdoc, et tout le reste. Un immense merci pour tout ce temps, ta disponibilité systématique pour discuter un point scientifique, philosophique, familial ou tout à fait superficiel. Ton sourire communicatif, les cafés, le déménagement au 9^{ème} étage, la fourrière, les courses dans une ville de Grenoble presque morte à 19h en hiver, les tuyaux sur Illustrator ou Word, les avis coiffure, ces 3 ans avec toi auront vraiment été un immense plaisir... Morgane, toi qui est arrivée un peu après, avec ton lot d'histoires incroyables, ton sourire permanent, tes petits biscuits, maison ou pas, tes chefs dans leur monde, mais toujours toujours cette bonne humeur que tu transmets autour de toi ! Merci !!! Et les garçons de l'équipe, du bureau d'à côté : Chichi et ses regrets sur l'alpinisme, Pierre le travailleur fou que personne ne comprend mais qui reste si accessible avec ses airs de gros nounours et ses conseils avisés, et Romain le grognon. Et celui qui venait squatter le café : Tibo alias TSL. Tes idées scientifiques géniales, le Papa qui n'en revient pas, le chalet perdu dans la montagne, ta nonchalance, et toujours un petit mot gentil pour les autres... Et aux étages en dessous les « autres », ceux du LGIT qui ont ensuite fusionné : Bastien, Romain et surtout Fabien. Le mec le plus passionné d'escalade avec un aussi petit niveau. Tu vas muter un jour c'est sûr !

Et ceux qui ne sont pas dans le labo, ceux qui font qu'on décroche le soir et le weekend. Les copains du GUCEM, avec toutes les problématiques que peut soulever l'administration d'un club. Merci à Jean-Philippe, Quentin, Titouan, Anna, Seb et les autres... Les autres copains d'en dehors avec surtout Anne, un très jolie rencontre, qui s'est suivie de tant de soirées à se raconter qui les expés, qui les grandes voies, et faire des plans en rêvant qu'un jour nous y irons ensemble... Un jour j'espère. Et les copains du CSU, dont Josué, qui a partagé quelques grandes voies de la liste de course et beaucoup de discussions.

Bien sûr il y a ma famille, avec les coups de fils qui durent des heures quand on n'habite plus dans la même ville, les « quand est-ce que tu rentres ? » et « Combien de temps tu restes ? » « C'est tout ?! ».

Mais surtout les conseils avisés pour la vie de tous les jours de Maman, les corrections inégalables de Papa sur mon manuscrit, jusqu'à très tard dans la nuit, qui sont allées au delà de mes espérances, les encouragements pour y arriver. Et bien sûr les répétitions avant la soutenance, le temps passé à répéter une simple petite phrase qui ne voulait pas sortir, la disposition de la figure dans la diapo ou l'animation qui ne convient pas... Dans les derniers jours je me demande qui en faisait le plus de nous deux... Merci Papa. Il ya aussi tout ce qui fait qu'on se sent chez soi quand on rentre dans la famille, et qu'on s'y sent bien. Les assiettes toujours dans le même placard, les biscuits que l'on aime toujours présents dans l'autre, et les petites attentions pour faire plaisir quand on se voit peu. Un immense merci à mes parents. Mais aussi à mes sœurs. Qui ont su rester présentes malgré les kilomètres. A Davia la plus jeune qui a été la première à former une famille. A Aurélie qui elle en a créé une toute nouvelles, si jolie... Merci les filles, c'est chouette de vous avoir comme sœurs, on ne s'ennuie pas.

Je pense aussi à toi, Alain Vauchez, qui à l'issue du M2 m'a encouragée vers cette belle expérience qu'est une thèse. Merci pour les mails échangés, longs et passionnés. Tu m'as manqué à Grenoble...

Merci Arnaud. Tu as été un compagnon parfait pendant la rédaction : absent à souhait, je pouvais passer des heures devant mon ordinateur jusqu'au milieu de la nuit sans scrupules ! Merci pour tous les moments passés ensemble (avant la rédaction). Que ce soit sur les falaises pour réaliser une liste de courses ou simplement grimper, ou en montagne, dans le mauvais temps bien sûr, ou alors dans la vie de tous les jours, ou tu apportes le cadre qui me manque parfois... Merci.

Merci aussi à tous les autres que je n'ai pas cités (ça ferait encore un peu long)...

Résumé.....	15
Abstract	17
Introduction	19
Chapitre 1 : Prismes d'accrétions : exemple de L'HIMALAYA et de sa terminaison ouest, LA SYNTAXE NORD-OUEST HIMALAYENNE	25
1. LA CINEMATIQUE D'UNE CHAÎNE DE COLLISION CYLINDRIQUE.....	26
1.1. Cinématique générale d'une subduction et prisme d'accrétion	26
1.2. Modèle du prisme critique	28
1.2.1. Rhéologie du prisme	29
1.2.2. Evolution du prisme	30
1.2.3. Les processus de formation du prisme	31
1.2.4. Mécanique du prisme avec érosion	32
1.3. Contrôles de la répartition des mouvements: hors séquence et frontaux..	33
1.3.1. Processus de surface.....	34
1.3.2. Variations des propriétés rhéologiques	35
1.3.3. Autres mécanismes : applications à l'échelle sismique	35
2. CONTEXTE GEOLOGIQUE ET ZONE D'ETUDE..	35
2.1. Cadre géodynamique régional : l'Himalaya	36
2.1.1. Cinématique	36
2.1.2. Grands chevauchements et unités lithologiques	39
2.1.3. Cinématique des Chevauchements.....	42
2.1.4. Variations latérales de la géométrie de la chaîne	45
2.2. Terminaison ouest de la chaîne Himalaya : la syntaxe nord-ouest himalayenne	46
2.2.1. Présentation	46
2.2.2. Partie externe de la terminaison ouest himalayenne (syntaxe d'Hazara- Kashmir, Salt Range et tertiaire himalayaen) : direction et cinématique de transport	48
2.2.3. Deux systèmes qui interagissent ou 1 système linéaire plissé	51
2.2.4. Contexte sismotectonique dans la partie externe de la syntaxe ouest himalayenne	55
3. PROBLEMATIQUE	59

Chapitre 2 : Modélisation analogique d'une syntaxe : une géométrie favorisant la déformation hors séquence ?..... 61

1. MODELISATION ANALOGIQUE : APPORTS, PRINCIPES ET APPLICATIONS A NOTRE OBJET D'ETUDE.....62

- 1.1. Apports de la modélisation analogique..... 62**
- 1.2. Historique 62**
- 1.3. Principes et application de la modélisation analogique..... 63**
 - 1.3.1. Principe : la théorie de la similitude..... 63
 - 1.3.2. Objet modélisé : la croûte continentale, aspects rhéologiques..... 64
 - 1.3.3. Application à la modélisation. 64
 - 1.3.4. Choix des matériaux modélisant la croûte supérieure 65

2. MODELISATION DES PRISMES : ETAT DE L'ART 66

- 2.1. Les prismes d'accrétion..... 66**
 - 2.1.1. Les chevauchements 66
 - 2.1.2. Influence du décollement basal..... 67
 - 2.1.3. Influence de la butée (ou de l'indenteur) 68
 - 2.1.4. Influence de l'épaisseur et du flux 69
 - 2.1.5. Chevauchements et séismes 69
 - 2.1.6. Séquence de déformation 69
- 2.2. Modélisation analogique d'un orocline et convergences obliques : état de l'art 70**

3. UNE MODELISATION ANALOGIQUE DE LA SYNTAXE NORD-OUEST HIMALAYENNE72

- 3.1. Géométrie et dimensions du système expérimental..... 74**
 - 3.1.1. Adaptation du système expérimental à l'étude d'une syntaxe..... 74
 - 3.1.2. Expérience avec matériaux granulaires..... 76
 - 3.1.3. Expérience avec Silicone 77
- 3.2. Acquisition de données 78**
- 3.3. Exploitation des données..... 79**
 - 3.3.1. Propagation du prisme 79
 - 3.3.2. Mesures du raccourcissement perpendiculaire à la direction de convergence. 79
 - 3.3.3. Mesures de la composante décrochante sur les chevauchements 80
 - 3.3.4. Mesures de la largeur des unités pour extraire la composante hors séquence..... 81
 - 3.3.5. Mesures des rotations : rotations des lignes L et rotations rigides..... 82

4.	RESULTATS.....	83
4.1.	Expérience standard JK1.....	83
4.1.1.	Propagation du prisme	84
4.1.2.	Composante hors séquence	84
4.2.	Expérience de référence JK 2	85
4.2.1.	Propagation du prisme	87
4.2.2.	Initiation, croissance et évolution des chevauchements.....	87
4.2.3.	Raccourcissement perpendiculaire à la direction de convergence.....	89
4.2.4.	Coupes.....	91
4.2.5.	Aspects décrochant des chevauchements.....	92
4.2.6.	Aspects hors séquence des chevauchements.....	94
4.2.7.	Répartitions diffuses de la composante décrochante et rotations	97
4.3.	Effet des différents paramètres	98
4.3.1.	Observations communes à toutes les expériences.....	100
4.3.2.	Effet des microbilles	102
4.3.3.	Expériences à butées obliques symétriques	108
4.3.4.	Effet de la silicone basale.....	109
4.4.	Expériences remarquables.....	113
4.4.1.	Expérience avec silicone à la base plus surépaisseur de silicone parallèle à la butée oblique gauche : JK 11	113
4.4.2.	Expérience avec changement d'épaisseur et bord libre : JK 15.....	115
5.	DISCUSSIONS.....	119
5.1.	Résultats communs aux différentes expériences.....	119
5.2.	Interprétations : quelques clés mécaniques.....	119
5.2.1.	Effet de la friction basale sur la distance de propagation des chevauchements et le raccourcissement perpendiculaire.	119
5.2.2.	Répartitions diffuses de la composante décrochante et rotations	120
5.3.	Dynamique et la cinématique de la déformation dans les syntaxes	121
5.3.1.	Formation d'une syntaxe	121
5.3.2.	Propagation en alternance des 2 systèmes au cœur de la syntaxe.....	122
5.3.3.	Influence de la rhéologie du décollement basal	122
5.3.4.	Activité hors séquence	123
5.4.	Comparaison résultat analogiques et données géologiques	123
5.4.1.	Zones de transfert.....	123
5.4.2.	Syntaxe d'Hazara-Kashmir.....	124
5.4.3.	Atténuation frontale de la syntaxe	124
5.4.4.	Partitionnement de la déformation.....	125
5.4.5.	Activité hors séquence	126

Chapitre 3 : Les vitesses moyennes court terme des failles du nord-ouest himalayen : utilisation de la morphotectonique 129

1. MORPHOTECTONIQUE : PRINCIPES ET METHODES130

- 1.1. Principe de l'analyse morphotectonique et exemples d'utilisation 130**
- 1.2. Analyse et cartographie de la morphologie : méthodologie utilisée..... 131**
 - 1.2.1. Topographie 131
 - 1.2.2. Les images satellites..... 133
 - 1.2.3. Les modèles numériques de terrain..... 133
- 1.3. Les marqueurs morphologiques utilisés en morphotectonique dans un contexte convergent 134**
 - 1.3.1. Les terrasses alluviales 134
 - 1.3.2. Les cônes alluviaux 135
- 1.4. Datations des marqueurs morphologiques..... 136**
 - 1.4.1. Datations par isotopes cosmogéniques (terrestrial cosmogenic nuclides : TCN)..... 136
 - 1.4.2. Datation par luminescence stimulée optiquement (Optically Stimulated Luminescence OSL) 142
 - 1.4.3. Datation par ¹⁴C 145
 - 1.4.4. Utilisation simultanée de plusieurs méthodes 148

2. ANALYSE MORPHOTECTONIQUE DE LA DEFORMATION ACTIVE DANS LA VERGENCE EST DE LA SYNTAXE NORD-OUEST HIMALAYENNE148

- 2.1. Contexte géologique : 148**
- 2.2. Zone amont de la coupe : le MBT 151**
 - 2.2.1. La zone amont de Kot Ranka 153
 - 2.2.2. Zone de Lar Koti, en aval de Kot Ranka..... 165
 - 2.2.3. Le cône alluvial de Budil 168
 - 2.2.4. Reconstitution historique de l'apparition des terrasses 173
 - 2.2.5. Activité du MBT 177
- 2.3. Zone intermédiaire : Riasi Thrust (MWT) ; Active tectonics of a western Himalayan out-of sequence thrust inferred from a geomorphologic study 179**

Abstract :180

1. Introduction:181

2. Contribution of alluvial markers study for active tectonic inferring183

2.1.	Formation of terraces	183
2.2.	Incision and tectonic vertical slip rate	185
2.3.	Utility of fluvial markers for active tectonics.....	186
3.	Methods:	186
3.1.	Topographic measurements and analysis.....	186
3.2.	Dating morphotectonic markers	187
3.2.1.	¹⁰ Be cosmogenic dating.....	187
3.2.2.	Optically stimulated luminescence	188
4.	Morphotectonic results:	188
4.1.	Geology of the selected site.....	188
4.2.	River Sediments	191
4.3.	Morphology of footwall terraces	193
4.4.	Hanging wall terraces and structures	195
4.4.1.	Chenab Hanging wall terraces	195
4.4.2.	Tilted quaternary sediment at the hanging-wall.....	196
4.5.	The Riasi thrust splays	197
4.5.1.	Fault-crossing Nodda fan.....	197
4.5.2.	Faults of the Nodda natural trench.....	197
5.	Dating results:	201
5.1.	Cosmogenic nuclides:	201
5.1.1.	<i>Hanging wall of Riasi thrust</i>	202
5.2.2.	<i>Foot wall of Riasi thrust</i>	204
5.3.	<i>OSL dating</i>	205
6.	Discussion:	206
6.1.	Terrace correlations in the Riasi area	206
6.1.1.	Footwall	206
6.1.2.	Between footwall and hanging-wall	208
6.2.	Deformation and displacement at the vicinity of the Riasi Thrust.....	210
7.	Conclusion:	213
2.4.	La structure anticlinale frontale à l'aplomb du MFT.....	215
2.4.1.	Versant sud de l'anticlinal frontal.....	218
2.4.2.	Versant nord de l'anticlinal frontal	220
2.4.3.	Corrélation des terrasses	225
2.4.4.	Géométrie et activité de l'anticlinal frontal.	225
3.	SYNTHESE DES MOUVEMENTS RECENTS LE LONG D'UNE COUPE DU CACHEMIRE	226
3.1.	Eléments contraignant la géométrie du MHT.....	228

3.1.1.	Géométrie en profondeur de l'anticlinal frontal	228
3.1.2.	Géométrie du décollement sous la partie externe	229
3.1.3.	Position de la base du tertiaire	229
3.1.4.	Profondeur du décollement	230
3.1.5.	Anticlinal de Dhansal.....	231
3.1.6.	Origine du relief du Pir Panjal	231
3.1.7.	Origine du bassin de Cachemire	232
3.2.	Interprétation.....	233
3.2.1.	Coupe géologique dans la chaîne du Pir Panjal	233
3.2.2.	Distribution du déplacement actif sur les différentes failles.....	238
3.2.3.	Comparaison avec le reste de la chaîne Himalayenne	238
4.	LES TERRASSES DANS LE VERSANT SUD DE LA CHAÎNE DU PIR PANJAL.....	240
4.1.	Corrélation des différentes unités sédimentaires.....	240
4.2.	Corrélations climatiques	242
	Conclusion et perspectives	245
1.	CONCLUSION	246
2.	PERSPECTIVES	247
	Bibliographie.....	249
	Annexe 1 : Principes et application de la modélisation analogique.....	271
1.	Principe : la théorie de la similitude.	272
1.1.	Similitudes géométriques	272
1.2.	Similitude cinématique.....	272
1.3.	Similitude dynamique ou mécanique.....	273
2.	Objet modélisé : la croûte continentale, aspects rhéologiques.....	273
2.1.	Croute continentale supérieure.	273
2.2.	Couches de sel	274
3.	Application à la modélisation.	274
3.1.	Rhéologies cassantes	274
3.2.	Rhéologies ductiles.....	275

4. Choix des matériaux modélisant la croute supérieure 275

- 4.1. Matériaux granulaires..... 275**
- 4.2. Matériaux visqueux 276**

Résumé

L'Himalaya est une chaîne de montagne dont le fonctionnement dans son ensemble correspond à un prisme orogénique cylindrique, répondant aux caractéristiques du prisme de Coulomb. Notamment, la localisation de la déformation s'effectue principalement au front du prisme et les chevauchements transportés ne sont affectés que par de faibles réactivations hors séquence. Cependant, la terminaison ouest de la chaîne himalayenne, appelée syntaxe nord-ouest himalayenne, apparaît comme une singularité. Cette région correspond à une zone d'interaction entre différentes directions de déformation, avec, d'est en ouest, la chaîne du Pir Panjal au sud du bassin du Cachemire orientée NW-SE, qui entre en interaction au niveau de la syntaxe d'Hazara-Kashmir avec la chaîne des Salt Range orientée E-W, et la chaîne des Sulaiman Range orientée NE-SW. La séquence normale de déformation dans la syntaxe nord-ouest himalayenne n'est pas respectée : une activité hors séquence importante, qui se caractérise par une déformation accommodée sur des structures internes au front de la chaîne, a été mesurée dans la chaîne des Salt Range à travers l'étude structurale de la région. De plus, la chaîne du Pir Panjal présente une activité tectonique hors séquence à l'échelle du cycle sismique : le séisme du Kashmir de magnitude $M_w = 7.6$ du 8 octobre 2005. Il s'est produit sur la faille de Balakot-Bagh (extrémité nord-ouest du Medlicott Wadia Thrust, MWT) située à plus de 100 km du front de la chaîne.

Ces observations soulèvent deux interrogations : (i) la déformation hors séquence observée dans la syntaxe nord-ouest himalayenne à l'échelle du cycle sismique et à l'échelle long terme existe-t-elle à l'échelle intermédiaire ? (ii) la configuration géométrique de la syntaxe nord-ouest himalayenne favorise-t-elle la déformation hors séquence observée ?

Pour répondre à ces questions dans le cadre de cette thèse, nous avons entrepris une étude de terrain afin de caractériser la déformation dans la chaîne du Pir Panjal par une étude morphotectonique. Pour cela, nous avons cartographié le long de la rivière Chenab 7 niveaux de terrasses d'abrasion au toit du MWT, et trois événements d'aggradation régionaux que nous avons datés grâce à trois méthodes (53 échantillons ^{10}Be , 6 OSL et 4 ^{14}C). Ces remplissages se terminent aux environs de 35 ka, 15 ka et 3.5 ka à la fin d'épisodes de moussons intenses. La topographie de ces terrasses a été mesurée grâce au GPS cinématique et une station totale, et leur déformation montre qu'il existe actuellement deux structures actives dans cette région : la structure frontale qui conduit au développement d'un anticlinal, et un grand chevauchement situé 20 km en position interne : le Riasi Thrust (portion du MWT). La majorité du raccourcissement, qui atteint 16 mm/an dans la région, est accommodée par le Riasi Thrust avec un déplacement sur la faille compris entre 10 et 14 mm/an. Le reste étant principalement accommodé sur la structure frontale. L'étude du chevauchement situé encore en position interne, le Main Boundary Thrust, a montré que cette structure n'est plus active depuis 15 ka.

En parallèle, nous avons réalisé une série de 24 expériences analogiques en utilisant une boîte à sable dont la géométrie des bordures reproduit la partie externe de la syntaxe nord-ouest himalayenne et en faisant varier la rhéologie basale et les épaisseurs de matériaux. Ces expériences ont montré un important raccourcissement perpendiculaire à la direction de convergence, et une influence de cette géométrie des conditions aux limites sur la séquence de déformation : le pourcentage de déformation hors séquence est plus important dans ce cas que dans celui d'un prisme cylindrique.

Notre étude montre donc que la déformation hors séquence dans la syntaxe nord-ouest himalayenne existe aussi sur une échelle de temps intermédiaire entre le cycle sismique et le long terme. Nous l'expliquons en partie comme une caractéristique de la déformation d'une forme en syntaxe. D'autres mécanismes tels que l'érosion due à de fortes précipitations locales et un héritage structural pourraient également être envisagés.

Abstract

Himalaya is a mountain range that follows globally characteristics of the Coulomb prism. Upon them, the deformation is globally localized at the front of the range, and transported thrusts show few out of sequence activity. The northern western Himalayan syntax is different from the rest of the range. In this area, several ranges with different orientations interact; from east to west the Pir Panjal Range, orientated NW-SE, the Salt Range globally orientated E-W and the Sulaiman Range orientated NE-SW. The normal sequence of deformation in the syntax is not respected: an important out of sequence deformation has been measured in the Salt Range by structural studies. Moreover, Pir Panjal Range also presents out of sequence deformation as illustrated by the Mw 7.6 earthquake on 8th October 2005. It occurred on the Balakot-Bagh fault (northern extremity of the Medlicott Wadia Thrust, MWT), located more than 100 km from the front.

These observations arise two questions: (i) does out of sequence deformation observed in the syntax at seismic and long term time scale exists at intermediate time scale? (ii) does the geometry of the syntax favor the observed out of sequence deformation?

To address these questions we characterized the deformation in the Pir Panjal Range through a morphotectonic study. Along the Chenab River, we mapped 7 strath terraces at the hanging wall of the MWT, and dated 3 regional alluviation events using 3 methods (53 ¹⁰Be samples, 6 OSL and 4 ¹⁴C). These events correspond to the end of maximum monsoon phases. We measured the topography of alluvial terraces with kinematic GPS and total station and their deformation revealed that in the Pir Panjal Range deformation is localized along two structures: the frontal one that leads to a growing anticline, and a major thrust situated 20 km in internal position, called the Riasi Thrust (segment of the MWT). Most of the 16 mm/yr convergence in the area is absorbed by the Riasi Thrust which fault displacement rate is comprised between 10 and 14 mm/yr. The frontal structure absorbs the remaining part of the convergence. Also, we looked the more internal thrust called Main Boundary Thrust, and showed that this structure is not active since at least 15 kyr.

In parallel, we designed a set of 24 analogic experiments using a sand box which borders geometry reproduced the external part of the northern western Himalayan syntax and changing the basal rheology and thickness of materials. These experiments showed an important shortening perpendicular to the convergence direction, and an influence of this geometry on the deformation sequence: the out of sequence deformation percentage is higher than in cylindrical prism.

Our study shows that in the northern western Himalayan syntax, out of sequence deformation also exists at intermediate time scale between seismic cycle and long term time scale. It can be partly explained by the geometry of the syntax. Other mechanism such as erosion, due to intense local precipitations and structural heritage could also be considered.

Introduction

Les chaînes de montagne sont l'expression morphologique la plus flagrante de la tectonique des plaques. Ainsi, la subduction d'une plaque océanique sous une autre plaque, océanique ou continentale, forme une Cordillère (telle que la Cordillère des Andes ou les Montagnes Rocheuses). La collision de deux plaques continentales qui peut suivre la subduction océanique, entraîne la formation d'une chaîne de collision telle que les Alpes, le Caucase ou l'Himalaya. Les reliefs observés résultent de l'épaississement de la lithosphère, où des mécanismes tels que la fracturation et le plissement interviennent (de l'échelle continentale à l'échelle microscopique).

L'Himalaya résulte de la subduction de l'océan téthysien sous l'Eurasie, suivie par la collision continentale du sous-continent indien. De par la faible densité des unités continentales en affrontement, la collision aboutit à l'épaississement du prisme orogénique et, par conséquent, à son développement progressif vers les zones externes. En effet, lorsque l'épaississement du prisme atteint une valeur critique pour laquelle les forces de convergence ne peuvent plus lutter contre les forces gravitaires, la déformation compressive se propage alors progressivement vers des zones de plus en plus externes. Ainsi se développe, à partir du paléocène, l'architecture actuelle de la chaîne, dans un système tectonique affectant des unités de plus en plus superficielles dans la croûte, appelé prisme orogénique.

Les prismes ont depuis longtemps été étudiés et modélisés afin de mieux comprendre les mécanismes cinématiques et dynamiques qui contraignent leur formation. Ces modèles, fondés sur le raccourcissement horizontal des sédiments, incluent l'effet de la gravité et de la topographie, et décrivent les prismes comme des « cônes » découplés de la base par un décollement (e.g. Barr and Dahlen, 1989; Chapple, 1978; Cowan and Silling, 1978; Dahlen, 1984; Davis et al., 1983; Molnar and Lyon Caen, 1988; Silver and Reed, 1988; Willett et al., 1993). Ces modèles se sont appuyés sur la théorie du prisme de coulomb avec des matériaux non cohésifs (Dahlen et al., 1984; Davis et al., 1983), ou des prismes frictionnels plastiques (Mandl, 1988).

Suite à ces études et modèles, il a été montré, entre autres, que l'évolution d'un prisme se traduit principalement par l'apparition successive de failles (chevauchements) dans la partie externe du prisme. Ces failles permettent l'accrétion de nouvelles unités. L'apparition des chevauchements se fait depuis les zones internes de la chaîne vers les parties frontales, où l'essentiel de la déformation est accommodé le long de la faille la plus externe. On parle alors de **séquence normale** (voir Figure i - 1).

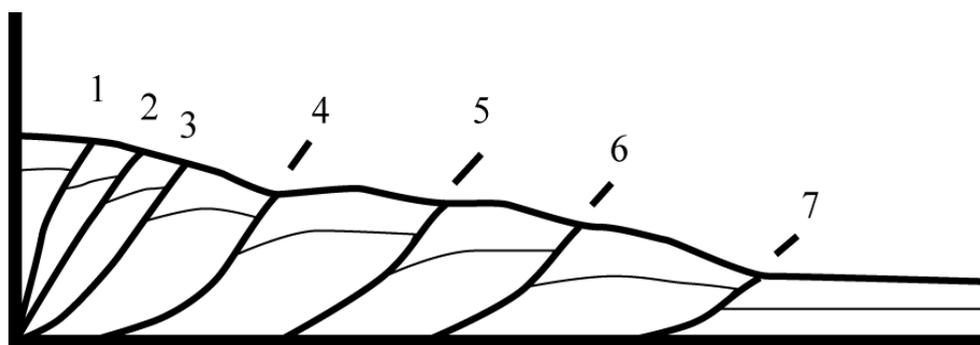


Figure i - 1: dessin schématique d'un prisme d'accrétion avec numérotation des chevauchements par ordre d'apparition dans une séquence normale.

Cependant, il peut arriver que l'ordre de la séquence soit perturbé et que des failles situées dans la partie interne de la chaîne soient réactivées ou apparaissent en situation interne par rapport au front de la chaîne. On parle alors d'activité **hors séquence**.

Généralement, l'activité hors séquence résulte d'un déséquilibre du prisme, qui peut être lié aux processus de surface : érosion, transport, sédimentation (e.g. Avouac and Burov, 1996; Beaumont et al., 1992; Chalaron et al., 1996; McClay and Whitehouse, 2004). En effet, l'érosion modifie la pente de surface du prisme et diminue la charge gravitationnelle sur les failles situées en position interne. Des modèles numériques ont montré que la topographie et la dynamique interne des chaînes de montagnes dépendent de l'intensité et de la répartition de l'érosion (précipitations) (Beaumont et al., 1992; Willett et al., 1993). De plus, Masek & Duncan (1998) montrent, en mesurant la durée d'activité des chevauchements avec et sans érosion, comment les précipitations focalisées sur un versant d'un prisme orogénique influencent l'activité des chevauchements et la propagation de la déformation. Par ailleurs, la sédimentation modifie les caractéristiques du prisme : elle augmente la charge gravitationnelle sur les failles en position externe. Ainsi, la déformation se propage plus difficilement et est accommodée sur des chevauchements moins nombreux, plus pentus et localisés à l'intérieur du prisme.

Cette activité hors séquence a été identifiée dans les chaînes de montagne, sur une longue échelle de temps, par l'étude structurale des failles (e.g. Ahmad et al., 2000; Mugnier et al., 2004; Robinson et al., 2003; Schelling and Arita, 1991). Une séquence de chevauchements hors séquence a ainsi été mesurée, dans les Salt Range (Burbank and Beck, 1989; Grelaud et al., 2002; Yeats and Hussain, 1987), à l'ouest de la syntaxe qui caractérise la terminaison Ouest de l'Himalaya.

Cette activité hors séquence a également été envisagée à partir d'arguments thermochronologiques (Wobus et al., 2006), en particulier dans l'Himalaya du Népal, bien que son importance soit actuellement discutée (Robert et al., 2009) (Figure i - 2 - B).

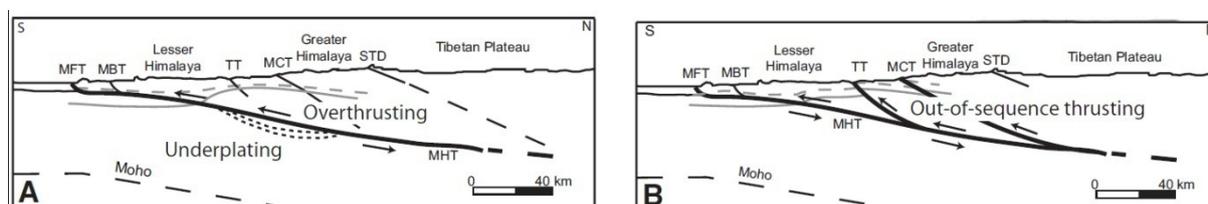


Figure i - 2: comparaison entre les modèles avec (A) exhumation/surrection contrôlés par une rampe crustale et une émergence de la déformation au front et (B) ceux contrôlés par les réactivations hors séquence (d'après Robert et al., 2009).

L'activité hors séquence a aussi été observée à l'échelle du cycle sismique. C'est le cas en Himalaya, où le séisme du 8 Octobre 2005 au Pakistan en est l'illustration (e.g. Bendick et al., 2007; Jouanne et al., 2011; Pathier et al., 2006) (Figure i -3). Ce séisme, situé sur la faille de Balakot-Bagh, a rompu à plus de 100 km du front du prisme orogénique, au croisement de la faille avec la rivière Jhelum. Son épicerentre est localisé dans la chaîne himalayenne, à sa terminaison Ouest. La terminaison de la chaîne est caractérisée par l'interaction de structures de directions différentes : ainsi, dans la partie externe, la chaîne himalayenne, localement appelée Pir Panjal Range, et orientée NW-SE, rencontre au niveau de la syntaxe d'Hazara-Kashmir la chaîne des Salt Range, orientée globalement E-W. C'est dans le cœur de cette syntaxe que l'activité hors séquence a été observée lors du séisme du Cachemire de 2005.

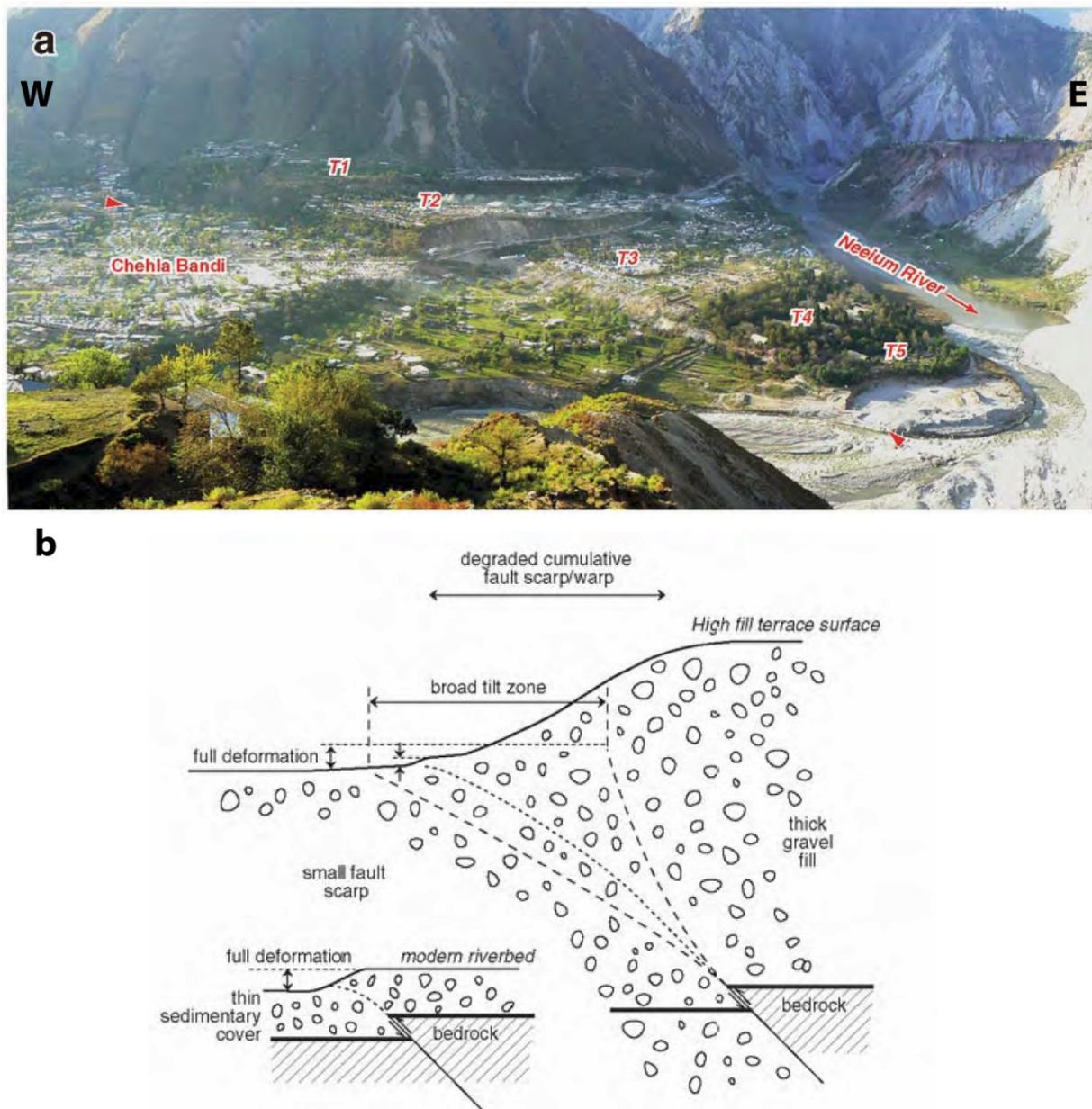


Figure i -3 : (A) Escarpement de la faille chevauchante hors-séquence de Balakot-Bagh où a eu lieu le séisme de M 7.8 de 2005 (Modifié d'après Kaneda et al, 2008). Les flèches rouges indiquent le passage de la faille. (B) Interprétation de l'escarpement (d'après Kaneda et al., 2008).

Cette rupture de surface est la seule à avoir été observée sur les périodes historiques en Himalaya. Elle est cependant considérée comme atypique par rapport au modèle de cycle sismique Himalayen qui suppose que les grands séismes Himalayen se propagent jusqu'au front et atteignent la surface à proximité de la transition plaine-relief montagneux (Figure i - 2 - A).

L'objectif de cette étude est de replacer l'activité hors séquence de la faille de Balakot-Bagh lors du séisme de 2005 dans un contexte régional, en abordant les questions suivantes:

- est-elle une singularité à l'échelle de la chaîne, du fait de sa localisation et de sa position vis-à-vis des rivières ?

- est-ce une singularité temporelle, ou est-ce le reflet d'un fonctionnement sur le long terme de cette portion de la chaîne ?

Pour cela, nous avons étudié la déformation dans la chaîne du Pir Panjal, à l'échelle intermédiaire entre le cycle sismique et l'échelle utilisée par les structuralistes : nous avons mesuré la déformation quaternaire à l'est de la faille de Balakhot-Bagh, le long de la rivière Chenab, traversant trois failles successives. Pour cela, nous avons utilisé les datations aux isotopes cosmogéniques, par luminescence stimulée optiquement et au radiocarbone. En parallèle, afin de mieux comprendre les mécanismes de la déformation à la terminaison de la chaîne, nous avons effectué une série de mesures analogiques dans une boîte à sable dont la géométrie s'apparente à celle de la syntaxe nord-ouest himalayenne, avec pour objectif de mesurer l'effet de la géométrie des failles sur les mécanismes et la séquence de déformation dans le prisme orogénique ainsi créé.

Ce manuscrit comporte trois parties.

Dans la première partie, nous présentons le fonctionnement des prismes orogéniques, depuis le contexte géodynamique de formation, jusqu'à la mécanique de fonctionnement. Etant l'objet de notre étude, ces clés sont nécessaires pour comprendre les parties suivantes du manuscrit. La suite de ce chapitre sert à définir la zone d'étude : l'Himalaya en tant que prisme orogénique, d'un point de vue géodynamique et géologique, en partant de la chaîne dans son ensemble pour ensuite se focaliser sur la zone d'intérêt : la syntaxe nord-ouest himalayenne. Cette partie permet donc d'introduire la problématique de notre travail, intégrée dans son contexte, tout en comprenant les objets étudiés au cours de l'étude.

La deuxième partie présente le résultat de notre étude de modélisation analogique. Après un exposé de l'état de l'art sur la modélisation analogique des différents objets qui nous intéresseront par la suite (depuis le prisme en deux dimensions à la modélisation des oroclins), nous présentons la géométrie et les paramètres de nos expériences, appliqués à la terminaison de la chaîne. Les dispositifs expérimentaux sont décrits, ainsi que les résultats et les interprétations de ces expériences. Ces données expérimentales sont ensuite comparées aux objets naturels rencontrés dans la syntaxe nord-ouest himalayenne.

La troisième partie expose notre travail de terrain. Comme pour la partie précédente, elle débute par un état de l'art sur la méthode utilisée : la morphotectonique, et les objets étudiés. Par la suite, nous replaçons notre zone d'étude dans son contexte géologique. Cette zone couvre trois failles majeures qui sont présentées successivement puis leurs implications tectoniques et climatiques sont discutées dans deux paragraphes finaux.

La conclusion de ce manuscrit est une discussion sur l'ensemble de ce travail de thèse. Elle fait le lien entre deux outils très différents que sont la modélisation analogique et l'étude morphotectonique. Elle souligne les points forts de ce travail, et met en perspective le travail encore à réaliser pour approfondir ce sujet d'étude.

Chapitre 1 : Prismes d'accrétions : exemple de L'HIMALAYA et de sa terminaison ouest, LA SYNTAXE NORD-OUEST HIMALAYENNE

1. LA CINEMATIQUE D'UNE CHAÎNE DE COLLISION CYLINDRIQUE

La première partie de ce chapitre est une présentation des prismes orogéniques. Il présente le contexte géodynamique de leur mise en place et les mécanismes de leur formation et développement à la lumière des résultats apportée par la modélisation des prismes. Une attention particulière est portée sur la séquence de déformation dans les prismes.

1.1. Cinématique générale d'une subduction et prisme d'accrétion

La théorie de la tectonique des plaques est aujourd'hui universellement reconnue. Elle explique l'expansion océanique, liée à l'accrétion de lithosphère océanique, ainsi que les mécanismes de convergence entre les plaques, avec notamment les subductions océaniques, et les collisions continentales. Une subduction correspond au passage d'une plaque lithosphérique sous une autre, conduite par un ensemble de forces telles que la traction du slab (partie plongeante de la lithosphère en subduction), la poussée rigide à la dorsale, la friction qui existe entre les deux plaques, ainsi que les forces motrices dues aux mouvements convectifs dans le manteau. Plus de 80% des subductions ont lieu sous des marges continentales. Les subductions continentales concernent des continents engagés sous d'autres continents.

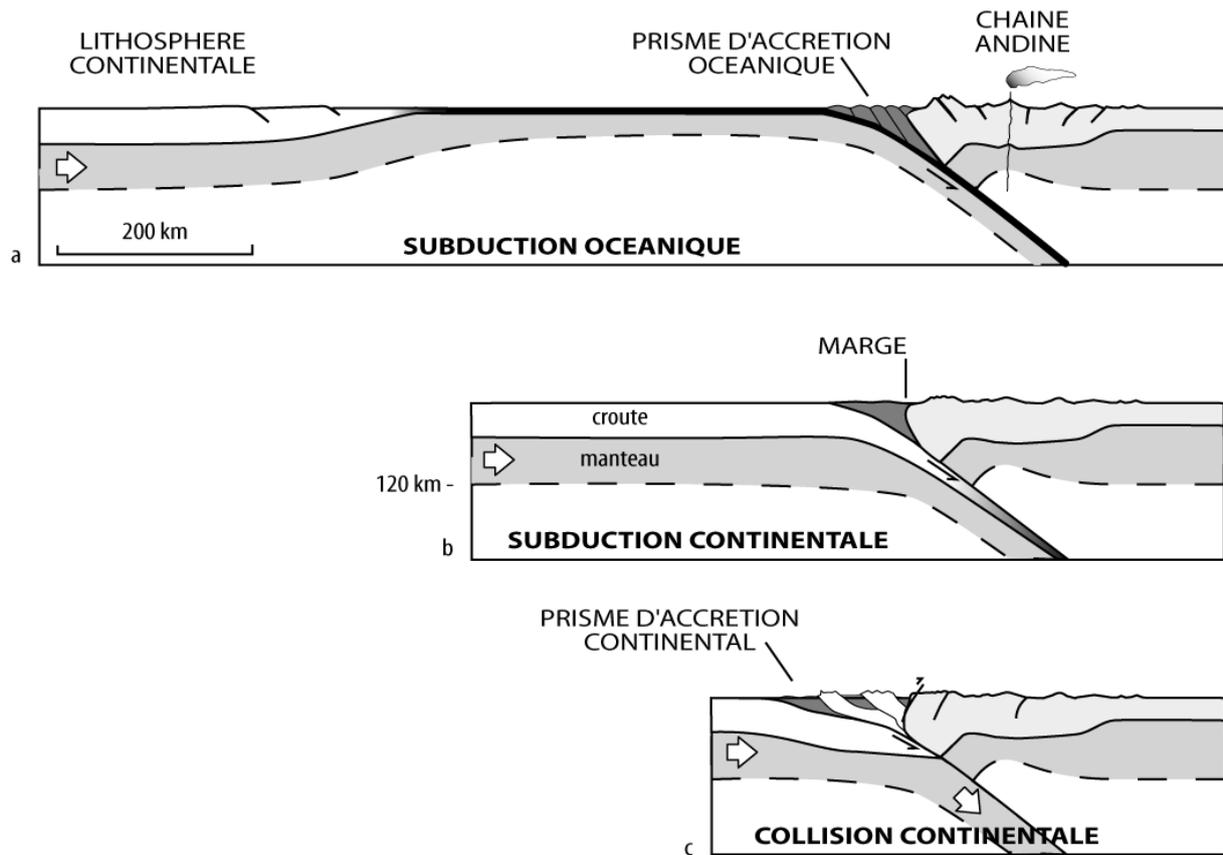


Figure 1 - 1 : Modèle de collision de type Himalaya – Tibet, modifié d'après Malavieille et Chemenda, 1997. A_ subduction océanique ; b_ subduction continentale ; c_ collision continentale et construction d'un orogène (Malavieille and Chemenda, 1997)

Pour comprendre les processus tectoniques aux marges actives (zones de subduction), il faut s'intéresser à la nature de la plaque plongeante. Les collisions continentales se produisent à la suite de la fermeture d'un océan, entraînant alors la subduction continentale (Malavieille and Chemenda, 1997) (Figure 1 - 1). La croûte continentale est relativement légère et s'écaïlle au contact de la marge, notamment grâce aux processus de déformation dans la croûte inférieure ductile (Figure 1 - 1, c). Se construit alors un **prisme d'accrétion** d'échelle crustale qui formera ensuite l'orogène. Cependant, la partie mantellique de la plaque plongeante continue à plonger. Ce plongement est possible grâce à la densité de la plaque plongeante plus importante que la densité de l'asthénosphère.

Le prisme d'accrétion se trouve au pied de la marge active, dans le cas de subductions océaniques ou continentales. La taille des prismes est variable : de quelques kilomètres à plusieurs centaines de kilomètres. Il s'agit d'unités sédimentaires sous-charriées. Les unités accrétées au front du prisme sont bordées par des chevauchements et reposent sur un décollement subhorizontal (Figure 1 - 2). Dans le cas des subductions océaniques, ce décollement est épais de seulement quelques mètres, impliquant une déformation extrêmement localisée. Le prisme se développe au-dessus de niveau de décollement en adoptant une géométrie en coin qui répond globalement à la loi de Coulomb (voir paragraphe suivant). Que l'on considère les prismes formés dans le cas de subductions océaniques ou continentales, la géométrie générale des prismes d'accrétion est identique. Elle peut-être modélisée par le modèle du prisme critique. Dans le paragraphe suivant, nous verrons quelles sont les lois qui gouvernent les processus de déformations dans les prismes d'accrétion.

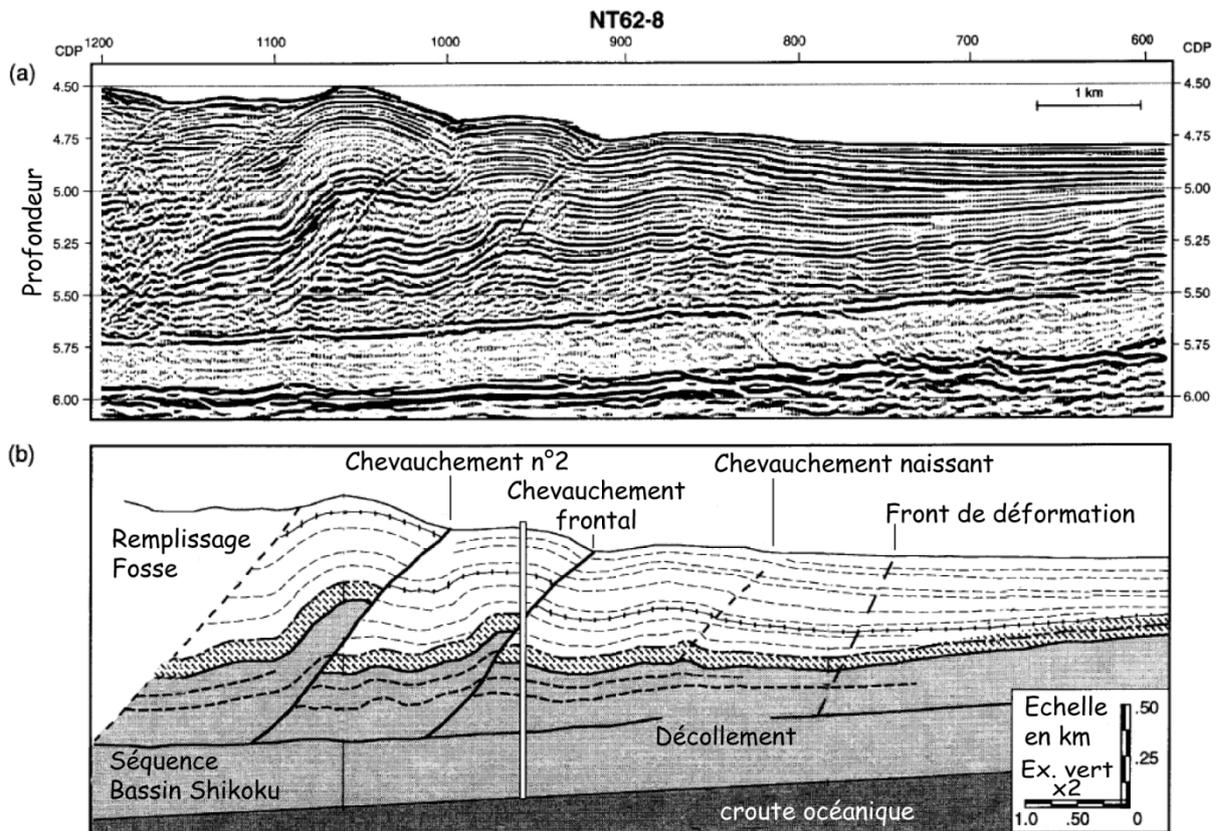


Figure 1 - 2 : Profil sismique interprété du front du prisme d'accrétion du Nankai, au large du Japon du sud-ouest (subduction océanique). Modifié d'après (Morgan and Karig, 1995)

1.2. Modèle du prisme critique

Lors de sa comparaison de coupes de piedmonts à travers différents orogènes, Chapple remarque certaines similarités (Chapple, 1978): (i) une allure générale de la chaîne en forme de prisme s'effilant vers l'extérieur de celle-ci ; (ii) un niveau de décollement dont la vergence est dirigée vers l'intérieur de la chaîne, au-dessous duquel aucune déformation n'est observée ; (iii) au-dessus du décollement, un fort raccourcissement.

Dès lors, Chapple, ainsi que d'autres (Dahlen, 1990; Davis et al., 1983; Davis, 1978; Davis and Suppe, 1980), assimilent la mécanique des prismes développés aux frontières de plaques convergentes, à un prisme d'accrétion développé au front d'un bulldozer : le bulldozer racle une épaisseur h de sédiments sur un plan incliné d'un angle β . Un prisme d'allure triangulaire avec une pente de surface se développe, au-dessous duquel aucune déformation n'a lieu (voir Figure 1 - 3).

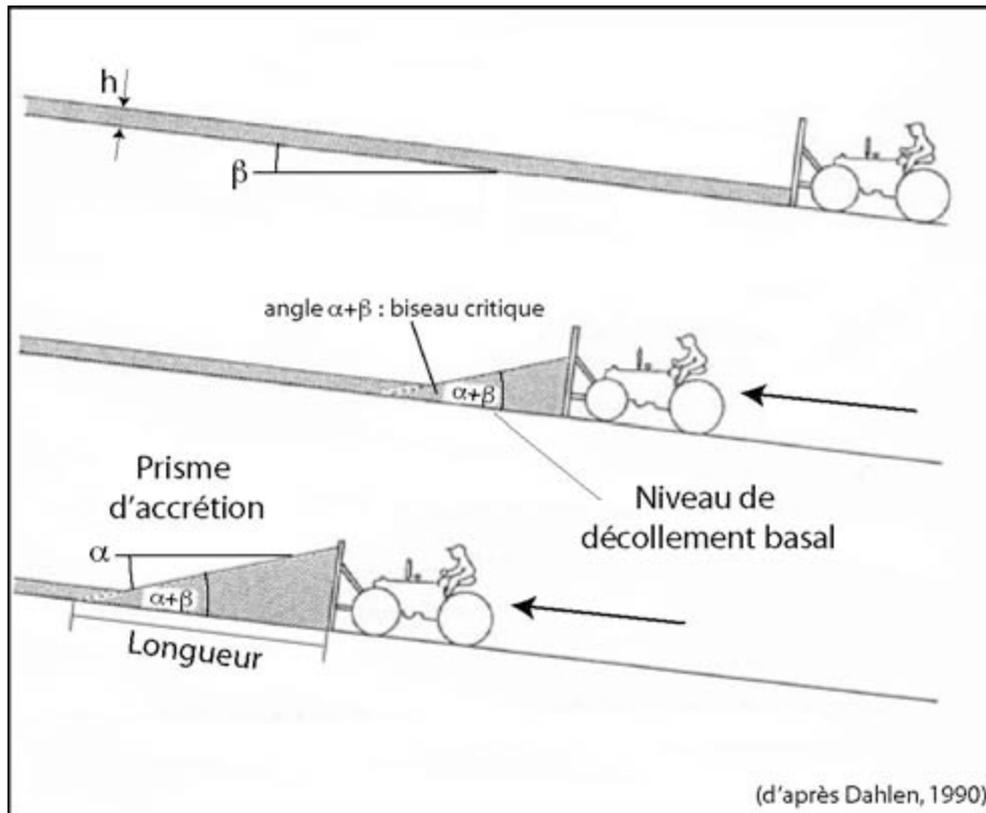


Figure 1 - 3 : Formation d'un prisme d'accrétion au front d'un bulldozer (modifié d'après Dahlen, 1990). Le bulldozer racle une épaisseur h de sédiment qui recouvre une surface inclinée d'un angle β . Glissant sur un niveau de décollement, un prisme triangulaire se forme avec une pente de surface α . Si h et β demeurent constants, un état d'équilibre dynamique est atteint et l'ouverture $\alpha+\beta$ reste constante. Le prisme croît alors de façon auto-similaire.

De cette comparaison émerge la théorie du **prisme critique** (Chapple, 1978; Dahlen, 1984; Dahlen et al., 1984; Davis et al., 1983) montrant que le prisme se développe jusqu'à un état stationnaire durant lequel il conserve une ouverture constante de valeur $\alpha+\beta$ (avec α la pente en surface du prisme et β la pente à la base du prisme). Cette ouverture, appelée biseau critique (*critical taper*), reste donc constante si les propriétés mécaniques restent constantes. La théorie du prisme critique repose sur le fait que le matériau du prisme est partout dans un régime de contrainte proche de la rupture. Les variations du flux entrant sont accommodées par une déformation frontale, ainsi qu'interne, permettant la conservation de la pente critique.

1.2.1. Rhéologie du prisme

La rhéologie des matériaux de la croûte supérieure continentale (i.e. croûte granodioritique et roches sédimentaires) peut être en première approximation considérée comme obéissant à la loi de comportement frictionnel définie par Coulomb au XVIII^{ème} siècle sur des avalanches de sable (Byerlee, 1978; Coulomb, 1773). Selon cette loi, un matériau solide (ou sableux) peut emmagasiner des contraintes sans rompre tant que celles-ci ne dépassent pas un certain seuil. Cette définition de la rupture, appelée **critère de Mohr-Coulomb**, s'écrit :

$$\tau_r = C_0 + \mu \cdot \sigma_n \quad \text{Equation 1 - 1}$$

Elle relie la contrainte cisailante à la rupture τ_r [$M.L^{-1}.T^{-2}$] à la contrainte normale σ_n [$M.L^{-1}.T^{-2}$] via la cohésion C_0 [$M.L^{-1}.T^{-2}$] et le coefficient de friction interne μ du matériau [sans dimension]. Par définition, $\mu = \tan \Phi$ avec Φ l'angle de friction interne. L'expression $\mu \cdot \sigma_n$ est souvent nommée « terme frictionnel ».

1.2.2. Evolution du prisme

Le prisme de Coulomb se déforme jusqu'à ce qu'il atteigne un angle critique. Une chaîne en biseau critique qui se propage vers le front en accrétant de la matière, se déforme de manière interne pour accommoder l'ajout de matière et maintenir un angle critique constant (Davis et al., 1983). Un tel prisme s'épaissit avec la déformation progressive, et il se propage de la butée rigide vers l'avant pays. La « butée rigide » est généralement formée par un arc volcanique ou une partie interne plus épaisse de la chaîne.

A partir d'un bilan des forces (Dahlen, 1990; Davis et al., 1983; Lallemand, 1999), il est possible d'évaluer la géométrie du prisme critique en calculant la valeur du biseau critique $\alpha + \beta$. Celle-ci dépend uniquement des valeurs des paramètres physiques caractérisant le matériau et le niveau de décollement basal. Ces paramètres sont les coefficients de friction (μ et μ_b) et les paramètres de pression de fluide (λ et λ_b) ; l'indice « b » caractérisant le décollement basal.

Dans l'hypothèse d'un prisme d'accrétion non cohésif (Davis et al., 1983 ; Dahlen et al., 1984) et pour des angles de surface et de base suffisamment petits (pour que les approximations des petits angles $\sin \alpha \sim \alpha$ et $\sin \beta \sim \beta$ soient valables), la valeur de l'angle critique du biseau $\alpha + \beta$ est entièrement définie analytiquement à partir des coefficients de friction (μ et μ_b), densités (ρ et ρ_{eau}) et paramètres de pression de fluide (λ et λ_b) supposés constants dans le prisme.

$$\alpha + \beta = \frac{(1-\lambda_b) \times \mu_b + (1 - \frac{\rho_{eau}}{\rho}) \times \beta}{(1 - \frac{\rho_{eau}}{\rho}) + (1-\lambda) \times K} \quad \text{Equation 1 - 2}$$

K est une grandeur sans dimension qui dépend entre autres de μ , définie par (Davis et al, 1983) :

$$K = \frac{2}{H} \int_0^H \frac{dz}{\sin \emptyset \cdot \cos 2\psi(z) - 1} \quad \text{Equation 1 - 3}$$

avec H [L] l'épaisseur locale du prisme, \emptyset l'angle de friction interne du prisme et $\psi(z)$ l'angle entre la contrainte principale, σ_1 et l'axe des x à la profondeur z .

Quelques observations simples peuvent être déduites des équations 1 - 2 et 1 - 3, en particulier :

Si le coefficient de friction du matériau μ augmente (augmentation de \emptyset), alors le biseau critique diminue (en effet, K augmente lorsque \emptyset augmente).

Si le coefficient de friction basale μ_b augmente, alors l'angle du biseau critique $\alpha + \beta$ augmente (K indépendant de μ_b).

Si le prisme est subaérien $\rho_{eau} = 0$ (ou pour un prisme composé de sable sec, comme dans beaucoup de modèles expérimentaux, $\lambda = 0$). L'expression du biseau critique se simplifie et devient :

$$\alpha + \beta = \frac{\mu_b + \beta}{1 + K} \quad \text{Equation 1 - 4}$$

Cette relation est vérifiée expérimentalement avec succès pour un sable standard sec (Davis et al., 1983).

Il est possible d'établir l'orientation des contraintes principales au sein du prisme pour différents angles de biseau critique. En d'autres termes, cette relation prédit le régime tectonique du prisme (extension ou compression) quelle que soit sa géométrie. C'est ainsi que l'on peut définir « les domaines de stabilité » des prismes d'accrétion (Dahlen, 1984; Lallemand et al., 1994).

1.2.3. Les processus de formation du prisme

Dans les prismes d'accrétion, il existe plusieurs mécanismes de déformation, en fonction de la géométrie et de la cinématique de la subduction continentale (chevauchement, plissement, sous-placage, duplex) ainsi que de la profondeur (variations de pression / température). Dans le cadre de ce travail, nous nous intéresserons à la partie supérieure de la croûte continentale, c'est-à-dire les 10 – 15 premiers kilomètres. Dans cette partie de la croûte continentale, les processus de déformation liés à la croûte inférieure –fluage, cisaillement ductile- ne sont pas considérés, des mécanismes tels que la rupture fragile dominant (Brace and Kohlstedt, 1980)

Dans les prismes d'accrétion observés aux piedmonts de chaînes, les déformations majoritairement observées sont les plis et les failles. Les plis résultent du flambage de la couverture sédimentaire d'avant-pays et les failles résultent de la fracturation permettent d'accommoder des déplacements d'ampleur très variées, du km à quelques cm. Ces deux modes de déformation sont étroitement liés et leurs relations géométriques et cinématiques sont étudiées depuis longtemps (Dahlstrom, 1969; Rich, 1934). L'incrément de déplacement de chacun de ces modes de déformation s'effectue généralement au cours des séismes ou par glissement asismique (*creeping*).

1.2.3.1. *Plissement*

Le plissement s'observe sur plusieurs ordres de grandeur : depuis l'échelle centimétrique de l'échantillon jusqu'à l'échelle plurikilométrique de la croûte supérieure. A l'échelle de la croûte supérieure, il représente souvent un stade précoce de la déformation qui précède la rupture fragile (formation de failles). Dans les prismes d'accrétion, le plissement est essentiellement lié à la propagation de la déformation vers l'avant-pays. Il déforme les sédiments d'avant pays accumulés suite à l'érosion des reliefs. L'orientation des plans axiaux des plis est généralement parallèle à la direction principale de la chaîne. On peut distinguer différents types de plis, en fonction de leur relation avec les failles. Pour le détail de leur classement, voir Burbank et Anderson, (2001).

1.2.3.2. *Failles et chevauchements*

Les failles correspondent à la localisation de la rupture dans les roches. En fonction du régime de contrainte, différents types de failles peuvent apparaître : failles inverses (*thrust faults*), failles normales (*normal faults*) et failles décrochantes (*strike-slip faults*). En contexte de convergence, et particulièrement dans les prismes d'accrétion, les failles sont inverses. On les appelle aussi **chevauchements**. Tout comme les plis, ces structures sont quasiment parallèles à la direction principale de la chaîne de montagnes, donnant lieu à l'appellation « *fold an thrust belts* ». En coupe,

les failles ont une géométrie imbriquée où chaque faille constituant le prisme vient le plus souvent s'enraciner au niveau du décollement principal. Leur pendage n'est pas toujours constant car elles peuvent posséder des portions parallèles à la stratification des couches (les « plats ») et des portions sécantes (les rampes). L'apparition des chevauchements se fait depuis les zones internes de la chaîne jusqu'aux parties frontales. Ainsi, on parle souvent de séquence « normale » de propagation de la déformation lorsque le déplacement a lieu sur les chevauchements les plus au front de la chaîne. A l'inverse, un épisode de séquence inverse (ou **hors séquence**) caractérise une propagation rétrograde (vers l'arrière) des chevauchements. En l'absence de processus de surface, l'activité des chevauchements s'effectue très souvent selon une séquence prograde : les chevauchements les plus frontaux sont les plus actifs (ils accommodent la majorité du raccourcissement) alors que les anciens chevauchements sont quasiment inactifs (voir Figure 1 - 4).

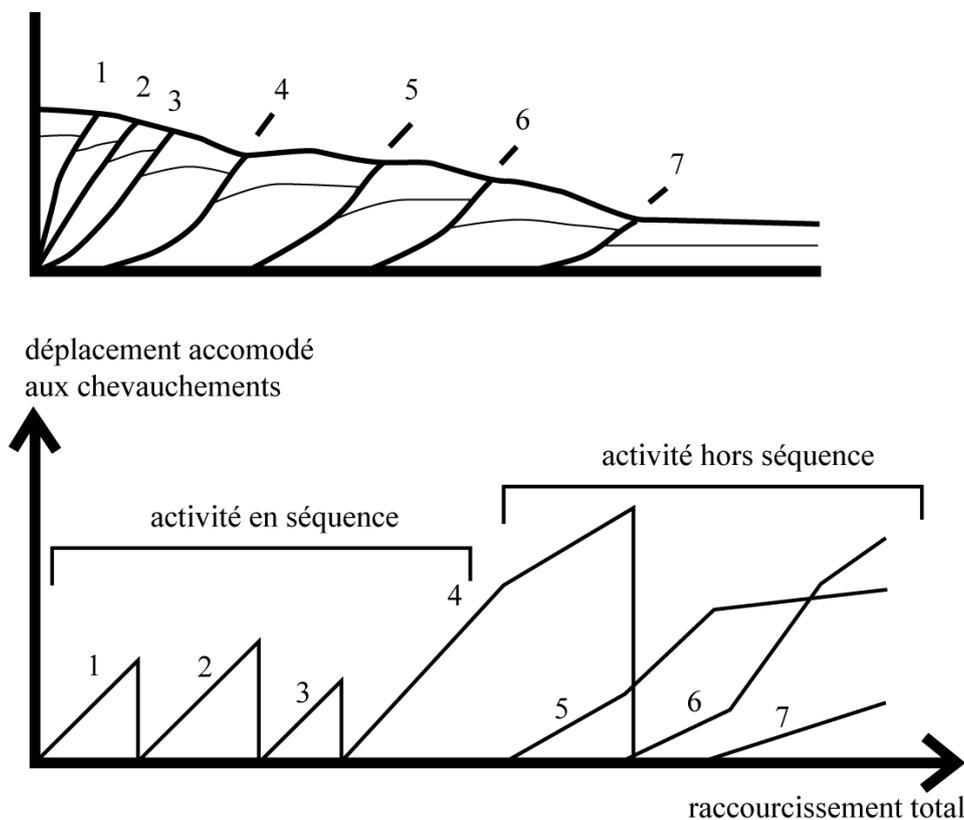


Figure 1 - 4 : en haut schéma d'un prisme avec les chevauchements numérotés par ordre d'apparition. En bas : graphique présentant le raccourcissement accommodé par chaque chevauchement lors d'une activité en séquence (l'activité des chevauchements internes cesse à l'apparition d'un nouveau chevauchement au front) et hors séquence (Dans ce cas les chevauchements les plus internes ont une activité importante malgré l'émergence de nouveaux chevauchements au front).

1.2.4. Mécanique du prisme avec érosion

Lorsqu'on intègre l'érosion dans les modèles de prismes, on en modifie sa dynamique (Dahlen, 1988; Dahlen and Barr, 1989; Dahlen and Suppe, 1988). En enlevant continuellement de la matière à sa surface, l'érosion joue un rôle fondamental sur la mécanique du prisme, induisant une déformation continue de celui-ci pour maintenir l'état critique. En état stationnaire, le flux de matière entrant (dû à la tectonique) est compensé par le flux de matière sortant (en partie lié à l'érosion). Dans ce cas, la largeur du prisme est aussi contrôlée par les volumes de flux entrant et sortant, et non pas seulement par les propriétés frictionnelles des matériaux. Dans le cas d'un état stable sans variation de flux, on peut établir des modèles cinématiques simples du flux de matière à l'intérieur du prisme permettant de comprendre sa dynamique, telle que les trajectoires et les temps de résidence des roches (Figure 1 - 5).

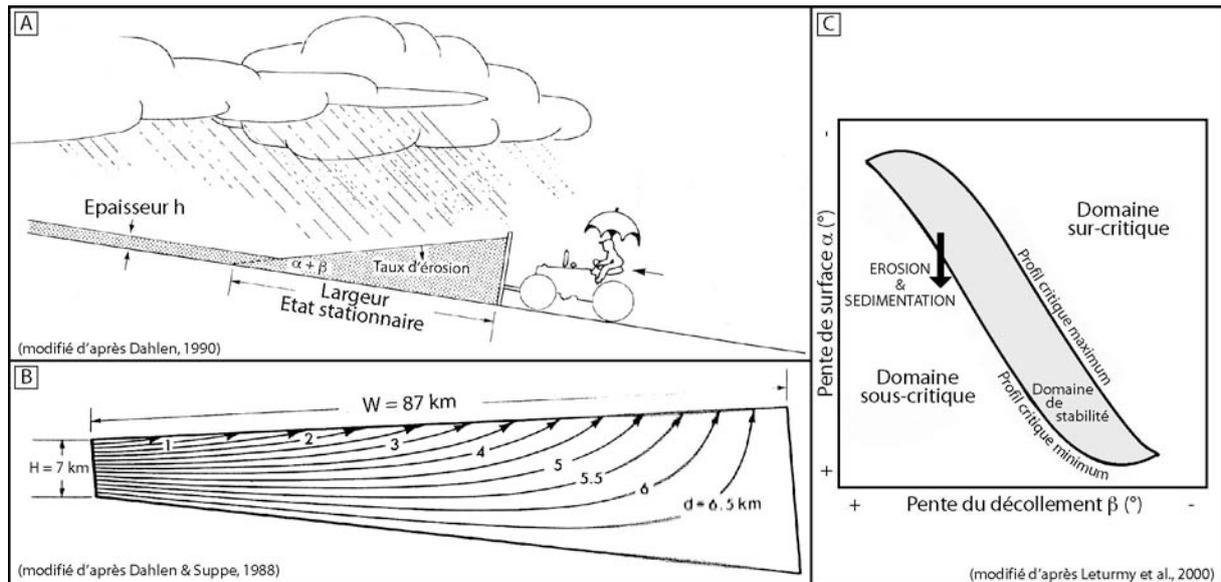


Figure 1 - 5 : **Erosion et modèle de prisme critique.** A) Prisme critique ayant atteint un état d'équilibre dynamique entre le flux entrant et le flux sortant (d'après Dahlen, 1990). B) Modélisation des trajectoires des roches au sein du prisme de Taiwan (d'après Dahlen & Suppe, 1988). Considérant un flux en entrée de $500 \text{ km}^2/\text{Ma}$, un taux d'érosion de $2,9 \text{ km}/\text{Ma}$, une largeur de prisme égale à 87 km , les trajectoires des roches dessinent des courbes dont la longueur dépend de la profondeur de l'échantillon. En moyenne, une roche typique réside 2 à 3 Ma dans le prisme. C) Explication de l'effet de l'érosion sur la dynamique des prismes d'accrétion critique grâce au diagramme des domaines de stabilité (d'après Leturmy et al., 2000).

L'érosion diminue la pente de surface du prisme d'accrétion, et modifie sa stabilité en le faisant passer d'un domaine stable à un domaine sous-critique. De même, la sédimentation en pied de prisme d'accrétion diminue la pente de surface et le conduit dans le domaine sous-critique. Le prisme se déforme alors dans les zones internes et s'épaissit afin de retrouver sa pente d'équilibre (Leturmy et al., 2000).

Le modèle de prisme critique a donné lieu à de très nombreuses adaptations numériques (e.g. Beaumont et al., 1996) à travers le développement de différents algorithmes (e.g. Barr and Dahlen, 1989; Chalaron and Mugnier, 1993; Chalaron et al., 1996; Willett et al., 1993).

1.3. Contrôles de la répartition des mouvements: hors séquence et frontaux

Dans un prisme d'accrétion, il a été montré que la déformation se propage vers l'avant pays en séquence normale (Armstrong and Oriol, 1965; Bally et al., 1966; Boyer and Elliot, 1982). Dans ce système, la plupart de la convergence est absorbée sur la structure frontale, avec une petite partie absorbée en réactivation de structures plus anciennes. Cependant, l'« ordre normal » de déformation peut être perturbé, et la déformation peut être localisée en amont du front, c'est-à-dire **hors séquence**. Un chevauchement hors séquence peut être (i) soit un chevauchement plus ancien réactivé sur toute sa longueur, (ii) soit un nouveau chevauchement qui apparaît en amont du chevauchement frontal, avec tous les intermédiaires entre ces deux extrêmes (Morley, 1988).

1.3.1. Processus de surface

L'utilisation de la modélisation, analogique ou numérique, a permis de comprendre les processus d'activation de chevauchements hors séquence. Par exemple, grâce à la modélisation numérique, Cubas et al., (2008) a montré que l'activation de chevauchement hors séquence peut être liée à un prisme dont la pente est inférieure à son angle critique. Généralement, un prisme atteint une pente sous critique lorsqu'il est affecté par de l'érosion ou de la sédimentation à l'avant du prisme. En effet, des études en modélisation analogique ont montré que la cinétique du système chevauchant est liée à la sédimentation et l'érosion (Baby et al., 1995; Malavieille et al., 1993; Mugnier et al., 1997; Storti and McClay, 1995). Par ailleurs, des modèles numériques de systèmes chevauchants, incorporant une érosion syntectonique et la sédimentation ont montré que l'érosion réduit le travail gravitationnel et frictionnel en réduisant localement la charge au-dessus des failles (Figure 1 - 6), et, de ce fait permet une activité continue de la faille frontale, ou une réactivation des failles plus internes (Avouac and Burov, 1996; Beaumont et al., 1992; Chalaron et al., 1995). Au contraire, la sédimentation augmente le travail gravitationnel et frictionnel sur les failles, et a donc un potentiel suffisant pour les rendre inactives.

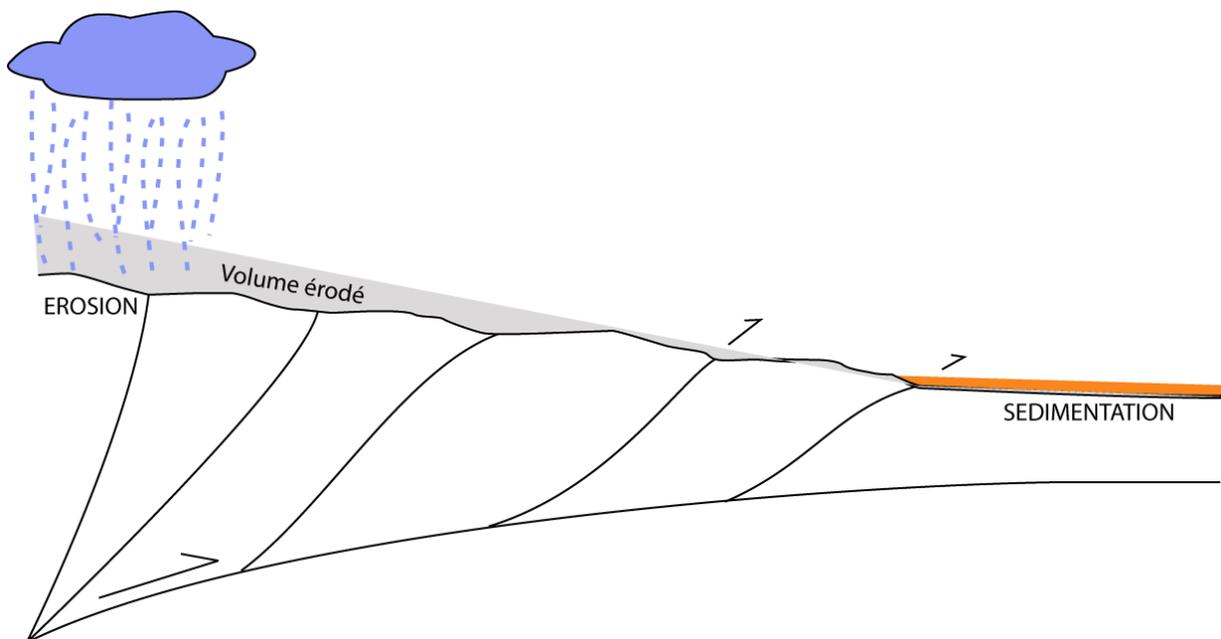


Figure 1 - 6: dessin schématique du changement de la pente de surface d'un prisme orogénique en raison des processus de surface : érosion et sédimentation.

1.3.2. Variations des propriétés rhéologiques

La nature des roches qui constituent les prismes d'accrétion, leur température et leur pression conditionnent leurs propriétés rhéologiques. Les variations associées entraînent des changements dans le type de déformation (Dahlstrom, 1990; Dixon and Spratt, 2004; Fritz et al., 1996; Goff et al., 1996; Homza and Wallace, 1995; Jamison, 1987; Johnson and Fletcher, 1994; Mitra, 1990, 2002; Mitra, 2003; Sepehr et al., 2006; Wiltschko and Chapple, 1977). Par exemple, la présence de couches de sel dans les sédiments joue comme un niveau de décollement très faible qui aura pour effet une propagation importante de la déformation (e.g. Cotton and Koyi, 2000), et un niveau de décollement plus visqueux induira une déformation moins cassante, sous forme de plis (Costa and Vendeville, 2002). Par ailleurs, les variations de propriétés rhéologiques peuvent contrôler la séquence de déformation comme on peut le constater au Pakistan (Burbank and Beck, 1989; Yeats and Lawrence, 1984) avec la présence de sel qui localise le front de la chaîne via un décollement précoce.

1.3.3. Autres mécanismes : applications à l'échelle sismique

La déformation hors séquence se rencontre aussi à l'échelle du séisme. Ainsi, on pourra citer l'exemple du séisme de Chi-Chi à Taiwan. Dans ce cas, la déformation hors séquence est attribuée à un haut structural qui bloque la propagation de la déformation (Kao and Chen, 2000).

De plus, on pourra noter que dans le cas de failles initialement à faible pendage, puis basculées lors du transport de bassins en piggyback (Dahlstrom, 1970), le basculement a tendance à bloquer la faille, entraînant une augmentation de la pression de fluide (Sibson, 1990), qui elle-même a tendance à diminuer l'angle critique du prisme selon la théorie de Coulomb. De ce fait, les failles agiraient comme des soupapes à la pression de fluide, entraînant une réactivation des failles épisodique (Mugnier et al., 2004).

2. CONTEXTE GEOLOGIQUE ET ZONE D'ETUDE

Dans la suite de ce travail, nous nous intéresserons à un exemple de chevauchements hors séquence situé sur le flanc est la syntaxe nord-ouest himalayenne, et chercherons s'il existe d'autres contrôles favorisant les réactivations hors séquence.

La chaîne de montagne himalayenne forme un prisme d'accrétion qui, par bien des aspects répond à la théorie du prisme de coulomb, formant une chaîne cylindrique. Cependant, ses terminaisons est et ouest, de par leur géométrie, offrent des singularités compliquant sa comparaison avec un prisme simple. Dans la suite de ce chapitre, nous nous attacherons à présenter l'Himalaya dans son ensemble, et plus spécifiquement au niveau de sa terminaison ouest : la syntaxe nord-ouest himalayenne.

2.1. Cadre géodynamique régional : l'Himalaya

L'Himalaya est une chaîne de montagne longue de 2500 km d'orientation moyenne WNW-ESE, située au nord de l'Inde. Elle est limitée au nord par le plateau du Tibet, d'une altitude moyenne de 5000 m, et plonge au sud jusqu'à la plaine Indo-gangétique et du Brahmapoutre. Les montagnes du Karakorum la limitent à l'ouest, et les chainons du Myanmar à l'est. La chaîne himalayenne résulte de la collision entre les marges continentales de l'Asie et du sous-continent indien (Argand, 1924; Powell and Conaghan, 1973) (Figure 1 - 7). La vitesse de convergence des deux blocs est actuellement de l'ordre de 4-5 cm/an, ce qui permet de qualifier cette chaîne comme une **collision intercontinentale active**. A ce titre, elle a toujours été utilisée comme un objet d'étude, suscitant l'attention de nombreux travaux de recherche depuis des décennies.

2.1.1. Cinématique

La séparation du continent indien (alors situé dans l'hémisphère sud) avec le continent Africain s'initie autour de l'Albien (112-100 Ma) (Beck et al., 1995). Commence alors la remontée du continent vers le Nord, à la faveur de la subduction de l'océan Néotéthysien (Dercourt et al., 1993; Stampfli and Borel, 2002). Cette subduction forme aujourd'hui les sutures nord et sud de l'Indus-Tsangpo et du Ladakh-Kohistan, ainsi que la suture Shyok. Elle a fonctionné entre 120 et 85 Ma, conduisant à la formation d'un arc volcanique (Honegger et al., 1982) et l'on retrouve aujourd'hui des traces de l'océan sous formes d'ophiolites. En parallèle, plus au nord apparaît une seconde subduction à la bordure de la marge continentale sud-asiatique. Cette subduction aboutit à la collision de l'arc avec la marge sud-asiatique au crétacé supérieur (Corfield et al., 2001; Mahéo et al., 2000; Reuber et al., 1987; Robertson, 2000).

La subduction au sud perdurant, le continent indien entre en collision avec la marge sud-asiatique entre 57 et 55 Ma (Rowley, 1996), associée à une brusque diminution du taux de convergence qui passe de 15 cm. an⁻¹ à 4.5 cm.an⁻¹ (Molnar and Tapponnier, 1978; Patriat and Achache, 1984) (Figure 1 - 7).

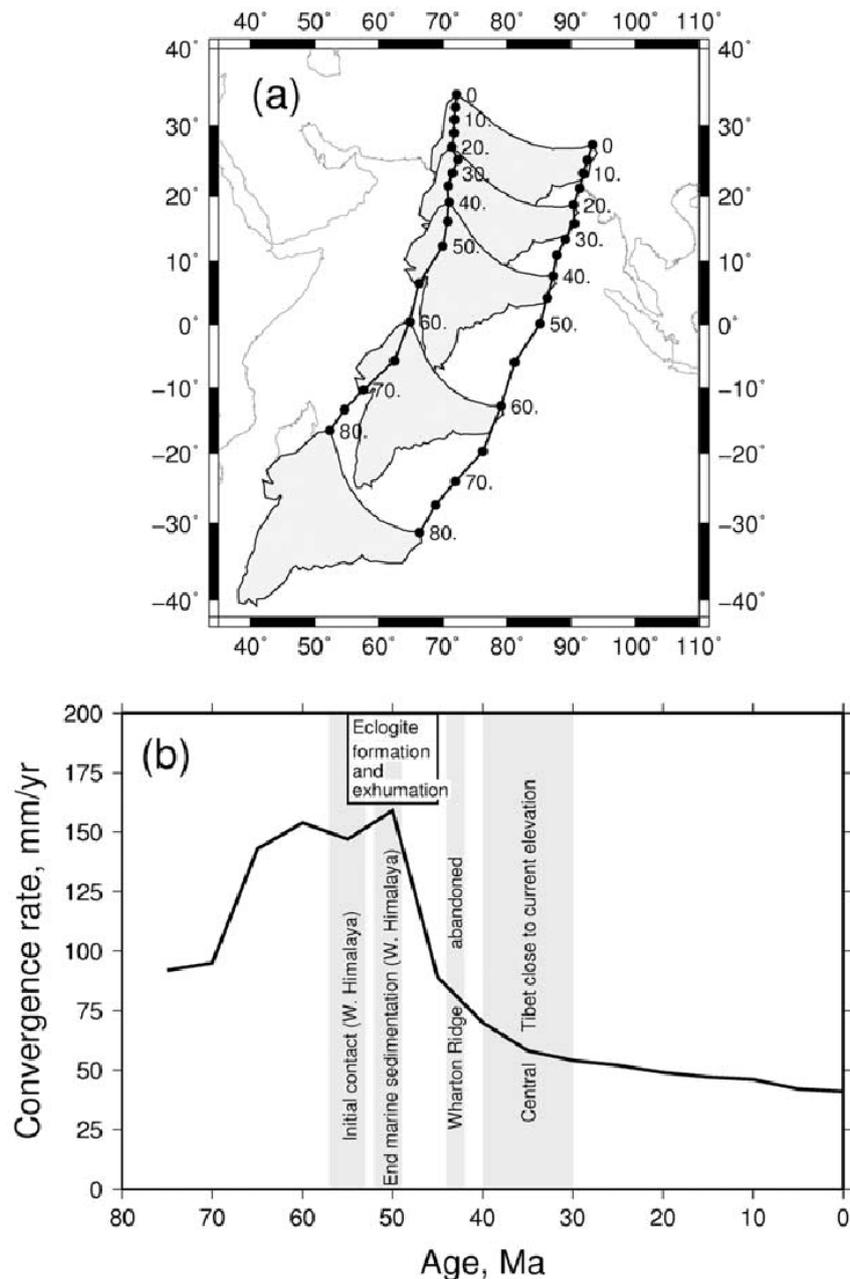


Figure 1 - 7 : Mouvement de l'inde par rapport à la plaque eurasienne depuis 80 Ma (Copley et al., 2010). A : mouvement déduit de la combinaison des mouvements relatifs inde-Afrique, Afrique-Amérique du Nord, Amérique du Nord Eurasie. Les nombres indiquent les millions d'années. B) Evolution de la vitesse de convergence Inde Asie, au point actuel 28°N, 80°E

La collision s'initie d'abord à l'ouest puis se propage vers l'est (de Sigoyer et al., 2000; Ding et al., 2005), la vitesse de convergence se stabilisant autour de 3 à 5 cm/an (Guillot et al., 2003). La principale illustration de la collision entre les continents Inde et Asie est la chaîne himalayenne, dont la forme générale est arquée. Mais la déformation s'est propagée bien à l'intérieur du continent asiatique, entraînant la formation de reliefs jusqu'en Sibérie au nord, et L'Indu Kush jusqu'en mer de chine à l'est, entraînant notamment l'extrusion latérale vers le sud-est de l'ensemble du continent sud-asiatique (Molnar and Tapponnier, 1978; Replumaz and Tapponnier, 2003; Tapponnier et al., 1982; Tapponnier et al., 2001). Le raccourcissement total accommodé au niveau de l'Himalaya peut être

estimé grâce à la reconstruction du mouvement relatif des plaques et le paléomagnétisme. Ainsi, sur une convergence totale de post-collision de 2600 ± 900 km entre l'Eurasie et l'Inde, il faut retrancher 1700 ± 610 km qui sont liés à la l'extrusion latérale du bloc asiatique (Achache et al., 1984; Besse and Courtillot, 1988, 1991; Patriat and Achache, 1984). Les 900 km restants peuvent être considérés comme accommodés par le raccourcissement himalayen (Coward and Butler, 1985; Dewey et al., 1989; Le Pichon et al., 1992). La convergence actuelle entre l'Inde et le continent eurasiatique est globalement de 3.5 cm.an^{-1} (Figure 1 - 8) (Bettinelli et al., 2006; Jouanne et al., 2004), et environ de 26 mm.an^{-1} entre le plateau tibétain et l'inde stable (Jade et al., 2004).

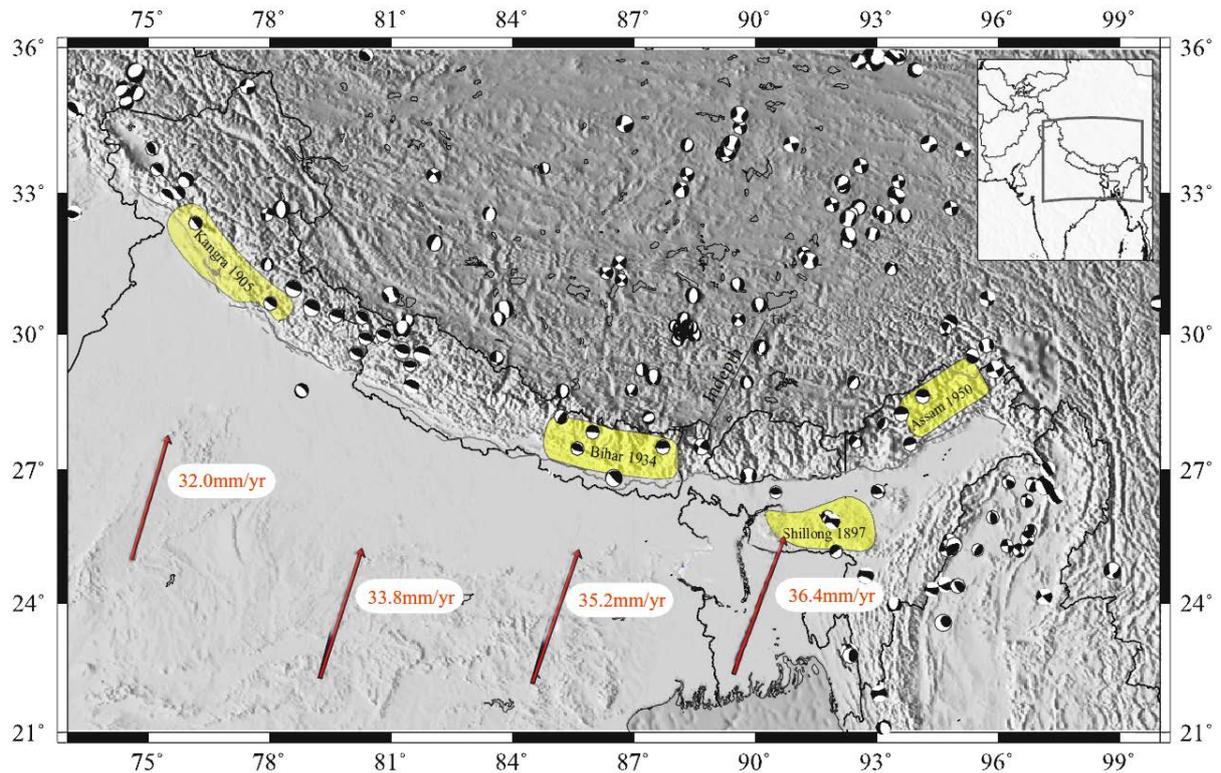


Figure 1 - 8 : Carte sismotectonique de l'Himalaya avec les mécanismes au foyer (Harvard Centroid-Moment Tensor (CMT) catalogue). En jaune les séismes historiques majeurs depuis 1887. Les flèches rouges illustrent le mouvement relatif de l'Inde par rapport à l'Eurasie à partir du point de rotation déterminé par Bettinelli et al, (2006) ($26.45 \pm 3.4^\circ\text{N}$, $13.99 \pm 7.8^\circ\text{E}$, avec une vitesse angulaire de $0.354 \pm 0.015^\circ \text{Ma}^{-1}$). Modifié d'après Bettinelli et al, (2006).

2.1.2. Grands chevauchements et unités lithologiques

On peut diviser les roches rencontrées en Himalaya en zones tectonostratigraphiques qui s'étendent le long de la chaîne (Gansser, 1964; Heim and Gansser, 1939; Hodges, 2000; Le Fort, 1975). Chaque zone est limitée par des failles majeures, et chacune a une stratigraphie caractéristique. Ces unités ont été définies au centre de l'Himalaya (Népal) puis ont été corrélées latéralement, vers l'ouest et l'est (e.g. DiPietro and Pogue, 2004). Elles sont présentées sur la Figure 1 - 9. Du sud au nord, on rencontre donc :

La limite au sud de la chaîne est marquée par le **Main Frontal Thrust (MFT)**, qui entraîne le chevauchement des dépôts d'avant pays actuels. Le MFT est actuellement actif (décalage de terrasses alluviales récentes par des failles) avec des vitesses de raccourcissement de 14 à 20 mm.an⁻¹ (Lavé and Avouac, 2000; Mugnier et al., 2004), tandis que la mesure de la déformation instantanée par GPS indique un blocage intersismique du chevauchement (Banerjee and Bürgmann, 2002; Jouanne et al., 2004). Le MFT aurait été initié aux environs de 2 Ma au Népal (Mugnier et al., 2004; Van Der Beek et al., 2006). Au toit du **MFT**, Les **Siwalik** forment une série sédimentaire constituée de matériel détritique néogène à quaternaire de type molassique. Il s'agit des sédiments d'avant pays d'âge miocène à actuels repris dans la chaîne elle-même. Les Siwalik sont classiquement divisés en 3 ensembles sédimentaires différents (Delcaillau, 1986; Gautam and Appel, 1994; Gautam and Fujiwara, 2000; Ojha et al., 2009; Ojha et al., 2000) : les Siwalik inférieurs (Lower Siwalik – LS), caractérisés par des dépôts assez fins d'alternance de grès et de pélites ; les Siwalik moyens (Middle Siwalik – MS) alternant dépôts de grès épais et de pélites argileuses ; enfin les Siwalik supérieurs (Upper Siwalik – US) composés de conglomérats grossiers inter-stratifiés dans des sables et grès argileux. Les Siwalik sont plissés et recoupés par des chevauchements tels que le Main Dun Thrust (Mugnier et al., 1999).

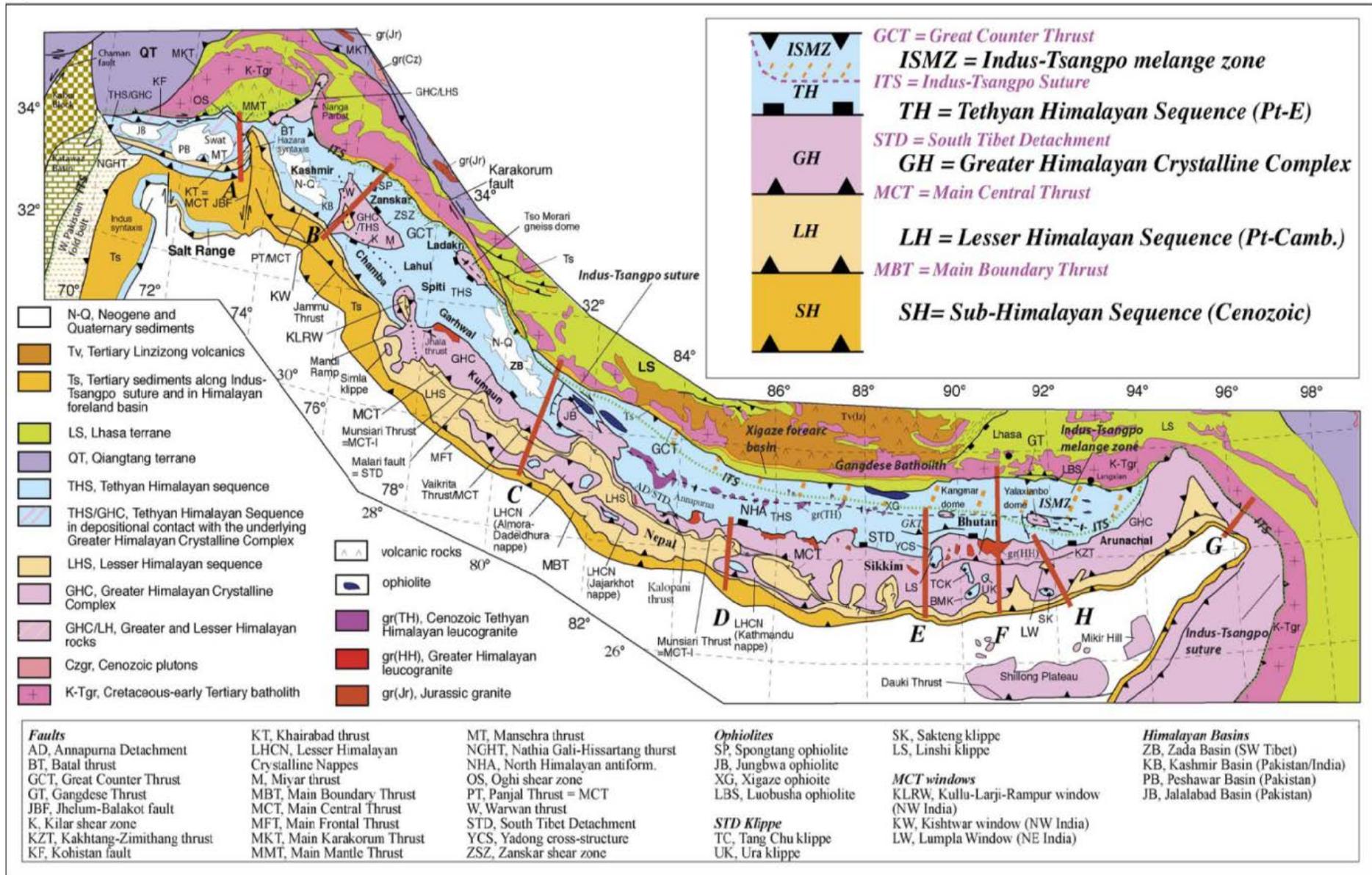
Le **moyen Himalaya** (Lesser Himalaya – LH) chevauche les Siwalik au niveau du **Main Boundary Thrust (MBT)** qui entraîne un ressaut topographique important au toit de la faille. Le moyen Himalaya est composé des séries essentiellement protérozoïques localement intercalées de séquences plus récentes d'âge miocène (DeCelles et al., 1998; Yin, 2006). Ce sont des roches métasédimentaires de la marge passive indienne. Ce domaine inclut aussi des roches méta-volcaniques et des gneiss intrusifs (DeCelles et al., 1998; Frank et al., 1995; Upreti, 1999). Aujourd'hui, le MBT serait peu actif (Delcaillau, 1997).

Le **haut Himalaya** (High Himalaya - HH), composé d'une partie cristalline : le Haut Himalaya Cristallin et désolidarisé de la partie sédimentaire au niveau du détachement sud Tibétain (South Tibetan Detachment System – STDS) également désignée Faille Nord Himalayenne (North Himalayan Fault - NHF) Le haut Himalaya sédimentaire d'âge protérozoïque supérieur à éocène moyen (Gansser, 1983; Mascle et al., 2010), riche en fossiles (Talent, 1989), atteint 10 km d'épaisseur et forme certains des plus hauts sommets (Everest et Annapurna). Il présente généralement un métamorphisme de haut grade. La limite sud du Haut Himalaya est le **Main Central Thrust (MCT)**, constitué d'une zone relativement large et épaisse de matériel intensément cisailé.

Les **séries téthysiennes** (Tethyan Himalayan Series - THS) sont principalement composées de roches sédimentaires silicoclastiques et carbonatées, datant du protérozoïque à l'éocène, et déposées sur la

marge continentale passive indienne, et intercalées de roches volcaniques paléozoïques et mésozoïques (Yin, 2006 et références incluses). Ces roches téthysiennes sont présentes dans la partie sud du plateau du Tibet, entre la suture de l'Indus Tsangpo et les hauts sommets himalayens, limitées au nord par la **faille normale du Sud Tibet (South Tibetan Detachment Fault - STDF)** et au sud par la **faille Nord Himalayenne (North Himalayan Fault – NHF)**. On retrouve aussi ces roches sous forme de klippes tectoniques plus au sud dans la chaîne.

Toutes ces unités sont présentées sur la carte page suivante. Leurs relations sont illustrées sur les coupes en deuxième partie de figure.



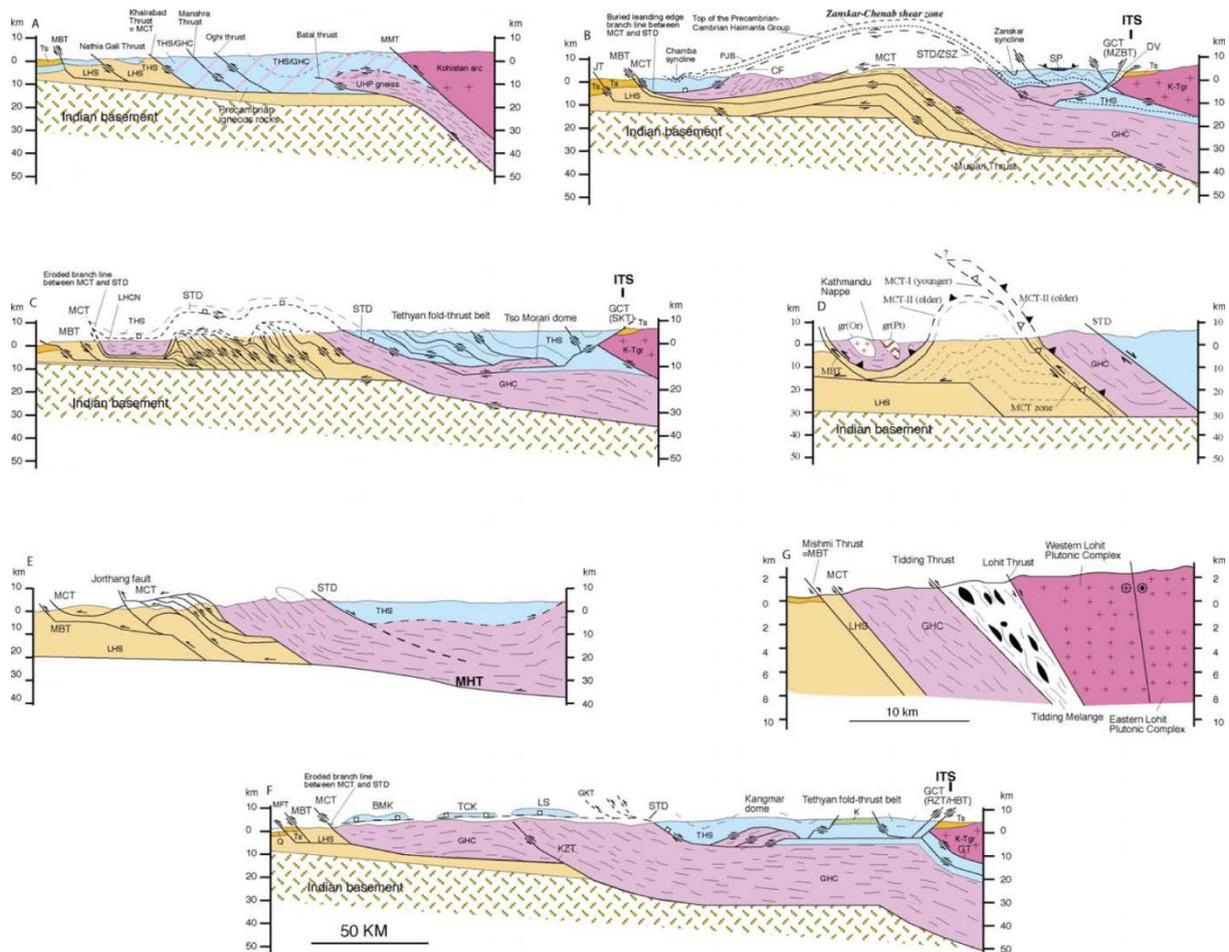


Figure 1 - 9 : carte géologique (page précédente) et coupes géologiques (présente page) de l'Himalaya, d'après Yin (2006). Voir carte pour la localisation des coupes.

2.1.3. Cinématique des Chevauchements

Nous nous intéresserons ici au prisme d'accrétion de l'Himalaya en fixant comme limite nord le MCT, et en se concentrant sur les failles majeures : le MCT, le MBT et le MFT. La période d'activité de ces failles est différente suivant la partie de l'Himalaya considérée. On séparera donc la partie ouest de l'Himalaya, de la partie est et de la partie centrale. Une synthèse des âges et taux présentés par la suite est proposée dans le tableau 1 - 1. En partant du nord au sud, on rencontre donc les failles suivantes en Himalaya :

2.1.3.1. Main Central Thrust (MCT)

A l'ouest.

Dans la région de Garhwal Himalaya, l'âge du MCT est contraint entre 22 et 14 Ma par des datations de refroidissement au K-Ar sur Muscovite (Metcalf, 1993). Le chevauchement était actif entre 6 et 2 Ma, déterminé à partir de datations Th-Pb sur monazites (Catlos et al., 2002). Cet âge est en accord avec l'âge K-Ar sur Muscovite dans la même région (Metcalf, 1993). Autour de la fenêtre de Kishtwar, l'âge d'activité du MCT est comprise entre 22 et 16 Ma (Searle et al., 1999; Stephenson et

al., 2001; Walker, 1999). Il n'existe pas d'évidence de réactivation du MCT à la fin du Miocène-Pliocène dans la région du Zaskar, car les âges les plus jeunes $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite sont d'environ 16 Ma (Stephenson et al., 2001). La limite supérieure de l'âge du MCT dans la région du Zaskar peut être contrainte par la datation de la déformation en dôme du MCT, entraînant l'exposition de la fenêtre de Kishtwar. Celle-ci a commencé il y a ~6Ma et a duré jusqu'après 2 Ma, d'après les datations par traces de fission sur zircons et apatites (Kumar et al., 1995). Cette gamme d'âge se superpose avec les âges de mouvement chevauchant le long du Munsiari Thrust dans la région de Garhwal Himalaya (Catlos et al., 2002).

Un déplacement minimal accommodé par le MCT de ~95 km est déterminé par la distance entre la klippe de Simla et la limite nord de la fenêtre de the Kullu-Larji-Rampur (Vannay and Grasemann, 2001). De même, un glissement minimum de 90 km est déterminé par la distance entre la trace la plus au sud du MCT, et la limite nord de la fenêtre de Kitshwar (Frank et al., 1995).

Au centre.

Dans le centre de l'Himalaya, le MCT était actif entre 23 et 20 Ma (Coleman, 1998; Godin et al., 2001; Hodges et al., 1992; Hodges et al., 1996; Hubbard and Harrison, 1989; Parrish and Hodges, 1996), âges obtenus par les datations du métamorphisme de faciès amphibolite associé au mouvement le long du MCT. L'âge de la déformation de la zone d'enracinement du MCT diminue progressivement vers le sud avec ~20 Ma au nord et 5-3 Ma au sud d'après les âges Th-Pb sur inclusions de monazite dans les grenats syn-cinématiques (Catlos et al., 2002; Harrison et al., 1997; Harrison et al., 1998). Ces âges sont en opposition forte avec les datations du refroidissement des nappes de Katmandu (22-14 Ma) le long de la portion plate du CT (Arita et al., 1997; Copeland et al., 1996). La progression des âges dans la zone du MCT, et les différences d'âges entre les segments internes (nord) et externes (sud) du MCT peuvent être attribuées à une migration discontinue vers le sud de la déformation en cisaillement simple (Harrison et al., 1998), une propagation vers le sud de chevauchements distincts dans un système de duplex (Robinson et al., 2003), ou un chevauchement hors séquence (Johnson et al., 2001; Rai et al., 1998). Les datations du refroidissement des différentes nappes associées au MCT au Népal conduisent à la conclusion que la zone de rampe du MCT a été réactivée à la fin du Miocène et au Pliocène, entre 8 et 3 Ma, laissant son segment de faille frontal bloqué par l'inactivité depuis 13-14 Ma (Harrison et al., 1997). En parallèle, Wobus et al. (2005) ont proposé une réactivation actuelle du MCT.

Le déplacement du MCT a été estimé à partir de coupes équilibrées à l'est du Népal. Il aurait accommodé 140 à 210 km de déplacement (Schelling, 1992; Schelling and Arita, 1991). A l'ouest du Népal, un glissement de ~500 km a été proposé (DeCelles et al., 2001).

A l'est

Au Sikkim, les analyses pétrologiques sur grenats (Harris et al., 2004) suggèrent que le MCT a été actif à ~23 Ma (Yin, 2006). Des datations U-Pb sur monazites indiquent que le MCT a été actif entre 22 et 14 Ma au Bhutan et au Sikkim.

Le déplacement total accumulé sur la faille varie entre 75 km (Daniel et al., 2003) et 156 km (Long et al., 2011) au Bhutan et au Sikkim (Catlos et al., 2002) et 195 km en Arunachal (Yin, 2006).

2.1.3.2. *Le Main Boundary Thrust*

A l'ouest

D'après les taux de subsidence, l'âge de mise en place du MBT est considéré autour de 11 Ma dans cette zone (Meigs et al., 1995). Les études cartographiques couplées à l'étude de la durée d'activité du MBT suggèrent une magnitude déplacement de l'ordre de 100 km (Burbank et al., 1996; Meigs et al., 1995; Treloar and Coward, 1991).

Au centre

d'après les flux de sédiments dans l'avant pays, l'âge du MBT est 5 Ma (DeCelles et al., 1998) ou 9 Ma (Mugnier et al., 2004). Le raccourcissement total accommodé le long de la faille est compris autour de 100 km (Molnar, 1988; Powell and Conaghan, 1973), sans évidence géologique claire (Yin, 2006).

A l'est

Dans cette partie de l'Himalaya, les failles sont beaucoup plus rapprochées que dans la partie centrale ou ouest de la chaîne. Ainsi, le MBT et le MCT sont plissés ensemble au Sikkim et en Arunachal (Acharyya, 1980; Acharyya and Ray, 1977), indiquant une structure plus complexe des failles que dans le reste de la chaîne où le MBT a montré avoir une géométrie simple de plat et rampe (DeCelles et al., 2001; Schelling and Arita, 1991). Le plissement du MBT indique un changement structural qui pourrait résulter du développement d'un duplex entre le MBT et le MFT (Yin, 2006). Ceci impliquerait un raccourcissement au mur du MBT plus important dans l'est de l'Himalaya que dans le reste de la chaîne.

Le raccourcissement total déduit de coupes équilibrées dans le lesser Himalaya et le Sub Himalaya est estimé à 164-267 km (Long et al., 2011).

2.1.3.3. *Le Main Frontal Thrust (MFT)*

A l'ouest

A l'ouest, le raccourcissement total à travers la chaîne subhimalayenne (c'est-à-dire entre le MBT et le MFT) est ~23 km (Powers et al., 1998). Le taux de glissement du MFT est estimé à 8-10mm/an (Kumar et al., 2001).

Au centre

Au centre de la chaîne, l'initiation du MFT est datée autour de 1.8-2.4 Ma (Mugnier et al., 2004). Les taux de glissement holocènes sur le MFT au centre de l'Himalaya ont été déterminés à partir de coupes équilibrées et de terrasses déformées (Lavé and Avouac, 2000; Mugnier et al., 2004). Ils sont compris entre 10.5 et 21 ± 1.5 mm/an. Ces résultats sont compatibles avec les taux mesurés au GPS compris entre 18 ± 2 et 15 ± 5 mm/an (Jouanne et al., 1999; Larson et al., 1999), ainsi que les taux à long terme de l'avancée du front himalayen vers le sud (Mugnier and Huyghe, 2006).

A l'est

On sait peu de choses du développement du MFT dans l'est de la chaîne.

2.1.3.4. Synthèse

L'activité tectonique le long de l'Himalaya est résumée dans le tableau 1 – 1. L'Himalaya y est séparée en trois : l'est, le centre et le front. L'activité sur les différents chevauchements externes (du MCT au MFT) y est détaillée.

Tectonic zones	Western Himalaya (<81°E)	Central Himalaya (81-89°E)	Eastern Himalaya (>89°E)
Main Central Thrust	Age: active 21–19 Ma in Zaskar, 21–14 Ma and 5.9 Ma in Garhwal Himalaya	Age: active 23-20 Ma, reactivated at 5-3 Ma and currently	Age: active 18–13 Ma
	Slip: > 85–95 km	Slip: > 100 km, 175 km	Slip: > 75 km based on Kuru Chu-Manas River reentrant.
Main Boundary Thrust	Age: initiated > 11 Ma in western NW India, also inferred to be older than M. Paleocene (> 58 Ma)	Age: < 5 Ma or at 10–12 Ma as inferred from sedimentation in Siwalik Group	Age: < 5 Ma inferred from sediments in Siwalik Group, or at 10–12 Ma
	Slip: >100 km	Slip: > 100 km.	Slip: 164-267 km
Main Frontal Thrust	Age: initiated ???	Age: initiated at 1.8 -2.4 Ma	Age: initiated ???
	Slip: ~23 km; rate: 8-10 mm/yr	Slip: 40 km; rate: 21 to 15 mm/yr	Slip: ???

Tableau 1 - 1 : tableau de synthèse de l'âge et des mouvements accommodés le long de la chaîne himalayenne par le MCT, le MBT et le MFT (modifié d'après Yin, 2006). La chaîne est séparée en trois zones : l'ouest, jusqu'à 81°E, le centre, entre 81 et 89°E et l'est, au-delà de 89° de longitude. Voir paragraphe 2.1.3 pour les références bibliographiques sur les valeurs.

La comparaison des âges d'initiation des structures tectoniques, des déplacements et des taux de déplacements le long de l'arc himalayen montre qu'il existe une différence entre l'ouest et l'est. Les structures s'initient d'abord à l'ouest, puis se propagent vers l'est. Les incertitudes sur les raccourcissements accommodés ne permettent pas de dire s'il existe aussi un gradient dans ce sens. Le MCT est une structure qui a connu des réactivations hors séquence dans la partie ouest de la chaîne, et au centre. Le raccourcissement accommodé par le MBT semble être plus important sur la partie est de la chaîne.

Les âges d'initiation et les taux de déplacement des différents chevauchements estimés dans la littérature ne sont pas tous compatibles, indiquant qu'il existe encore des incertitudes fortes sur ces valeurs.

2.1.4. Variations latérales de la géométrie de la chaîne

Les 3 chevauchements majeurs MCT, MBT et MFT sont connectés en profondeur au Main Himalayan Thrust (MHT) qui accommode l'essentiel de la déformation actuelle. Il s'enracine dans une zone de cisaillement ductile subhorizontale située sous le Sud-Tibet (Zhao and Nelson, 1993). La

microsismicité absorbe une fraction négligeable des déformations observées, ces déformations élastiques étant finalement accommodées par le MHT lors des séismes himalayens majeurs (Avouac, 2003). Communément, il est admis que la zone du MHT possède une géométrie en plat - rampe - plat (DeCelles et al., 2001; Lyon-Caen and Molnar, 1985; Schelling, 1992; Schelling and Arita, 1991). Cependant, la chaîne présente une variation latérale de morphologie liée à des variations dans la taille de la rampe et dans le pendage des plats (Berger et al., 2004; Mugnier et al., 2011; Robert et al., 2009; Yin, 2006). Ces variations de morphologie et de géométrie sont d'autant plus marquées aux terminaisons ouest et est de l'Himalaya, comme cela est visible sur la Figure 1 - 9.

Les terminaisons de la chaîne, que l'on appelle syntaxes, se distinguent du reste de la chaîne entre autres, par la forme cartographiques des unités tectoniques arquées, ainsi que par leur dômes gneissiques, d'altitudes élevées (sommets proches ou supérieurs à 8000m), et transverses à la chaîne. Ce sont à l'est, le dôme du Namche Barwa, et à l'ouest le dôme du Nanga Parbat. Ces dômes sont caractérisés par une exhumation très rapide (~ 1 cm/an), responsable de fusion partielle et de granites d'anatexie. Il est à noter que ces dômes correspondent au trajet de l'Indus et du Brahmapoutre.

A cœur des syntaxes himalayennes que sont les terminaisons ouest et est, on peut remarquer la présence de structures géométriques arquée affectant le système chevauchant externe aussi appelées syntaxes, telles que la syntaxe d'Hazara-Kashmir. Nous détaillerons la géométrie de la terminaison ouest de la chaîne (Figure 1 - 10, coupe A), et étudierons sa cinématique dans la suite de ce travail.

2.2. Terminaison ouest de la chaîne Himalaya : la syntaxe nord-ouest himalayenne

2.2.1. Présentation

La terminaison ouest de la chaîne himalayenne, présentée sur la Figure 1 - 10, correspond à la zone d'interaction entre, à l'est la fin de l'Himalaya, au nord l'arc volcanique du Kohistan Ladakh et à l'ouest la chaîne des Salt Range. Dans cette zone, l'Himalaya est localement orientée NW-SE. Cette disposition de la déformation est liée, en carte, à une géométrie courbe des structures tectoniques (failles notamment). Dans la littérature, cette géométrie est appelée « **syntaxe** » nord-ouest himalayenne. La géométrie et la cinématique de cette structure sont probablement liées à la forme initiale du continent indien au moment de la collision avec l'Asie (Houseman and England, 1993; Llana-Fúnez et al., 2006; Treloar and Coward, 1991).

La syntaxe Nord-ouest himalayenne peut être séparée en deux parties : à l'ouest, dans la partie nord du Pakistan, les chevauchements majeurs ont une orientation approximativement est-ouest, et une direction de transport vers le sud ou sud-sud-est (Armbruster et al., 1978; McDougall and Khan, 1990). Les Salt Range sont la chaîne caractéristique de cette orientation. A l'est, la terminaison ouest de l'Himalaya (Cachemire) où le système chevauchant a une orientation NW-SE. Au sud du bassin du Cachemire, la chaîne porte le nom de Pir Panjal Range.

Au cœur de la syntaxe NW himalayenne, se trouvent des structures complexes, telles que le dôme du Nanga Parbat, et la syntaxe d'Hazara-Kashmir. La mesure des orientations des failles a montré qu'il existe une direction de transport perpendiculaire à la direction de convergence, c'est-à-dire un

raccourcissement E-W dans un contexte de convergence globalement N-S (Coward et al., 1986; Llana-Fúnez et al., 2006; McCaffrey and Nabelek, 1998; Schneider et al., 1999; Seeber and Pecher, 1998).

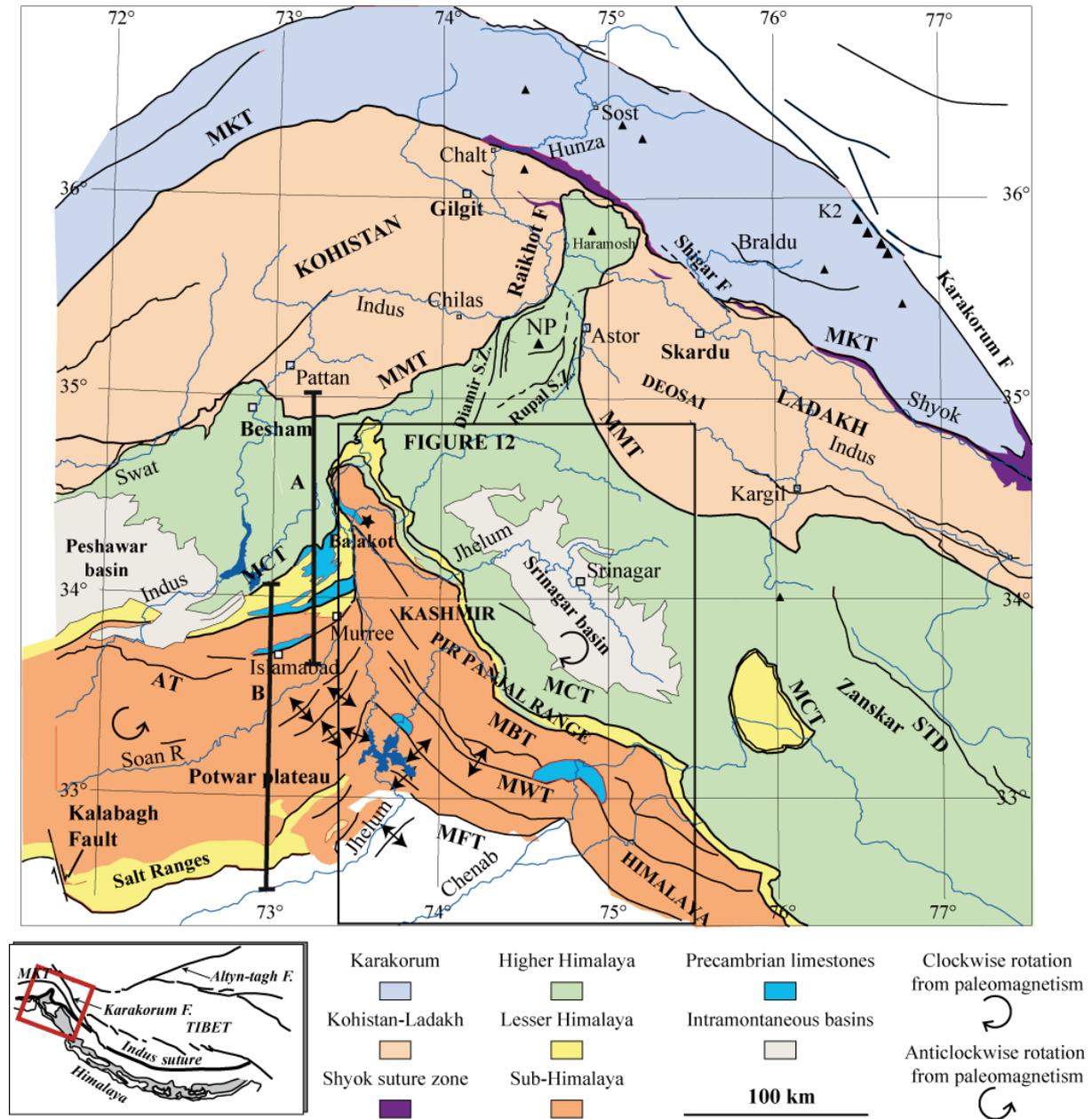


Figure 1 - 10 : carte géologique du nord-ouest Himalaya avec les grandes unités tectoniques, modifié d'après (Pêcher et al., 2008). Le cadre noir correspond à la figure 1 - 12. Les traits verticaux correspondent à la coupe A de la figure 1 - 9 (trait A) et à la coupe de la figure 1 - 11 (trait B). MKT, Main Karakotum Thrust; MMT, Main Mantle Thrust (Indus Suture Zone); STD, South Tibetan Detachment; MCT, Main Central Thrust; MBT, Main Boundary Thrust; MFT, Main Frontal Thrust. MWT, Medikhot Wadia Thrust ; AT, Attock Thrust.

2.2.2. Partie externe de la terminaison ouest himalayenne (syntaxe d'Hazara-Kashmir, Salt Range et tertiaire himalayen) : direction et cinématique de transport

2.2.2.1. Syntaxe d'Hazara-Kashmir et faille de Kalabagh

La syntaxe d'Hazara-Kashmir a été décrite en détail par Bossart (Bossart et al., 1988; Bossart et al., 1990). Elle consiste en une série d'écailles chevauchantes de géométrie courbe en carte et dont les deux bords de l'arc sont localement parallèles (Bossart et al., 1988). Il s'agit d'une structure active antiforme à l'est et synforme à l'ouest. Elle est formée par le plissement des unités chevauchantes himalayennes. Elle est convexe vers les zones internes, et concave vers les zones externes. Au sud-ouest, autour de la faille de Kalabagh visible sur la Figure 1 - 10, les failles présentent également une géométrie particulière, avec des décrochements sur la faille de Kalabagh, et une forme courbe des chevauchements environnants (McDougall and Khan, 1990). Par la suite, nous étudierons plus spécifiquement cette structure d'Hazara-Kashmir dans le cadre de la zone externe de la syntaxe, incluant Salt Range, syntaxe d'Hazara-Kashmir et tertiaire.

2.2.2.2. Le raccourcissement des Salt Range et plateau du Potwar

Un décollement peu profond à faible pendage est situé sous les Salt Range, le plateau du Potwar et le bassin de Peshawar (Armbruster et al., 1978), et s'ancre sous l'arc du Kohistan (Coward and Butler, 1985). La direction de raccourcissement dans la partie externe du système chevauchant est globalement NNW – SSE, c'est-à-dire parallèle à la rampe latérale de la faille de Kalabagh (McDougall and Khan, 1990). On retrouve aussi cette direction de transport dans les parties plus internes, avec la linéation d'étirement à la base du Attock Thrust et du MMT (Brunel, 1986), visibles sur la Figure 1 - 10. Dans les Salt Range, la déformation est répartie le long de plusieurs chevauchements, avec une phase tardive d'activation de chevauchements hors séquence entre 5 et 10 Ma. L'émergence du chevauchement des Salt Range a transformé le bassin du Potwar en bassin en « piggyback » (Grelaud et al., 2002), et peut être corrélée à une rotation dans le sens antihoraire enregistrée dans les molasses Miocènes du sud Potwar (Burbank et al., 1986; Opdyke et al., 1982). La rapide propagation de la déformation vers le sud jusqu'au Salt Range serait corrélée à la coalescence entre le niveau de décollement et le niveau de sel (Grelaud et al., 2002). Après 5 Ma, l'activité dans les Salt Range a diminué notablement, probablement en raison du blocage du niveau de décollement sous le bassin du Potwar, et entraîné l'émergence d'un chevauchement hors séquence s'enracinant dans les sédiments d'avant pays (Grelaud et al., 2002). Après 1.9 Ma, la déformation s'est à nouveau localisée sur la structure frontale des Salt Range. La séquence de déformation dans la chaîne est présentée sur la Figure 1 - 11.

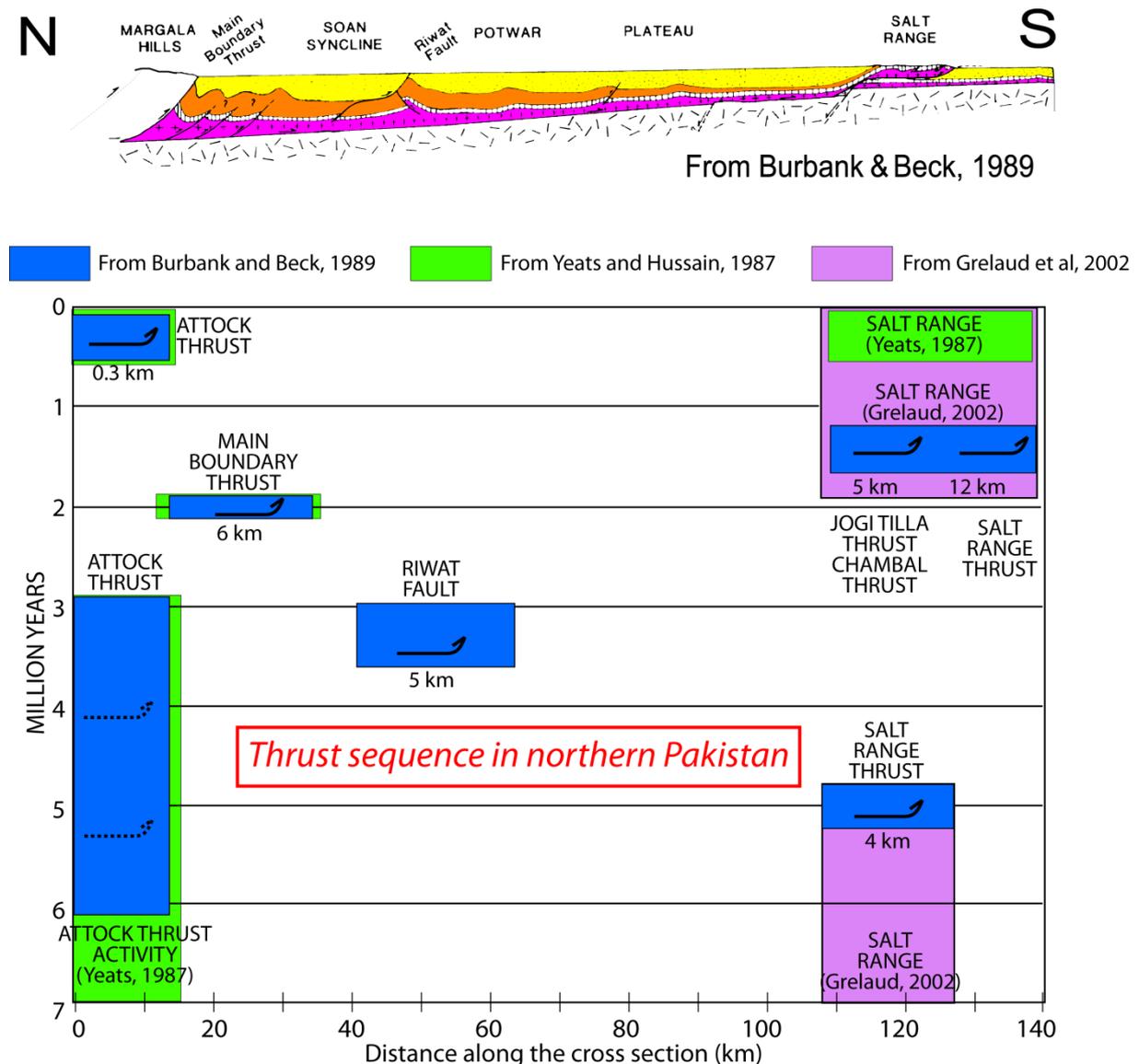


Figure 1 - 11 : séquence des chevauchements à travers la chaîne des Salt Range et le plateau du Potwar, d'après Burbank et Beck, (1989), Yeats et Hussain, (1987) et Grelaud et al, (2002).

2.2.2.3. Le raccourcissement dans l'Himalaya du Cachemire

La terminaison ouest de la chaîne himalayenne présente globalement les mêmes caractéristiques que le reste de l'Himalaya dans sa partie la plus externe (Seeber et al., 1981), puisqu'on retrouve le MCT, le MBT et le MFT qui s'exprime sous la forme d'un pli anticlinal. Cependant, entre le MFT et le MBT, un chevauchement majeur est caractérisé sur plus de 200 km de long depuis Balakot au nord-ouest jusqu'à Dehra Dun au sud-est, voir chapitre 3, paragraphe 2.3, dont la terminologie a récemment été fixée à Medlicott Wadia Thrust (MWT) (Thakur et al., 2010). Ce chevauchement a une activité hors séquence que nous détaillerons ultérieurement.

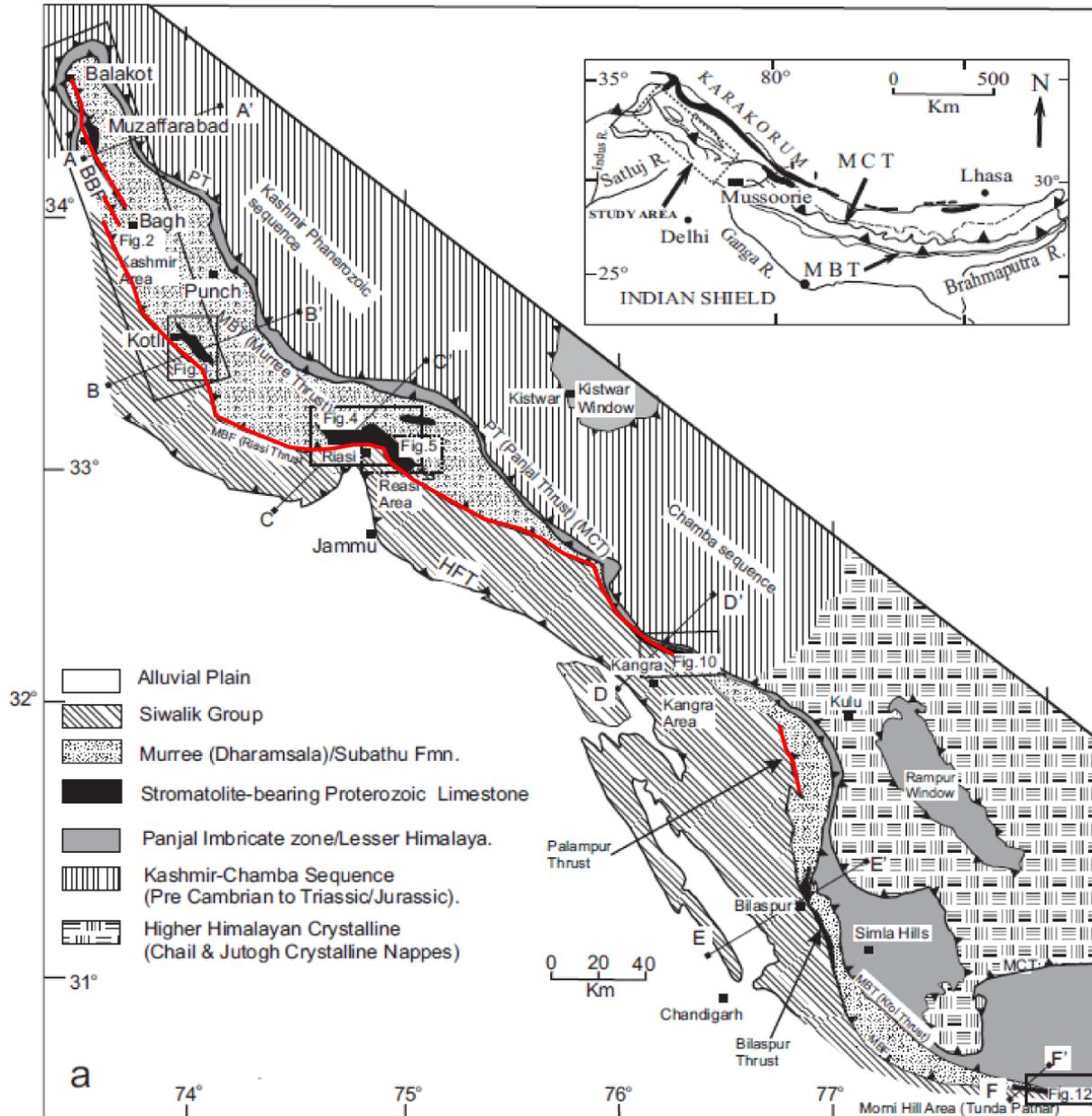


Figure 1 - 12 : carte tectonique de la zone externe du nord-ouest de la chaîne himalayenne, avec les dépôts tertiaires et les calcaires protérozoïque. En rouge, le Medlicott Wadia Thrust (MWT). Modifié d'après Thakur et al., 2010.

Le Main Himalayan Thrust (MHT) est le niveau de décollement actif qui pend doucement sous le plateau tibétain et émerge dans les sédiments synorogéniques de l'avant pays (Seeber et al., 1981). Le MHT est formé de « plats » segments à faible pendage et de « rampes ». La présence du bassin du Cachemire implique un segment plat long de plus de 100 km sous cette zone. La direction de transport actuelle le long du MHT est NE – SW d'après les mécanismes au foyer (Seeber et al., 1981), et continue depuis le miocène (Bossart et al., 1988; Brunel, 1986). Le paléomagnétisme donne des preuves de rotations (Klootwijk et al., 1985; Klootwijk et al., 1983) dans le sens horaire, probablement localisées près de l'émergence nord-ouest des chevauchements (Coward et al., 1986). Le raccourcissement à long terme déduit des coupes équilibrées (Powers et al., 1998; Srinivasan and

Khar, 1996) et de la migration des dépôts-centre du bassin d'avant pays est estimé à $13 \pm 3 \text{ mm.an}^{-1}$ depuis 11 Ma (Mugnier et al., in prep.) (Figure 1 -13).

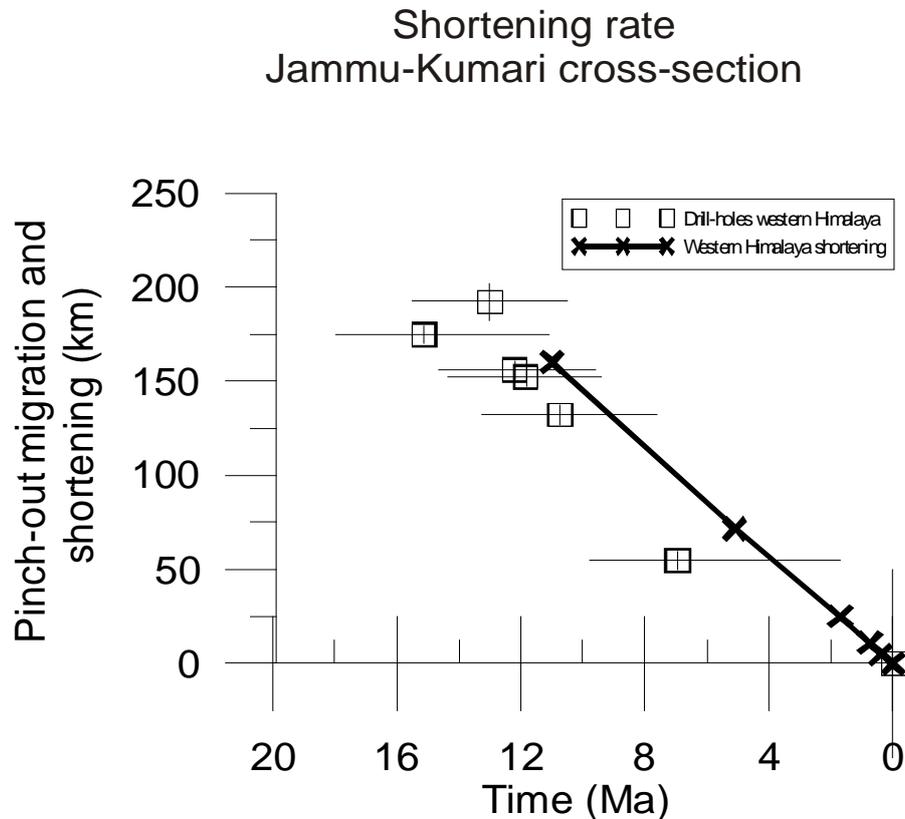


Figure 1 -13 : raccourcissement long terme sur le versant est de la syntaxe nord-ouest himalayenne (Pir Panjal Range) d'après Mugnier et al, (in prep). Le raccourcissement moyen est $13 \pm 3 \text{ mm/an}$. Les données sont extraites de Meigs et al, (1995) ; Powers et al, (1998) ; Zhang et al, (2004) et Mugnier et al, (2004).

2.2.3. Deux systèmes qui interagissent ou 1 système linéaire plissé

L'origine de la forme cartographique des structures et unités dans la terminaison ouest de l'Himalaya est encore aujourd'hui un sujet d'interrogation et est l'objet de nombreuses recherches : La syntaxe d'Hazara a-t-elle toujours eu cette forme ou s'agit-il d'une structure initialement plus linéaire ultérieurement plissée ?

La forme initiale du continent Indien contraint fortement la géométrie que l'on peut observer aujourd'hui en Himalaya (Treloar and Coward, 1991; Treloar et al., 1992), et notamment l'orientation des différentes chaînes dans la syntaxe nord-ouest himalayenne. Cependant, les données de paléomagnétisme indiquent une rotation horaire au Cachemire et antihoraire à l'ouest de la syntaxe d'Hazara Kashmir (Klootwijk et al., 1983; Klootwijk et al., 1986), ce qui tend à confirmer qu'il existe une rotation autour axe vertical au cœur de la syntaxe, tendant à refermer les structures.

De manière générale, l'origine du plissement tardif de structures antérieurement linéaires peut être expliquée par plusieurs phénomènes (Weil and Sussman, 2004) :

Un mouvement le long d'une faille crustale non linéaire (Marshak, 1988)

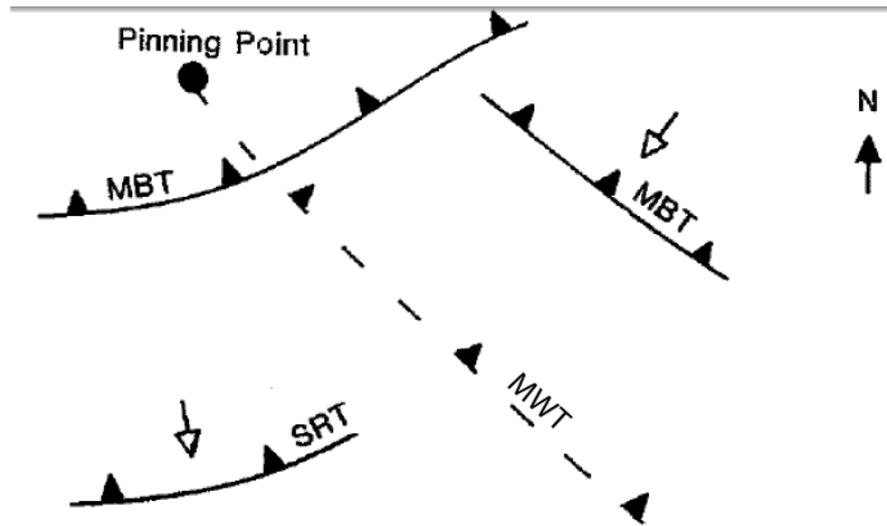
Un obstacle qui empêche la propagation de la déformation, interférant ainsi avec les chevauchements les plus externes et qui résulte en une divergence de la direction de transport.

Un indenteur qui affecterait un prisme d'accrétion précédemment linéaire, créant ainsi une variation du champ de contraintes et causant alors une rotation secondaire autour d'un axe vertical. L'indenteur lui-même peut aussi être courbé durant l'orogénèse (Johnston, 2001; Johnston and Acton, 2003)

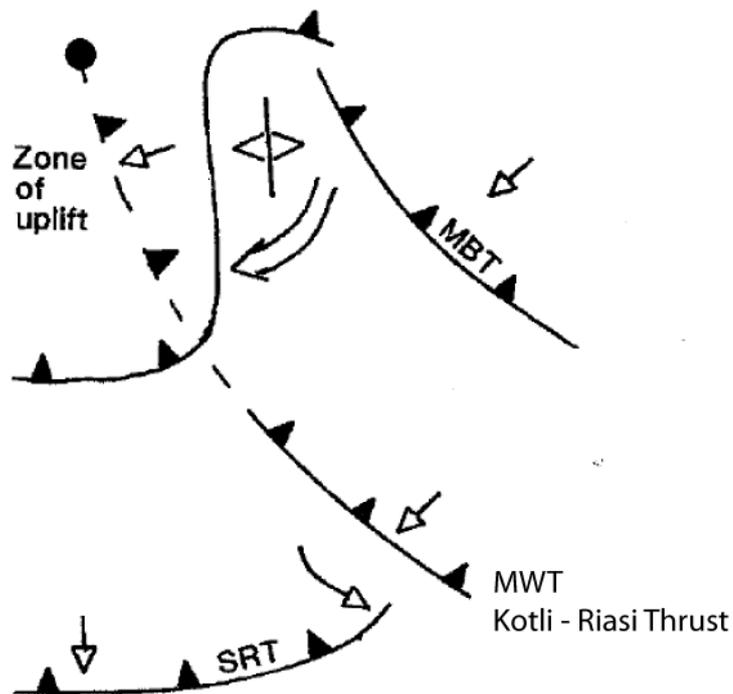
Dans le cas de la syntaxe nord-ouest himalayenne, plusieurs modèles ont été proposés pour expliquer la géométrie actuelle des structures :

Tréloar et al, (1991; 1992) explique cette rotation par un poinçonnement de la déformation due à l'interaction entre les deux systèmes chevauchants du Cachemire et du Pakistan (Salt Range) (Figure 1 - 14).

Burbank (1983) quant à lui explique la formation de la syntaxe d'Hazara-Kashmir par la différence de style de propagation à l'est et à l'ouest : Un fort couplage à l'est au contraire de niveau de décollements peu profonds à l'ouest (Burbank, 1983) (Figure 1 - 15).



a) Early Pliocene



b) Late pliocene to Recent

Figure 1 - 14 : **Modèle de la formation de la syntaxe d'Hazara Kashmir** d'après Tréloar et al (1992). (a) Début du pliocène, la déformation se localise le long du MBT à l'est et du Salt Range Thrust (SRT) à l'ouest. Le Kotli Thrust, en cours d'initiation, n'est pas encore exposé et sera « épinglé » à sa terminaison nord-ouest. (b) Fin du pliocène au récent : la déformation au mur du MWT (Kotli - Riasi Thrust) épinglé génère une rotation horaire au mur du MBT et un plissement du MBT. A l'ouest, la déformation entraîne une rotation dans le sens antihoraire à la terminaison est du Salt Range Thrust.

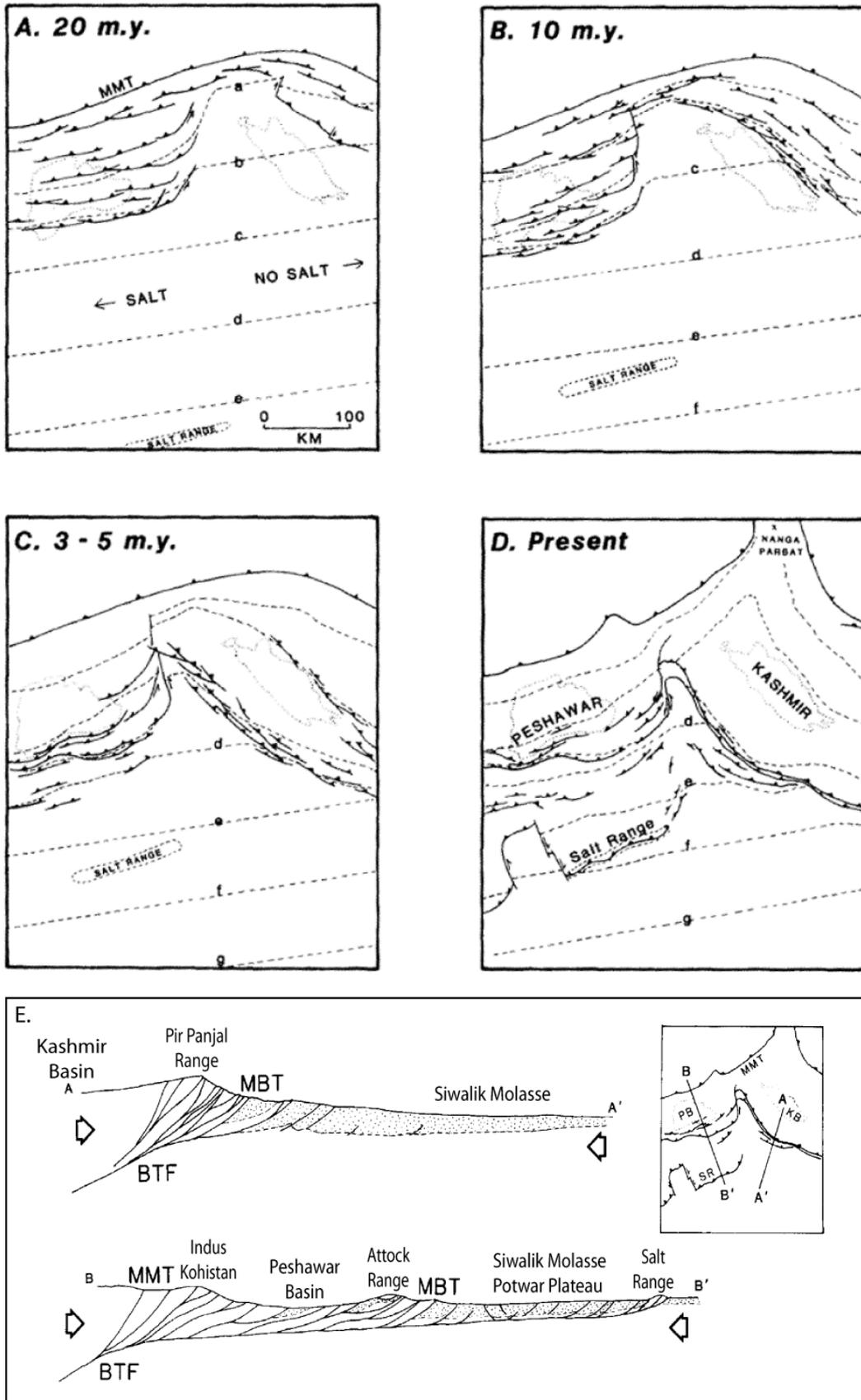


Figure 1 - 15 : A à D. *Modèle d'évolution structurale de la syntaxe d'Hazara Kashmir depuis le miocène, d'après Burbank (1983)* ; E. *Coupes illustrant les différents types de déformation de chaque*

côté de la syntaxe d'Hazara-Kashmir, d'après Burbank, (1983). MBT : Main Boundary Thrust ; MMT : Main Mantle Thrust ; BFT : Basement Thrust Front.

Cependant, aucune de ces hypothèses n'a été modélisée ou testée. Il est donc envisageable que les structures observées dans cette zone aient, dès leur initiation, eu cette forme courbe, qui se serait ensuite accentuée lors des rotations mesurées par le paléomagnétisme. Cette hypothèse sera testée et développée dans le chapitre 3, via la modélisation analogique appliquée au système nord-ouest himalayen.

2.2.4. Contexte sismotectonique dans la partie externe de la syntaxe ouest himalayenne

Nous nous intéresserons ici à la sismicité dans les parties externes de la syntaxe. La présentation des séismes actuels permet de visualiser que les séismes observés au front de la syntaxe nord-ouest himalayenne sont principalement des séismes en chevauchement pur (Figure 1 - 17). Pourtant, la convergence observée par les mesures GPS entre le sous-continent indien et le Tibet montre que la convergence est oblique aux structures (e.g. Bettinelli et al., 2006), impliquant donc un contexte transpressif. En effet, la sismicité dans le reste de l'Himalaya suit un modèle de prisme classique, avec une apparition et une activité des chevauchements successive du nord vers le sud, qui se traduit aujourd'hui par une déformation localisée au front de la chaîne (Lavé and Avouac, 2000) associée à une rupture le long du plat du MHT ($M_w > 8$) (Sapkota et al., 2010a; Sapkota et al., 2010b), ainsi que de faibles réactivations hors séquence (Mugnier et al., 2004). Les travaux récents s'appuyant sur les études paleosismiques par tranchées semblent confirmer cette localisation au front des grands séismes historiques (Kumar et al., 2010) (Figure 1 - 16). Cependant, dans le contexte de convergence oblique dans la syntaxe nord-ouest himalayenne, on peut s'interroger sur la localisation de la déformation et les ruptures sismiques : le long de plats ou de rampes, et dans une séquence normale ou hors séquence ?

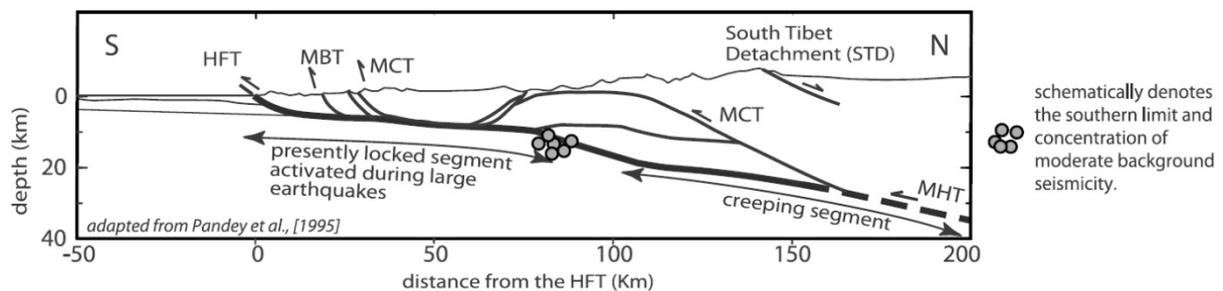


Figure 1 - 16 : coupe tectonique générale à travers l'Himalaya. Le trait gras noir indique la zone de déplacement lors des séismes en Himalaya. Le groupe de points gris localise schématiquement la limite sud de la sismicité. D'après Kumar et al, (2010).

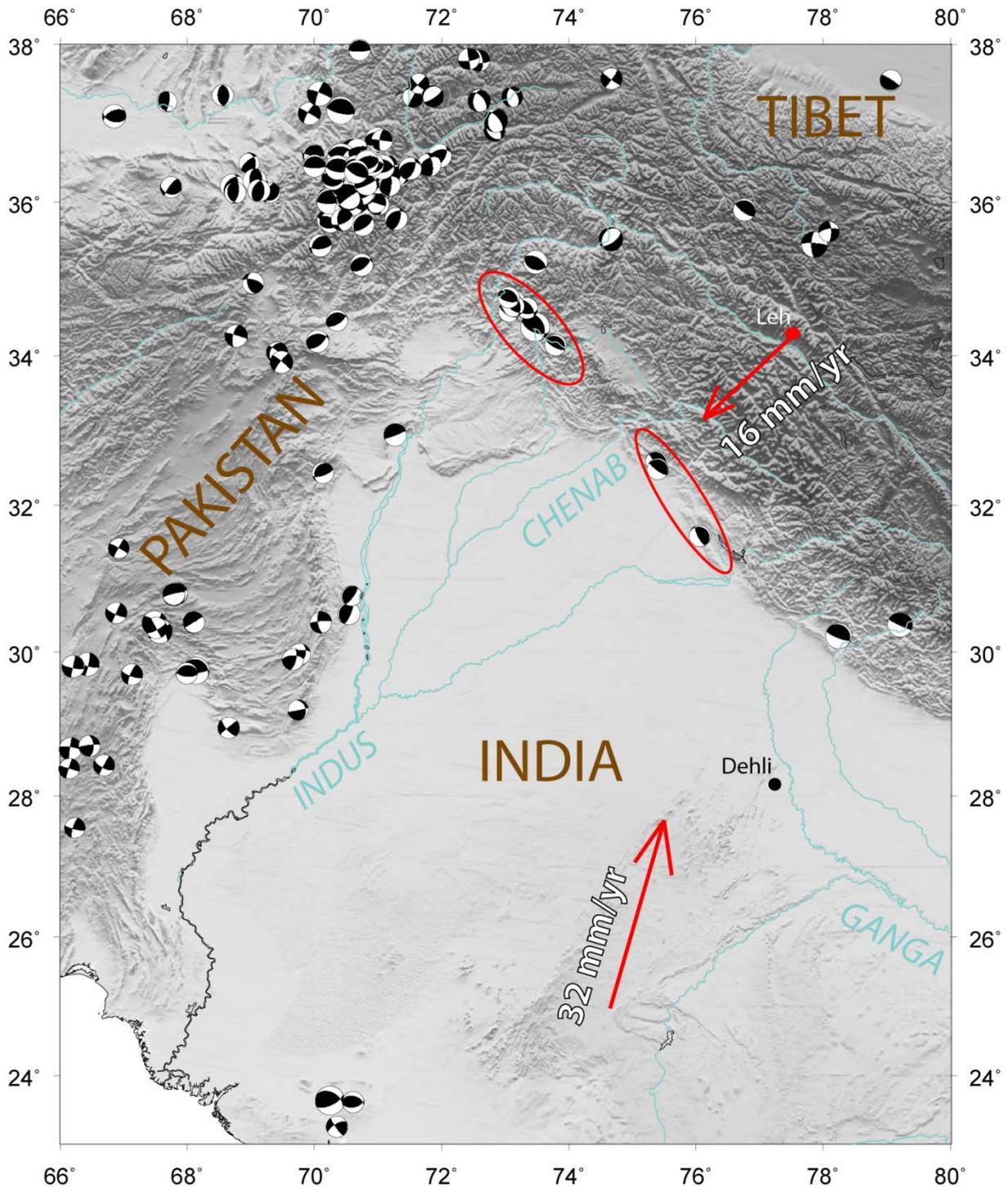


Figure 1 - 17: Carte des mécanismes aux foyers tracée à partir du catalogue Global Centroid Moment Tensor Catalog pour les séismes de magnitude du moment > 6.0 Mw depuis 1976. La flèche rouge du nord indique le déplacement relatif entre le sous-continent Indien (Delhi) et la ville de Leh (Ladakh) (calculé à partir des valeurs de Jade et al, (2004)). La flèche rouge du sud montre le déplacement relatif entre l'Inde et l'Eurasie fixe d'après les vitesses GPS (Bettinelli et al., 2006).

2.2.4.1. Sismicité historique

L'étude de la sismicité historique, versant himalayen de la syntaxe, a été effectuée par Ambrasey et Jackson (2003) et Hussain et al, (2009). Grâce à ces études, un séisme de forte magnitude a été localisé : le séisme de Srinagar en 1555 (Ambraseys and Douglas, 2004). La position exacte de ce séisme est bien sûr discutée, du fait de l'absence d'enregistrement instrumental. Cependant, l'Inde a une longue tradition écrite, ce qui permet de retrouver les zones d'intensité sismique maximale : les dégâts s'étendirent sur plus de 100 km au sud-est de Srinagar, et les répliques durèrent très longtemps, ce qui suggère un épicentre peu profond, et un magnitude estimée à $M_w = 7.6$ (Ambraseys and Jackson, 2003). Ce séisme fut suivi de nombreux glissements de terrain.

Plus récemment, les enregistrements sismiques d'après l'United States Geological Society (USGS) montrent que la syntaxe nord-ouest himalayenne, sur son versant est, a toujours été soumise aux séismes, avec 260 séismes de magnitude supérieure à 5 depuis 1720. Pourtant peu de séismes de forte magnitude ont affecté la zone : deux séismes majeurs depuis le dernier siècle : le séisme de Kangra en 1905 avec une magnitude de 7.8 et le séisme du Cachemire en 2005 avec une magnitude de 7.6.

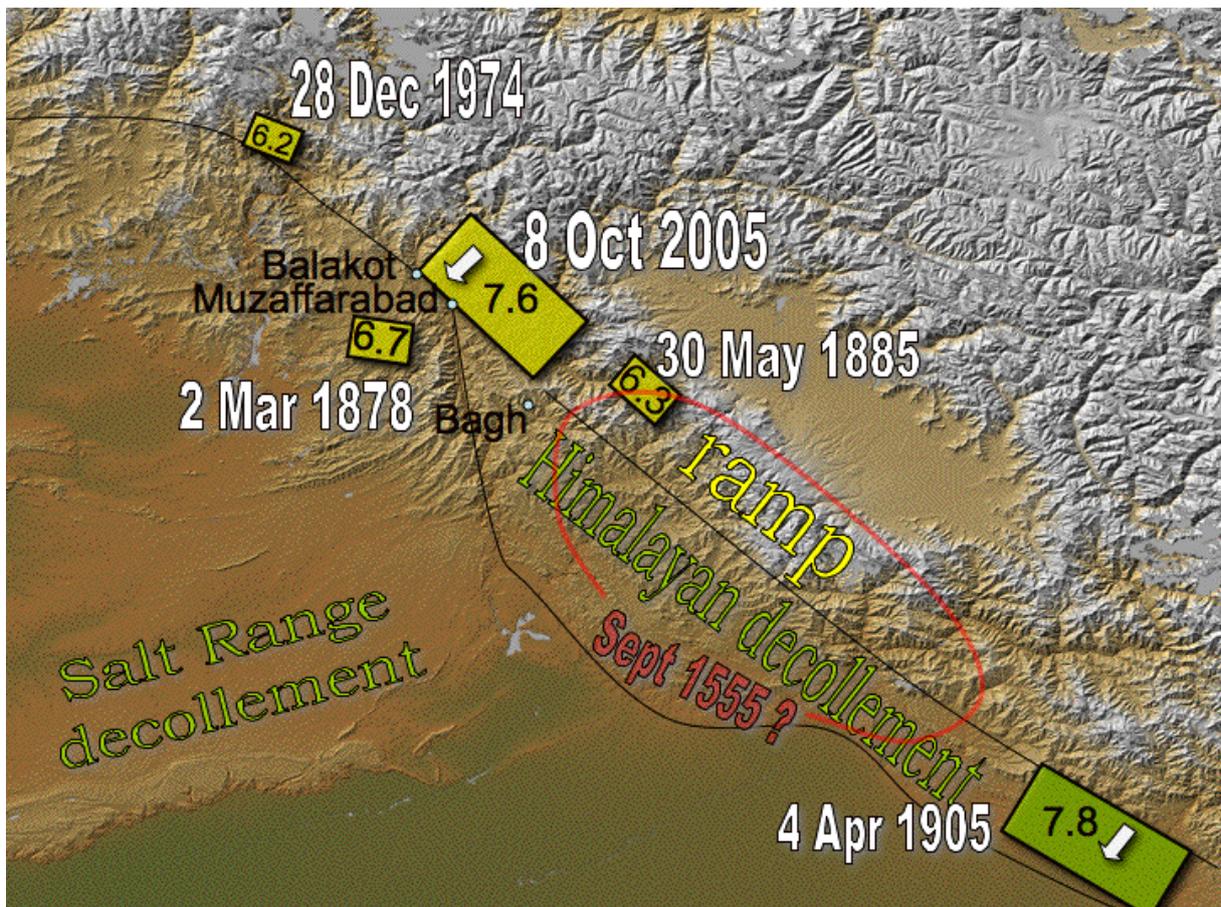


Figure 1 - 18 : séismes historiques majeurs localisés par rapport au front de la déformation, reportés sur le modèle numérique de terrain du versant est de la syntaxe nord-ouest himalayenne d'après (Bilham, 2005).

2.2.4.2. *Le séisme de Kangra, 1905, $M = 7.8$*

Ce séisme provoqua entre 18000 et 20000 décès (Bilham, 2001; Mahajan et al., 2010) et eut d'importantes conséquences économiques. D'une magnitude de $M_w = 7,79$ (Ambraseys and Douglas, 2004), son épicentre serait localisé à une latitude de 33° N, et une longitude de 76° E. La rupture aurait pu atteindre 200 km (Bilham, 2004). Elle aurait eu lieu sur un chevauchement peu profond (Ni and Barazangi, 1984; Seeber and Armbruster, 1984), dont la reconstruction géologique dans la région de Kangra indique un décollement à 5 km de profondeur, avec un pendage de 2.5° vers le nord-est (Powers et al., 1998). Ce séisme ne semble pas associé à une rupture en surface (Bilham, 2001), mais le déplacement s'amortit le long du chevauchement les plus externes de la chaîne, c'est à dire en séquence.

2.2.4.3. *Le séisme du Cachemire, 2005, $M = 7.6$*

Le séisme du Cachemire en 2005, d'une magnitude $M_w = 7,6$, a entraîné la mort d'environ 80 000 personnes. Il est localisé dans la syntaxe d'Hazara-Kashmir (Figure 1 - 10 et Figure 1 - 18), sur la faille de Balakot Bagh (BBF), située en retrait du Main Frontal Thrust (MFT). La rupture a atteint 70 km de long, avec un décalage vertical pouvant atteindre 7m (Avouac et al., 2006; Kaneda et al., 2008; Kumahara and Nakata, 2006; Yeats et al., 2006) (Figure 1 - 19).



Figure 1 - 19 : Photographie d'un escarpement créé à la suite du séisme du Cachemire (2005)

Le segment de faille qui a rompu est une rampe avec un pendage de $\sim 30^\circ$ (Pathier et al., 2006). Un mouvement post-sismique sur un segment plat plus profond a été mis en évidence par des campagnes GPS (Jouanne et al., 2011). La BBF avait, préalablement au séisme, été cartographiée comme active sur environ 16 km (Nakata et al., 1991) à partir de décalage de terrasses alluviales. La cartographie

détaillée qui a suivi ce séisme a montré que la faille se prolonge vers le sud est en échelon jusqu'au Riasi Thrust (Hussain et al., 2009), et que les failles, amont telles que le MBT ou aval comme le MFT ne sont aucunement responsables du séisme. En effet, le MFT est situé à 100 km de BBF, ce qui signifie que la déformation est actuellement localisée hors séquence dans cette zone. Ce séisme a été associé à de nombreux glissements de terrain.

La localisation de tous les séismes présentés ci-dessus est exposée sur la Figure 1 - 18.

3. PROBLEMATIQUE

Nous avons vu dans ce chapitre que la syntaxe nord-ouest himalayenne présente plusieurs singularités. De par la géométrie de ses structures tout d'abord, avec la syntaxe d'Hazara-Kashmir par exemple, et de par les interactions entre les différentes orientations de déformations qui interagissent en son cœur. Par ailleurs, nous avons montré que la syntaxe est caractérisée par une activité tectonique hors séquence, tant à l'échelle sismique, avec le séisme du Cachemire en 2005, qu'à l'échelle de millions d'années dans les Salt Range.

Au cours de ce travail, nous nous sommes donc intéressés à la caractérisation de la cinématique de la déformation sur le versant est de la syntaxe nord-ouest himalayenne : est-elle en séquence, avec le séisme du Cachemire de 2005 comme un événement ponctuel, ou cet événement est-il le reflet d'un mode de déformation spécifique à la syntaxe, avec une activité hors séquence conséquente sur une échelle de temps de plusieurs milliers d'années. Pour répondre à cette question, nous nous sommes rendus sur le terrain et avons étudié la déformation quaternaire dans la chaîne du Pir Panjal, via une analyse morphotectonique. Nous nous sommes concentrés sur la zone de rupture présumée du séisme de 1555, dans le prolongement sud-est de la zone de rupture du séisme du Cachemire en 2005. En étudiant la déformation sur 3 failles successives, depuis le front jusqu'au MBT, l'objectif était de caractériser la répartition de la déformation dans la zone, et d'en extraire un aléa sismique. Cette étude est présentée dans le chapitre 3, où les résultats de l'étude de chaque faille sont présentés séparément avant de conclure sur la répartition de la déformation générale dans la chaîne du Pir Panjal.

Par ailleurs, afin de comprendre les mécanismes de la formation des syntaxes, nous avons entrepris une série d'expériences analogiques dans une boîte à sable. La géométrie de celle-ci ayant pour but de modéliser les orientations générales de la partie externe de la syntaxe nord-ouest himalayenne, et de comprendre l'effet de cette géométrie sur les processus et l'organisation de la déformation dans la partie externe d'une syntaxe. En particulier, nous avons étudié l'effet de l'interaction entre différentes directions de chevauchements sur l'ordre des séquences de déformation, afin d'en déduire si la déformation hors séquence dans la syntaxe nord-ouest himalayenne résulte de la géométrie de ses structures, ou si d'autres mécanismes sont à envisager. Cette étude est présentée dans le chapitre 3 intitulé Modélisation analogique d'une syntaxe : une géométrie favorisant la déformation hors séquence ?



Chapitre 2 : Modélisation analogique d'une syntaxe : une géométrie favorisant la déformation hors séquence ?

1. MODELISATION ANALOGIQUE : APPORTS, PRINCIPES ET APPLICATIONS A NOTRE OBJET D'ETUDE

Dans ce paragraphe, nous présentons la modélisation analogique comme outil pour modéliser la déformation de la lithosphère et plus spécifiquement de la croûte supérieure. Après un bref aperçu historique et les principes généraux, nous nous penchons sur la modélisation des prismes, depuis le fonctionnement, en passant par l'influence de différents paramètres. Enfin nous exposerons l'avancée des travaux sur la modélisation des oroclins avant de présenter nos travaux dans le paragraphe suivant.

1.1. Apports de la modélisation analogique

La complexité des observations sur le terrain, ainsi que la compréhension des processus qui les gouvernent nécessitent souvent le développement de modèles, pour tester, conceptualiser et confirmer des hypothèses. Il existe plusieurs types de modèles (conceptuels, mécaniques, cinématiques, etc.) dont l'objectif commun est la compréhension des mécanismes qui permettent de rendre compte du maximum d'observations et de mesures recueillies sur le terrain.

En particulier, les modèles mécaniques cherchent à représenter de manière simplifiée le fonctionnement mécanique d'un objet afin d'en décrire l'évolution dynamique. Dans ce type de modèle, les grandeurs physiques les plus importantes doivent être prises en compte. Pour réaliser ces modèles mécaniques, il est commun d'avoir recours à l'outil informatique (la modélisation numérique) ou bien à des objets plus « tangibles » (la modélisation « expérimentale », « analogique » ou « physique »). Dans ce chapitre, nous nous sommes intéressés à la deuxième catégorie : **les modèles analogiques**.

Un modèle analogique n'est pas une imitation de la réalité, c'est une projection dans un nouvel espace du phénomène étudié. Il repose sur un dimensionnement qui permet de vérifier que le phénomène observé à l'échelle du laboratoire, sur de courtes durées, est la représentation du phénomène géologique se déroulant sur des durées géologiques. Le modèle essaie de reproduire le profil rhéologique des couches géologiques que l'on veut modéliser, c'est à dire la superposition de milieux dont le comportement fragile ou ductile est connu.

1.2. Historique

L'approche de la modélisation analogique pour expliquer les processus tectoniques, a conduit très tôt à de nombreux travaux en raison de son effet très pédagogique. En effet, après l'écosais James Hall en 1815 cherchant à expliquer la formation de plis observés sur les côtes de l'écosse, de nombreux chercheurs se sont penchés sur la modélisation de la tectonique par une modélisation analogique : depuis Lyell qui utilisait des draps comme modèle(1867), Daubrée qui a développé le contrôle des données de l'observation par les résultats de l'expérimentation(1878a, b, 1879), Favre (1878) puis Meunier et tant d'autres (Escher and Kuenen, 1929; Kuenen and De Sitter, 1938; Meunier, 1904;

Nettleton and Elkins, 1947). Notons l'exemple de Cobbold et Castro qui étudièrent l'effet des fluides sur l'état de contraintes dans le prisme (1999).

Parallèlement, une importante contribution a été apportée par les travaux de Hubbert (1937, 1951) lorsqu'il a posé les fondements d'une quantification de la représentativité physique des expériences. En cela, ses travaux ainsi que ceux qui suivirent parmi lesquels : Ramberg, (1981); Horsfield (1977); Davy & Cobbold (1991) sont fondamentaux car ils permettent de caractériser le « réalisme » physique des expériences et donc d'apprécier la portée et la signification de leurs résultats.

Par la suite, des modèles s'appuyant sur les travaux fondamentaux de la mécanique et de la cinématique des prismes d'accrétion ont confirmé la pertinence des modèles en justifiant les résultats expérimentaux et en expliquant de nombreuses observations de terrain, notamment la géométrie et la cinématique des prismes d'accrétion.

1.3. Principes et application de la modélisation analogique

Dans ce paragraphe, sont exposés les grands principes qui régissent le dimensionnement des modèles analogiques. Le lecteur est invité à consulter l'annexe 1 pour davantage de détails.

1.3.1. Principe : la théorie de la similitude.

En choisissant des matériaux adaptés, en dimensionnant les modèles analogiques, en respectant les règles de similitudes telles qu'elles ont été définies par des approches physique et en y appliquant des conditions aux limites adaptées, il est possible de réaliser en laboratoire des modèles de déformation simulant la réalité.

La théorie du dimensionnement permet d'étudier les processus géologiques à l'échelle d'expériences réalisées en laboratoire. Pour cela, les modèles expérimentaux doivent respecter un certain nombre de règles dites de « similitude » (Hubbert, 1937). Ces règles sont développées en annexe 1. Nous en présentons ici uniquement les grandes conclusions.

La similitude géométrique impose le respect d'un rapport d'échelle dans les dimensions, qui implique une conservation des angles entre le modèle et la réalité. Appliquée à la modélisation de prismes, cela signifie que le pendage des failles, les pentes topographiques (etc.) doivent être identiques entre le modèle et la nature.

La similitude mécanique impose un rapport constant entre les différentes forces. Elle permet notamment de contraindre la densité et les propriétés rhéologiques des matériaux utilisés dans les modèles.

1.3.2. Objet modélisé : la croûte continentale, aspects rhéologiques

La croûte continentale peut être divisée en deux enveloppes aux propriétés rhéologiques distinctes (Carter and Tsenn, 1987; Davy and Cobbold, 1991) : la croûte continentale supérieure, qui présente un comportement élasto-plastique (cassante), et la croûte continentale inférieure qui présente un comportement visco-plastique (ductile). Dans le cadre de notre travail, nous allons nous concentrer sur la croûte continentale supérieure.

1.3.2.1. Croûte continentale supérieure.

Les roches de la croûte continentale supérieure sont soumises à des pressions et températures relativement modérées, respectivement comprises entre 0 et 200 - 400 MPa, et 0 et 250 – 300 °C (Burg and Ford, 1997). Soumises à de telles conditions, les roches sont déformées de manière discontinue et localisée, sous forme de fracturation, dont le comportement est appelé rupture fragile.

1.3.2.2. Cas particulier des couches de sel

Les couches de sel présentes dans la croûte continentale présentent une rhéologie différente des roches constituant la croûte continentale supérieure (DeGolyer, 1925; Nettleton, 1955; Odé, 1968; Talbot and Jackson, 1987; Weijermars et al., 1993). Au lieu du comportement cassant, le sel accommode la déformation en fluant, donc présente un comportement **ductile** (Weijermars et al., 1993).

Afin de modéliser expérimentalement le comportement du sel, il est donc important d'employer des matériaux qui obéissent aux mêmes **critères de déformation par fluage** telles que les gommes de silicone par exemple. Afin de conserver une simplicité des modèles analogiques, on retiendra la **viscosité** comme paramètre majeur caractérisant les couches de sel.

1.3.3. Application à la modélisation.

1.3.3.1. Rhéologies cassantes

Les contraintes doivent être réduites de la même façon que les cohésions. Le rapport des contraintes entre les matériaux expérimentaux et naturels doit être directement proportionnel au rapport des densités et des longueurs caractéristiques.

1.3.3.2. *Rhéologies ductiles*

Les vitesses tectoniques (raccourcissement), la viscosité, les contraintes tectoniques et les dimensions de l'objet étudié doivent être réduites proportionnellement (Weijermars et al., 1993; Weijermars and Schmeling, 1986).

1.3.4. **Choix des matériaux modélisant la croûte supérieure**

1.3.4.1. *Matériaux granulaires*

Les matériaux granulaires secs constituent un excellent analogue de la croûte continentale supérieure : ce sont des matériaux frictionnels répondant au critère de rupture de Mohr-Coulomb (voir annexe 1 équation A1 - 9). Par ailleurs, leurs propriétés physiques (angle de friction interne et cohésion) autorisent une comparaison directe avec les roches en suivant les lois de dimensionnement (annexe 1 équation A1 - 13) (Hubbert, 1951). Les courbes contrainte/déformation enregistrées lors d'un effort cisailant sont similaires à celles des échantillons de roches (Lohrmann et al., 2003), en produisant des zones de cisaillement comparables aux failles naturelles (Mandl et al., 1977).

Au cours de nos expériences nous avons donc utilisé les matériaux suivants

- **Sable de Fontainebleau** dont l'angle de friction interne est 30° . La granulométrie est comprise entre 75 et 212 μm et sa densité apparente est $d_s=1.350$. Il est le matériau constitutif de toutes nos expériences.
- **Microbilles de verre**, pour leur angle de friction très faible (Baby et al., 1995; Bonnet et al., 2007; Bonnet et al., 2008; Del Castello et al., 2004; Hoth et al., 2006; Hoth et al., 2007; Koyi and Vendeville, 2003; Leturmy et al., 2000; Mugnier et al., 1997), afin de réduire la friction à la base des expériences ou de créer un niveau de décollement. Leur densité est sensiblement identique à celle du sable $d_\mu \sim 1.3$.
- **Polenta** (farine granulaire de maïs) choisie avec une granulométrie similaire à celle du sable. Sa densité est nettement inférieure à celle du sable $d_p=0.6$.

1.3.4.2. *Matériaux visqueux*

Certaines roches sédimentaires telles que les argilites ou les évaporites ont un comportement visqueux à l'échelle des temps géologiques. Pour modéliser ces couches géologiques, les matériaux utilisés doivent avoir une rhéologie dominée par le fluage. En modélisation analogique, ces matériaux sont souvent représentés par des gommes de silicones visqueuses ou du sirop de glucose (e.g. Baby et al., 1995; Ballard et al., 1987; Barrier, 2002; Colletta et al., 1991; Leturmy et al., 2000; Martinod and Davy, 1994; Mugnier et al., 1997; Weijermars and Schmeling, 1986). Ces matériaux possèdent une rhéologie Newtonienne aux taux de déformation des modèles et à température ambiante.

Dans le cadre de nos expériences, nous avons utilisé

- **Silicone bleue** de viscosité $3.10^4 \text{ Pa}\cdot\text{s}^1$ et de densité $d_s=0.94$.

2. MODELISATION DES PRISMES : ETAT DE L'ART

La compréhension du fonctionnement des prismes orogéniques repose sur l'utilisation de modèles, et notamment analogiques. Le fonctionnement du prisme orogénique a été exposé dans le chapitre 1. Ici sont présentés les principes et les grands résultats de la modélisation analogique des prismes.

Deux dispositifs expérimentaux peuvent être utilisés selon la manière dont le matériau est déformé :

- l'enroulement d'un film basal sous une butée fixe génère le déplacement
- le matériau est déformé par le déplacement d'une butée (modèle d'indentation)

Ces deux modèles peuvent être assimilées à deux ensembles opposés qui diffèrent par l'origine des forces qui génèrent la déformation et par l'intensité du couplage croûte/manteau lithosphérique (Ellis, 1996; Ellis et al., 1995). En coupe, dans tous les cas, le champ de vitesse est caractérisé par un point singulier localisé à la pointe de la partie statique. Ce point est appelé « **discontinuité de vitesse** ». Les différentes failles responsables de la déformation du modèle et de la création des reliefs viennent pour l'essentiel s'y enraciner. La géométrie d'imbrication des chevauchements et l'évolution cinématique des prismes est donc sensiblement identique au premier ordre. Par la suite, nous en rappellerons les principaux résultats.

2.1. Les prismes d'accrétion

2.1.1. Les chevauchements

Le prisme d'accrétion correspond à un système de chevauchements imbriqués qui se forment à partir de la discontinuité de vitesse. Ces failles se propagent vers l'extérieur non-déformé. Si la discontinuité de vitesse est localisée au milieu du domaine raccourci (prisme bivergent) (Koons, 1990; Malavieille, 1984), deux chevauchements antithétiques se forment, et créent un coin en surrection (un « *pop-up* ») (Figure 2 - 1). Celui qui fait face à la plaque en subduction est appelé **chevauchement** (*forethrust*), l'autre **rétrochevauchement** (*backthrust*). Typiquement, les chevauchements apparaissent **en séquence** vers l'avant-pays non-déformé alors que le rétrochevauchement reste actif plus longtemps (Malavieille, 1984). Au cours du raccourcissement, les anciens chevauchements sont progressivement redressés (Figure 2 - 1). Le degré de basculement dépend de la géométrie de la rampe, de l'épaisseur du matériau (Liu et al., 1992) et certainement de ses propriétés mécaniques (compaction, plasticité) (Graveleau, 2008). Au début de la déformation, la nucléation des chevauchements est rapide, entraînant une forte pente, et caractérisant le régime transitoire de croissance du prisme avant l'état critique. Puis démarre le régime permanent de croissance autosimilaire du prisme, avec des chevauchements plus espacés et des unités accrétées plus longues (Mulugeta, 1988; Mulugeta and Koyi, 1992). Les chevauchements apparaissent en séquence vers l'extérieur (Koyi, 1995; Liu et al., 1992; Malavieille, 1984). Les chevauchements les plus frontaux accommodent l'essentiel de la convergence (Liu et al., 1992; Mulugeta, 1988). Les plus anciens sont progressivement inactivés par leur charriage sur le rétrochevauchement. Ils subissent alors une déformation passive par rotation et verticalisation (Liu et al., 1992; Malavieille, 1984; Marshak and Wilkerson, 1992; Mulugeta and Koyi, 1987).

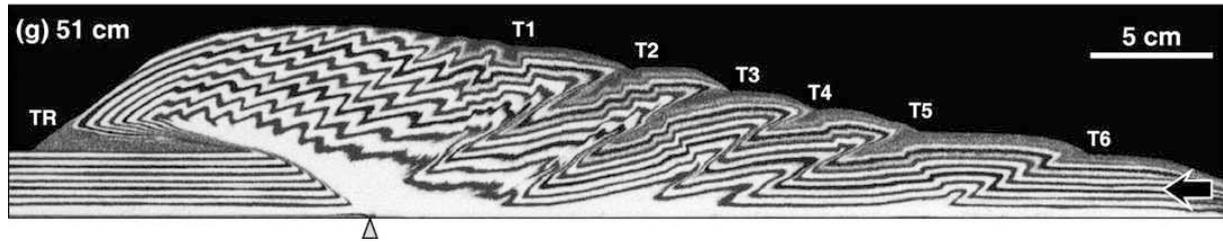


Figure 2 - 1 : *prisme d'accrétion à double vergence (d'après McClay, 2004)*. Cette expérience illustre la formation d'un prisme d'accrétion bivergent. Le versant du prisme faisant face au flux de matière est appelé « pro-wedge » ; au contraire du versant arrière appelé « retro-wedge ».

Lorsque la discontinuité de vitesse est située en bordure du domaine raccourci, de la même manière que pour les prismes bivergents, des chevauchements vont apparaître, mais dans une seule direction, et ils auront tous la même vergence.

2.1.2. Influence du décollement basal

Comme nous l'avons vu au chapitre 1, avec les équations de prisme critique de Coulomb, la friction basale μ_b est un paramètre essentiel qui conditionne « l'ouverture » du biseau critique $\alpha + \beta$ (angle entre la surface du prisme et le niveau de décollement). Une forte friction basale augmente la valeur de l'angle du biseau critique alors qu'une faible friction la diminue (Figure 2 - 2). Ceci a été très bien démontré en modélisation analogique (Lallemand et al., 1994; Liu et al., 1992; Malavieille et al., 1992; Mulugeta, 1988) ou numérique (Hardy et al., 1998; Willett, 1992). La longueur du prisme augmente lorsque la friction basale diminue, et le mode de déformation se fait par accrétion frontale de pop-up, au lieu de grandes unités chevauchantes s'enracinant à la discontinuité de vitesse dans le cas de forte friction.

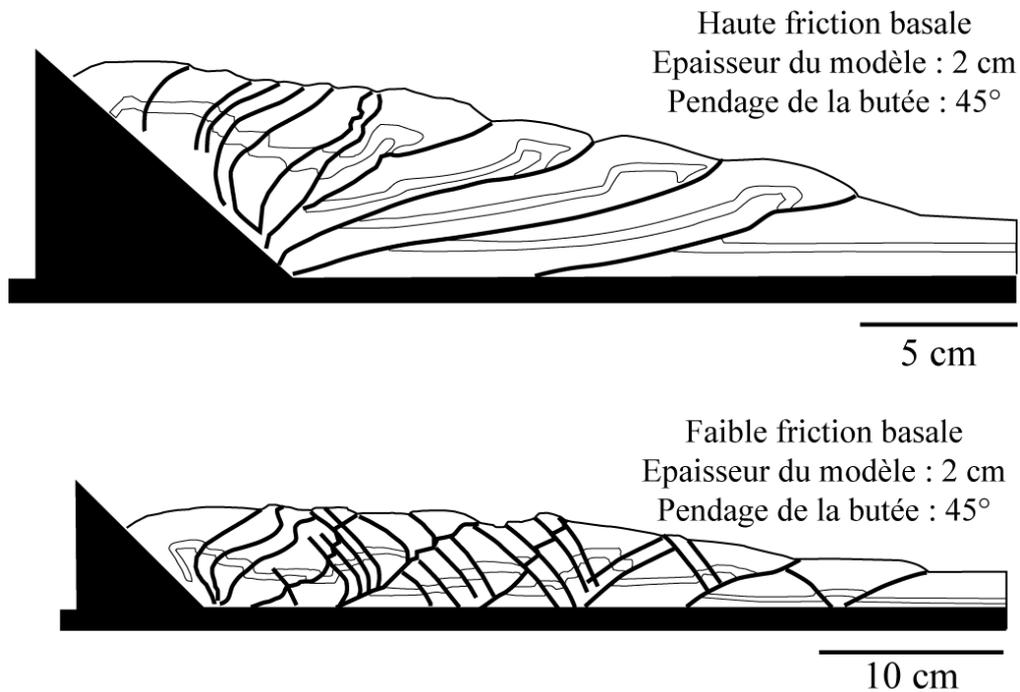


Figure 2 - 2 : *Influence de la friction basale sur le style tectonique d'un prisme d'accrétion (D'après Malavieille et al., 1992)). En haut : forte friction basale ; en bas : faible friction basale. Dans les deux cas, il s'agit de sable sans cohésion.*

Les prismes d'accrétion développés au-dessus d'un niveau de décollement visqueux tel que de la silicone montrent une géométrie différente des prismes classiques uniquement en matériau « cassant » (Reimer et al., 2004). Ainsi, la géométrie des chaînes présente des structures moins symétriques, avec une déformation de la couverture par plissement (Pilgrim and West, 1928), par fracturation là où la couverture est constituée de roches plus compétentes (Olsson, 1968), ou par une combinaison des deux (Medlicott, 1864). Toutes ces chaînes présentent un angle critique très faible ($\sim 1^\circ$) (Reimer et al., 2009).

2.1.3. Influence de la butée (ou de l'indenteur)

Dans la plupart des zones d'accrétion tectonique (prisme d'accrétion océanique ou continental), la convergence s'opère souvent entre un domaine faiblement résistant et un autre beaucoup plus résistant. Ce contraste rhéologique a depuis longtemps été comparé à un **butoir / une butée** (*backstop* ou *buttress*) ou un **indenteur** (*indenter*), selon le référentiel de déplacement que l'on choisit (Byrne & Hibbard, 1987 ; Byrne et al., 1993), dont la géométrie (et la rhéologie, que l'on n'abordera pas ici) joue un rôle dans la cinématique de la déformation. Suivant l'angle de la butée, la structure des prismes peut être très variable : la surface inclinée de la butée va pouvoir jouer le rôle de surface de glissement pour le rétrochevauchement si son angle varie entre 30° et 45° . En revanche, si l'angle de la butée est inférieur à 30° ou supérieur à 45° , le prisme crée sa propre butée qui fonctionnera comme

un coin mort. On rencontre aussi ce processus dans le cas de butée en forme de surplomb (Leturmy et al., 2000; Mugnier et al., 1997) ou simplement verticale.

2.1.4. Influence de l'épaisseur et du flux

Le flux entrant QE correspond à l'épaisseur de matériau sédimentaire qui arrive en subduction au niveau du prisme d'accrétion. Le flux sortant QS représente le volume de matériel qui rejoint le manteau. La différence représente donc le flux de matière accrété au sein du prisme. L'épaisseur de matériau entrant influence la géométrie et la cinématique des prismes d'accrétion (Liu et al., 1992; Malavieille et al., 1992; Marshak and Wilkerson, 1992; Marshak et al., 1992). A partir d'un stade de convergence avancé, plus l'épaisseur de sédiments impliqués entrant augmente, plus le nombre de chevauchements diminue, donc la longueur des unités chevauchantes augmente. Lorsque l'épaisseur de sédiment est importante, le raccourcissement nécessaire au prisme pour atteindre sa pente critique diminue. Lorsque le $QE > QS$, le prisme croît, avec une dynamique principalement fonction de la friction basale ; si $QS > QE$, il y a alors érosion tectonique du prisme (Graveleau, 2008).

2.1.5. Chevauchements et séismes

En fonction de la rhéologie du décollement basal, Koyi et al, (2000) a montré que la localisation et la magnitude des séismes diffère. En effet, dans les chaînes de plissement situées à l'aplomb d'un niveau de décollement ductile à faible friction, des séismes de magnitude modérée ($M_w = 5.3 - 5.6$) ont lieu sur une large zone, et répartis le long de plusieurs failles chevauchantes à longue durée de déplacement. Au contraire, à l'aplomb d'un niveau de décollement à haute friction, les séismes présentent une magnitude plus élevée ($M_w = 6.6 - 6.8$) et sont répartis sur une zone étroite de rampe à courte durée de déplacement.

2.1.6. Séquence de déformation

A cours du raccourcissement, les chevauchements s'initient au front du prisme avec une activité continue jusqu'à la nucléation du chevauchement suivant où ils présentent alors un ralentissement avant de reprendre une activité continue. Cette activité diminue rapidement avec l'apparition de nouveaux chevauchements (Figure 2 - 3). Koyi (Koyi et al., 2000) et Mc Clay (2004) ont montré que l'érosion, appliquée en cours de convergence, est un facteur qui implique une augmentation de l'activité des chevauchements transportés, donc une activité hors séquence. En parallèle, Leturmy et al, (2000) dans des expériences réalisées avec des matériaux visqueux et granulaires montre que la sédimentation syntectonique au front du prisme conduit à une activité hors séquence des chevauchements. De même, Niewland (2000) a remarqué que l'augmentation de la friction basale en cours de convergence entraîne une activité hors séquence. Ces observations montrent qu'une perturbation de la pente d'équilibre du prisme est à l'origine d'une augmentation de l'activité des chevauchements transportés, donc d'une activité hors séquence.

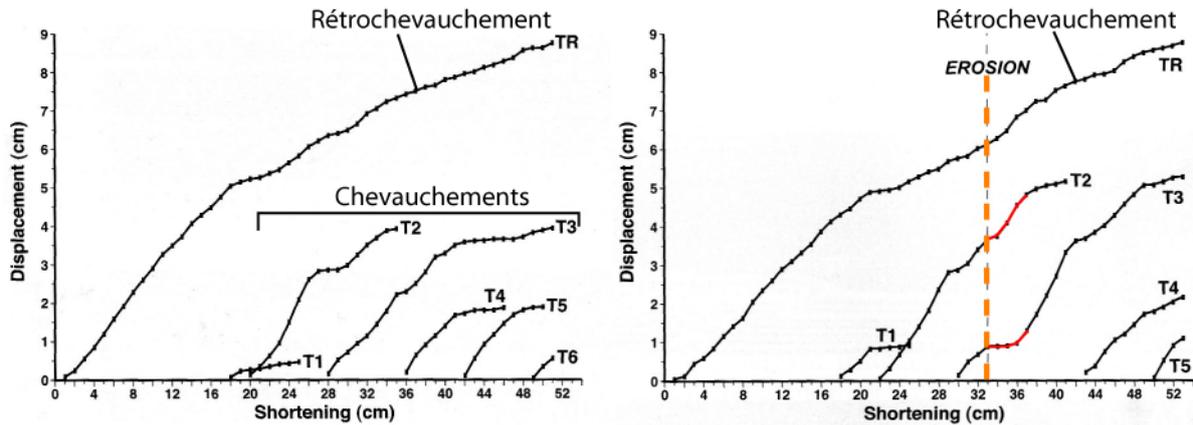


Figure 2 - 3: **Graphiques** présentant le déplacement sur les failles mesuré en fonction de la convergence imposée d'après les expériences de Mc Clay (2004). A gauche : prisme à double vergence sans modification de paramètres au cours de la convergence (figure 2-1). A droite : prisme à double vergence érodé à 33 cm de convergence (Voir référence pour le détail des conditions) (McClay and Whitehouse, 2004)

2.2. Modélisation analogique d'un orocline et convergences obliques : état de l'art

Au cours de l'histoire de la modélisation des processus géologiques, il a été remarqué que les convergences sont plus souvent obliques que frontales (Braun, 1993). Il en résulte une caractéristique : les lignes structurales (trace en carte de plis, failles et fabriques) ont une forme courbée en carte, entraînant un motif topographique sinueux, dont la nomenclature est très variée (syntaxis, salients Recesses, Virgations, Arcs, Oroclines, etc.). Nous allons donc commencer par quelques définitions afin que le lecteur soit familiarisé avec les termes qui seront employés par la suite.

- **Saillant / sortant** : structures tectoniques courbes, convexes vers la direction de transport
- **Rentrant** : structures tectoniques courbes, concaves vers la direction de transport
- **Syntaxe** : Géométrie des structures de la chaîne de forme concave vers la direction de transport, mais de dimension et envergure supérieures au rentrant (plusieurs chaînes d'orientations différentes)

Ces trois termes sont descriptifs, et en aucun cas ne renseignent sur les mécanismes de formation ou d'évolution des structures.

Beaucoup de géologues ont étudié ces courbes, en essayant de comprendre ce que leur présence nous apprend sur les processus d'orogénèse. De nombreux travaux de modélisation ont donc été réalisés afin de comprendre l'effet de l'obliquité de la convergence ainsi que la raison de ces courbures. Il apparaît donc qu'elles ne résultent pas toutes des mêmes mécanismes.

On peut distinguer deux sortes de structures courbes en carte (Marshak, 2004) :

- Les courbes formées par rotation des structures que l'on nommera **orocline** résultant du plissement progressif d'une structure précédemment plus rectiligne. Les segments de l'orogène ont donc nécessairement tourné autour d'un axe vertical (Foucault and Raoult, 2005)

- Au contraire, les structures courbes dès leur formation, dont la géométrie ne varie pas au cours du temps. Les structures s'initient donc avec une trajectoire courbe, et leur formation n'implique pas de rotation autour d'un arc vertical (Marshak, 1988)

L'origine des structures courbes dès leur genèse peut être due à des variations latérales le long de la chaîne de plusieurs paramètres :

- **L'épaisseur de sédiments** impliqués dans la chaîne plissée, qui peut entraîner une variation de la longueur des unités chevauchées (cf. chapitre précédent)
- **La « résistance » du niveau de décollement basal** dont la diminution entraîne une diminution de l'angle critique, donc une propagation plus importante du prisme (Calassou et al., 1993)
- **La pente du décollement basal** (Boyer, 1995; Mitra, 1997; Thakur et al., 2010) dont l'augmentation entraîne une diminution de la longueur du prisme
- **La cohésion interne de la chaîne plissée** (nature des sédiments) qui en diminuant provoque une diminution de la longueur de la chaîne

Les modèles analogiques en boîtes à sable illustrent bien que la géométrie en carte des courbes non rotationnelles résulte de la nature des bassins impliqués dans la chaîne (Macedo and Marshak, 1999). De plus, l'obliquité de la convergence influe sur la géométrie de ces courbes.

D'autres paramètres ont aussi pour conséquence la formation de structures courbes :

- **La forme de l'indenteur** joue un rôle essentiel sur la géométrie des structures (Figure 2 - 4) (Chia-Yu and Malavieille, 1994; Dominguez et al., 1999; Macedo and Marshak, 1999).
- **Une chaîne plissée recoupée par un décrochement** entraîne une géométrie courbe de la chaîne comme on peut le rencontrer au sud du Pakistan avec la chaîne Makran recoupée par la faille de Shaman qui joue en décrochement sénestre (Lawrence et al., 1981; Marshak, 1988).
- **une chaîne plissée rencontrant un obstacle** à dimension fine et inférieure à l'extension de la chaîne entraîne un contournement de l'obstacle par la chaîne, ou une déformation de la chaîne déjà formée par plissement et formation d'un orocline.
- **L'intersection de deux chaînes non parallèles.** Au point de convergence entre deux chaînes d'orientations différentes, se forme un « rentrant » (recess). Dans ce cas, des chevauchements plus récents transportent des failles plus anciennes à leur toit, et par conséquent plissent les structures plus anciennes autour d'un axe vertical (Marshak and Tabor, 1989). Dans de telles conditions, les anciennes structures peuvent être réactivées en décrochement ou failles à glissement oblique (transpression). L'emplacement de la superposition des structures donnant une géométrie en carte courbe peut être appelé **orocline de superposition** (Marshak and Tabor, 1989). Calassou (1993) a montré qu'il existe des zones de transfert liées par l'imbrication de chevauchements d'orientations différentes. Ces zones de transfert sont caractérisées par la connexion de chevauchements à composante décrochante, avec des chevauchements purs, ainsi que la formation de failles continues avec une zone de cassure localisée dans la partie plissée de cette même faille.

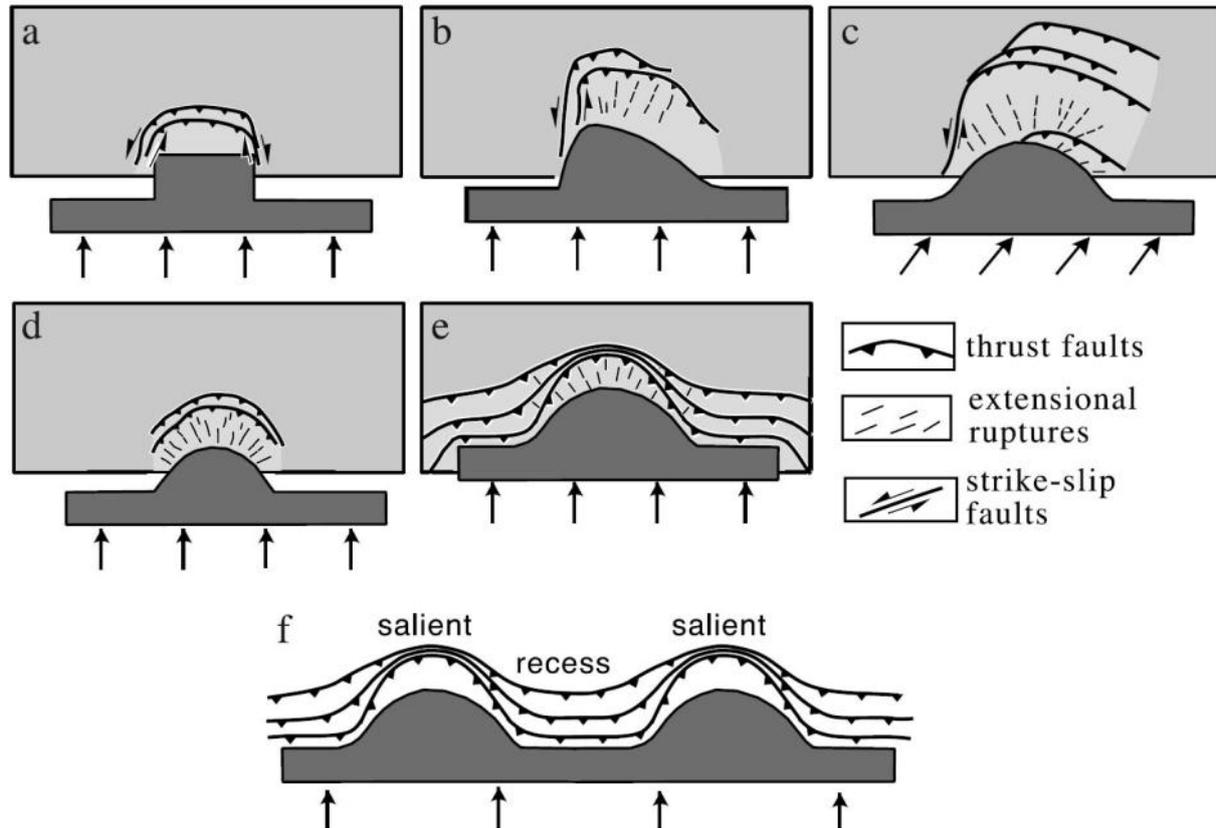


Figure 2 - 4: Schémas de modèles analogiques en boîte à sable montrant les conséquences de l'impression d'un indenteur sur les structures dans un bassin sédimentaire en fonction de la forme de l'indenteur et de la direction de convergence, d'après Marshak (2004). Voir son article pour le détail des expériences.

Quelques travaux expliquent par des modèles cinématiques la rotation de structures autour d'un axe vertical (Ferrill and Groshong Jr, 1993; Gray and Stamatakos, 1997; Hindle and Burkhard, 1999; Lickorish et al., 2002). Par exemple, Hindle et Burkhard (1999) montrent que lors de la formation d'orocline, la déformation observée devrait être associée à des rotations et une extension parallèle à l'arc, ainsi que la superposition de cisaillement pure et simple dans la direction de transport. De même, Gray et Stamatakos (1997) proposent une variation de la déformation au cours du temps, due à des variations de la géométrie du bassin. Cependant, les processus nécessaires à ces rotations n'ont jusqu'alors jamais été modélisés, et tous les scénarii expliquant les oroclines restent des hypothèses.

3. UNE MODELISATION ANALOGIQUE DE LA SYNTAXE NORD-OUEST HIMALAYENNE

Au cours de cette étude, nous nous sommes penchés sur l'étude de la syntaxe nord-ouest himalayenne et notamment les processus de déformation affectant la croûte supérieure. Nous avons donc entrepris une série d'expériences analogiques afin de modéliser la déformation la plus externe dans la croûte supérieure à l'intérieur de la syntaxe, de regarder l'effet des interactions entre les chaînes d'orientation différentes et comprendre l'origine des structures telles que la syntaxe d'Hazara-Kashmir.

Le front himalayen présente une forme remarquablement régulière et très faiblement arquée (Figure 2 - 5). Cette forme est soulignée par les structures tectoniques (voir chapitre précédent) (Bilham et al., 1997; Fielding, 1996; Gansser, 1964; Le Fort, 1975) et la sismicité (Baranowski et al., 1984; Molnar and Lyon-Caent, 1989; Seeber and Armbruster, 1984). Pourtant, la terminaison ouest de l'Himalaya, appelée **syntaxe nord-ouest Himalayenne**, est caractérisée par des plis et des chevauchements de forme courbe, suggérant un raccourcissement parallèle à l'arc au toit du front himalayen (Seeber and Pecher, 1998).

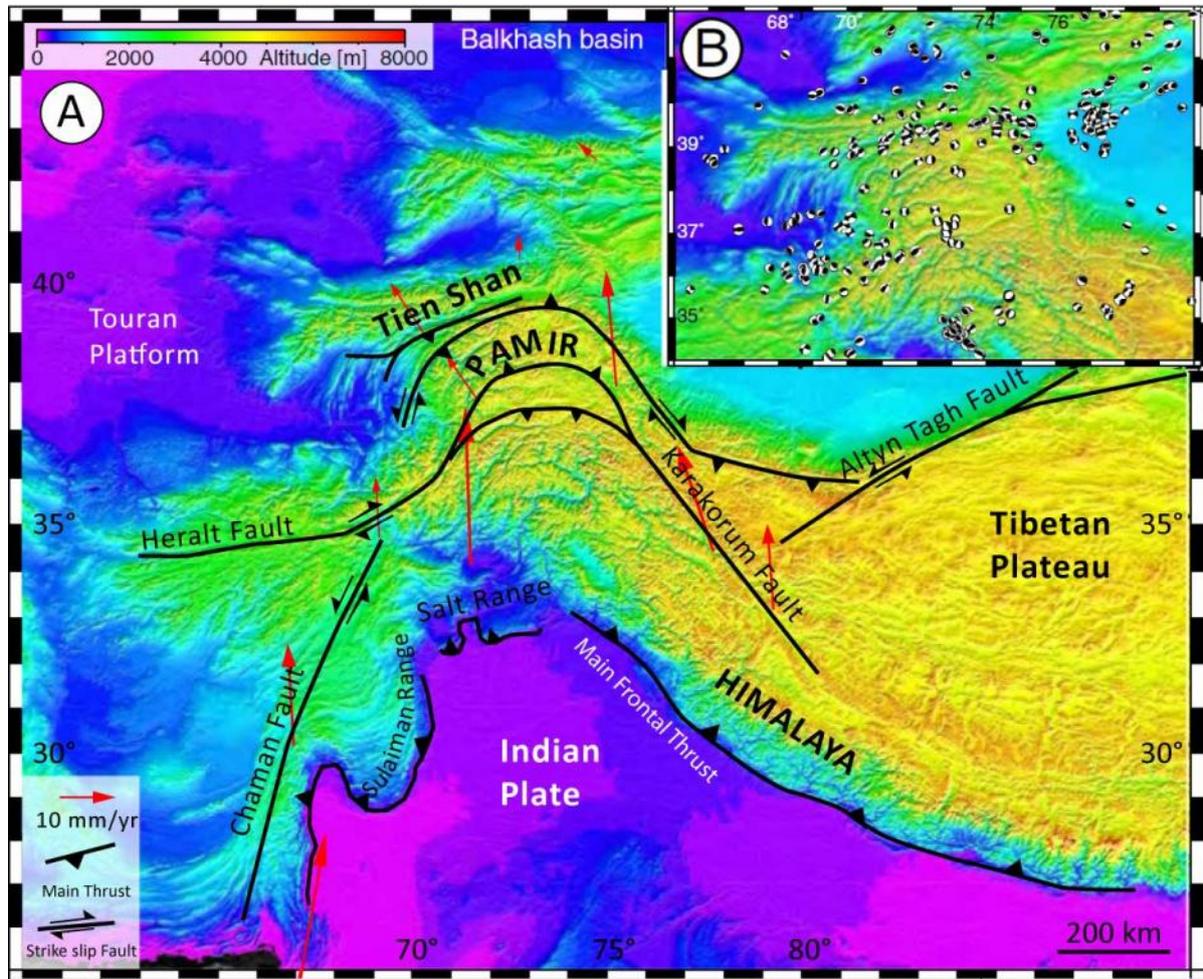


Figure 2 - 5 : A) *Carte morphotectonique* de l'Asie centrale avec les failles principales, modifié d'après (Reiter et al., 2010). Les flèches rouges indiquent les vecteurs de vitesses GPS en fonction de l'Eurasie fixe (Mohadjer et al., 2009). B) *Carte de la sismicité* au Pamir ; Mécanismes au foyer provenant du catalogue de Harvard.

Pour caractériser la syntaxe nord-ouest himalayenne, on peut considérer que plusieurs orogènes d'orientation différente interagissent : la partie himalayenne à l'est, globalement orientée NW-SE, et les Salt Range à l'ouest, orientés E-W. Encore plus à l'ouest, les Sulaiman Range présentent une orientation quasiment N-S au niveau de leur jonction avec les Salt Range. A l'arrière des Salt Range et des Sulaiman Range, la faille de Shaman joue en décrochement sénestre.

Au cœur de la syntaxe nord-ouest himalayenne, la syntaxe d'Hazara- Kashmir consiste en une série d'écaillés chevauchantes de géométrie courbe en carte et dont les deux bords de l'arc sont localement parallèles (Bossart et al., 1988). Au sud-ouest, autour de la faille de Kalabagh, les failles présentent

une géométrie tout aussi particulière, avec du décrochement sur la faille de Kalabagh, et une forme courbes des chevauchements environnants (McDougall and Khan, 1990).

La géométrie des différentes chaînes nous a permis de définir les conditions aux limites de notre modèle présentées dans le paragraphe 3.2.1., avec pour objectif de s'interroger sur la formation de structures telles que la syntaxe d'Hazara Kashmir, la failles décrochante de Kalabagh et autres structures spécifiques à la partie externe de la syntaxe. Ces observations sont comparées dans le paragraphe 5.2.

3.1. Géométrie et dimensions du système expérimental

Pour nos expériences, nous avons utilisé une boîte à sable disposée sur un tapis roulant. Celle-ci a été développée par l'équipe de géodynamique de Toulouse. Le principe est simple : une couche de sable d'épaisseur la plus constante possible est disposée sur le tapis roulant. Celui-ci, par le biais d'une manivelle est entraîné vers une butée qui ne laisse passer que le tapis et bloque le sable. La boîte mesure 80 cm de large, et à une longueur supérieure à 1m. La particularité de cette boîte à sable réside dans la géométrie que nous lui avons attribuée : l'orientation de ses butées présentée dans le paragraphe ci-dessous est toute à fait singulière. A notre connaissance, il n'existe pas de travaux antérieurs avec une telle géométrie.

3.1.1. Adaptation du système expérimental à l'étude d'une syntaxe

La géométrie de la butée est variable. Pour modéliser le contexte tectonique de la syntaxe, nous avons placé une butée oblique à gauche, modélisant l'Himalaya. Au centre, une butée perpendiculaire à la direction de convergence, modélisant les Salt range, et sur le côté droit, une butée, modélisant la faille de Shaman (Figure 2 - 6). Pour des raisons de simplicité dans la description des expériences, on nommera la butée perpendiculaire à la direction de convergence comme butée SUD, la butée de gauche correspondant au côté OUEST, et la butée de droite au côté EST.

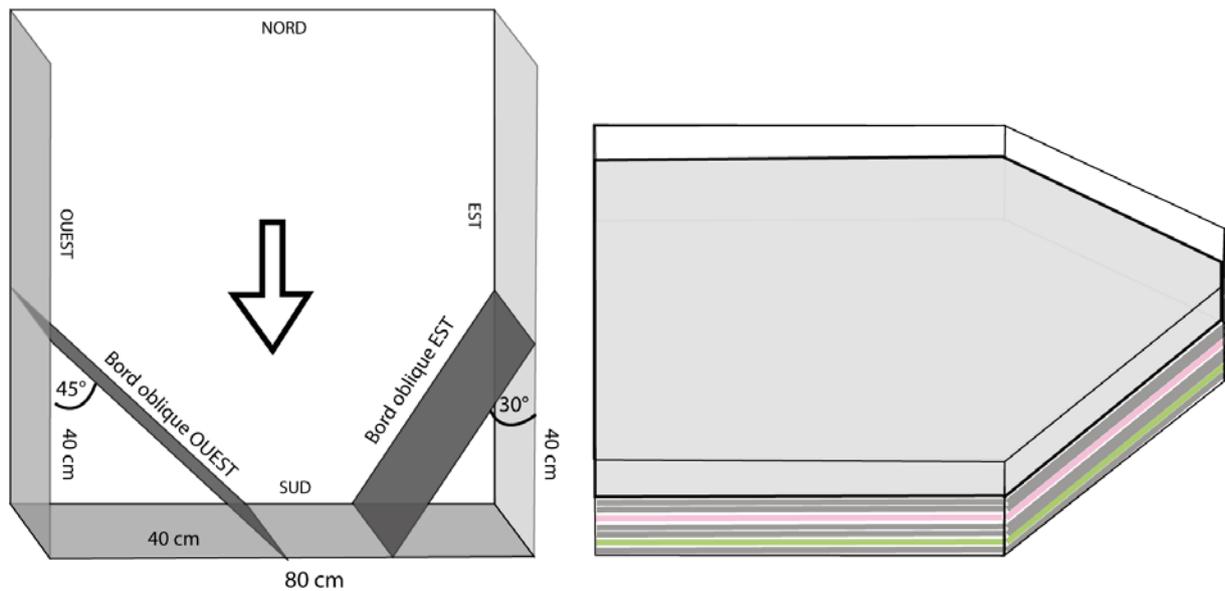


Figure 2 - 6 : Géométrie de la **boîte à sable** utilisée lors des expériences de modélisation analogique. A gauche : vue de dessus. A droite vue oblique la représentation des couches de sable.

La limite oblique OUEST présente un angle de 45° avec la butée SUD, et s'y appuie en son exact milieu, c'est-à-dire à 40 cm du bord OUEST de la boîte. La limite oblique EST est disposée avec un angle de 60° par rapport à la butée SUD, donc orientée à 30° de la direction de convergence. Elle prend appuie sur le bord Ouest de la boîte exactement à 40 cm de la butée SUD, et à 23 cm du bord EST sur la butée fixe. Le tapis roulant utilisé est un film plastique lisse transparent appelé Mylar. Son entrainement se fait via une manivelle qui entraîne une barre à laquelle est fixé le film plastique qui s'enroule donc sur lui-même.

Nous avons réalisé plusieurs expériences en faisant varier différents paramètres : l'épaisseur de sable, la nature du matériau à la base de l'expérience (microbilles de verre, silicone ou sable), l'épaisseur de sable en fonction de la localisation, l'orientation des butées obliques, ... L'objectif de la géométrie de la boîte est de respecter les lois d'échelle énoncées par Hubbert (1937) et notamment la similitude géométrique et cinématique (Tableau 2 - 1).

	longueur	Epaisseur totale	Rapport d'échelle	$\rho \times L^2/\mu$	Vitesse
Modèle	80 cm	1.5 cm	1	1	4.5 cm. h ⁻¹ 400m/an
Equivalent Structure unitaire	8 km	200 m	10 ⁻⁴	10 ⁻⁷	4 10 ⁻² mm/an
Equivalent syntaxe frontale	160km	4 km	2 10 ⁵	4 10 ⁻⁵	1 mm/an
Equivalent ensemble de la syntaxe	1600 km	40 km	2 10 ⁶	4 10 ⁻³	100 mm/an

Tableau 2 - 1 : Dimensions, rapports d'échelles, relations mécaniques et rapports de vitesses entre modèles et objets étudiés.

3.1.2. Expérience avec matériaux granulaires

Le protocole de mise en place d'une telle expérience est très simple mais il faut l'appliquer avec rigueur : le sable est tamisé au-dessus de la boîte à sable (Figure 2 - 7), et est ainsi uniformément réparti sur la surface de la boîte jusqu'à l'épaisseur souhaitée, en prenant garde à conserver une épaisseur constante dans les coins et près des bords de l'expérience. La mesure de l'épaisseur de sable est effectuée en utilisant une sonde graduée, assez fine pour ne pas perturber largement l'agencement des grains de sable. Afin de visualiser les chevauchements en coupe, nous avons appliqué des couches de sable colorées. La coloration du sable se fait en mélangeant du sable naturel avec des pigments secs en poudre. Les couches colorées étaient déposées de manière à totalement recouvrir le sable non coloré. Afin de mieux visualiser le relief formé au cours de nos expériences, nous avons appliqué une couche à la cohésion plus importante, composée de sable coloré et de farine de blé.



Figure 2 - 7 : Application du sable en couches de couleurs contrastantes.

Pour chaque expérience, nous avons dessiné à la surface du sable un quadrillage de sable coloré composé de lignes orientées dans deux directions : parallèle et perpendiculaire à la direction de convergence (Figure 2 - 8). La distance entre les lignes est de 5 cm, formant donc des carrés qui servent de marqueurs permettant de mesurer la déformation de surface pour chaque expérience. Ce quadrillage a été dessiné en utilisant un entonnoir rempli de sable de couleur contrastante avec la couche de surface.

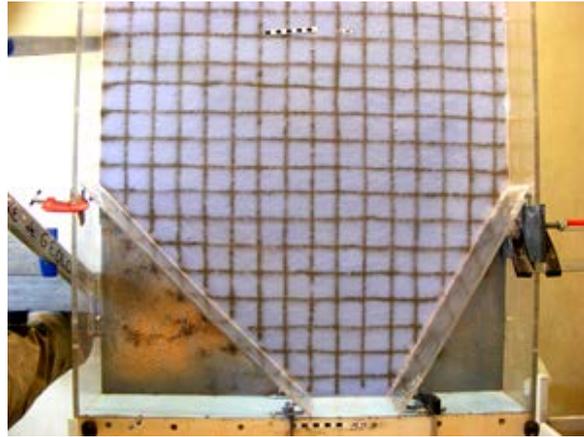


Figure 2 - 8 : Photographie *vue de dessus* d'une expérience, avant convergence et déformation. Noter le quadrillage contrastant.

Pour quantifier la convergence appliquée au cours des expériences, nous avons placé des graduations sur le tapis roulant espacées de 1 cm et un repère sur la boîte.

Une fois la convergence terminée, pour obtenir des coupes propres, il est nécessaire de mouiller le sable. Nous saupoudrions donc délicatement du sable à la surface en prenant garde de ne pas abîmer l'expérience, jusqu'à une épaisseur de plusieurs centimètres. Nous recouvrons ensuite de papier absorbant l'ensemble de l'expérience puis vaporisons de l'eau jusqu'à ce que la totalité du sable soit mouillé. Une nuit de repos est nécessaire avant de pouvoir découper l'expérience : l'excédent d'eau a le temps de s'évacuer, et évite les phénomènes de liquéfaction au moment de la découpe qui empêcheraient de visualiser correctement les structures. La découpe se fait au couteau.

3.1.3. Expérience avec Silicone

Une fois l'épaisseur de silicone nécessaire déterminée, nous

calculons le volume de silicone utile pour chaque expérience étant donné que sa densité est de 936 g.l^{-1} . Nous avons ensuite réparti la silicone le plus uniformément possible à la surface de la boîte en posant des barrières pour qu'elle ne flue pas hors de celle-ci, et avons laissé reposer une nuit à 25°C afin qu'elle se répartisse au mieux et expulse les bulles d'air présentes à l'interface tapis – silicone. Le lendemain matin, la silicone était uniformément répartie sur la surface souhaitée, et nous vérifiions son épaisseur grâce à la sonde.

Au-dessus de la silicone, nous avons déposé du sable mélangé avec de la polenta. Ce mélange a pour objectif de reproduire la couche supérieure cassante de la croûte, sans introduire de contraste de densité avec les couches inférieures : la densité du sable étant de 1350 g.l^{-1} , le contraste de densité avec la silicone pourrait conduire à un phénomène de diapir et la silicone arriverait en surface au cours de l'expérience. Pour pallier ce risque, nous avons donc mélangé le sable avec la polenta de densité 600 g.l^{-1} jusqu'à obtenir un mélange de densité égale à celle de la silicone.

$$\rho_f = (\rho_p \times x_p) + (\rho_s \times x_s) \text{Equation 2 - 1}$$

Avec ρ_f densité finale, ρ_p et ρ_s la densité de la polenta et du sable respectivement, et x_p et x_s les proportions de polenta et de sable respectivement.

On arrive donc à

$$x_p = \frac{(\rho_f - \rho_p)}{(\rho_s - \rho_f)} \times x_s \quad \text{Equation 2 -2}$$

Les proportions sont donc de 747 g de polenta pour 1 kg de sable.

Nous complétons donc le remplissage de la boîte avec ce mélange jusqu'à l'épaisseur souhaitée. Les barrières précédemment placées pour empêcher le fluage de la silicone pendant la nuit étaient remplacées par un mur de sable.

La vitesse de déformation de la silicone doit être fonction de sa viscosité. Il faut que le rapport entre les forces nécessaires à déformer la partie fragile de la maquette et les forces nécessaires à déformer la partie ductile de la maquette soient identique au rapport crustal (Voir annexe 1 équation A1 - 23). Ceci détermine la gamme de vitesse à laquelle pourra se dérouler l'expérience. Une vitesse de déformation trop lente permettrait à la silicone de fluer et de maintenir en permanence une position d'équilibre en réponse au raccourcissement imposé. Durant nos expériences, nous avons utilisé une vitesse de raccourcissement de 4.5 cm. h⁻¹. Cette vitesse est appliquée en utilisant un moteur dirigé par ordinateur, qui entraîne le tapis roulant.

3.2. Acquisition de données

Nous avons photographié l'expérience à chaque cm de convergence. Pour cela, un appareil photo à déclenchement manuel est posé sur un trépied fixe surplombant le dispositif expérimental (Figure 2 - 9). Afin d'optimiser la vision du relief sur les photos, le dispositif est éclairé avec une lumière rasante au moment de la prise des photos. En parallèle, avec un appareil photo supplémentaire, nous avons pris de nombreuses photos depuis différents angles de vue.



Figure 2 - 9 : dispositif d'éclairage et de prise de vue durant les expériences.

3.3. Exploitation des données

Nous avons choisi d'analyser les expériences de manière à en extraire des grandeurs analytiques habituellement utilisées dans les discussions sur la syntaxe himalayenne.

3.3.1. Propagation du prisme

Au cours de différentes expériences, nous avons comparé la distance de propagation des chevauchements en fonction de la position aux bordures, obliques et fixe. Ces mesures ont été effectuées pour 3 incréments de raccourcissement différents : 5, 10 et 20 cm. La distance d'émergence est mesurée perpendiculairement aux limites, là où elle est maximale. Pour que les résultats ne soient pas perturbés par la proximité des butées, les mesures ont systématiquement été effectuées suffisamment loin pour supprimer les ambiguïté (Figure 2 - 10).



Figure 2 - 10: Mesure de la distance de propagation du prisme perpendiculairement à la butée oblique de gauche.

3.3.2. Mesures du raccourcissement perpendiculaire à la direction de convergence.

Les marqueurs parallèles à la direction de convergence (nord-sud) (que l'on appellera par la suite lignes L) nous ont permis de quantifier le raccourcissement perpendiculaire à la direction de convergence (est-ouest). Afin d'établir une référence, pour une convergence nulle, nous avons mesuré la distance entre les lignes L (direction est-ouest) les plus éloignées (15 lignes L) puis les deux lignes

juste à l'intérieur (13 lignes L), et ainsi de suite jusqu'à 3 lignes L (Figure 2 - 11). Ensuite, pour chaque incrément de convergence, nous avons effectué les mêmes mesures, en prenant en compte la distance minimale entre deux lignes L. Le raccourcissement correspond au rapport à la longueur initiale ou au rapport à la convergence appliquée.

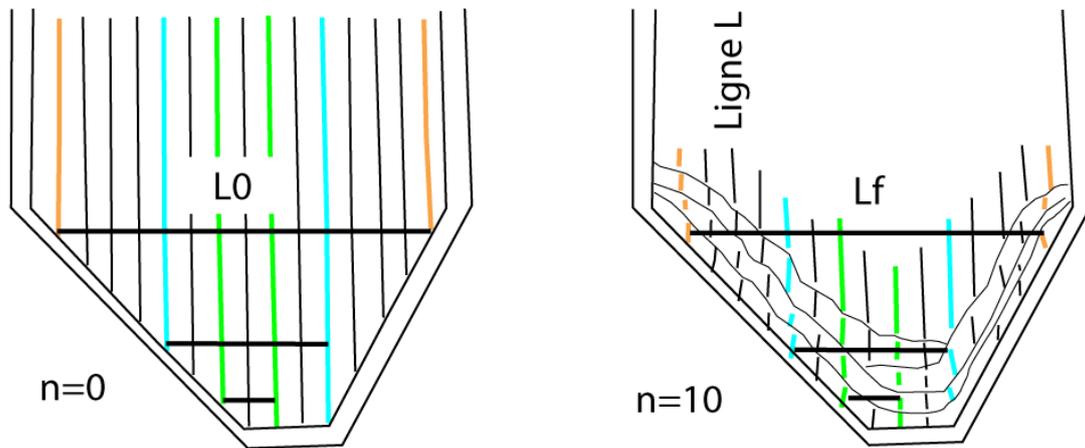


Figure 2 - 11 : mesures du raccourcissement perpendiculaire à la direction de convergence. Les traits noirs correspondent aux distances de propagation mesurées.

La précision de ces mesures est affectée par la visibilité des marqueurs qui diminue avec l'augmentation de la déformation. Les marqueurs présentant le déplacement maximal sont situés au contact des butées obliques. C'est aussi le long de ces butées que la déformation a tendance à effacer les marqueurs. Pour cette raison, la déformation mesurée minimise la déformation réelle pour les incréments de raccourcissement élevés (n=10 et n=20).

En effectuant des mesures réparties sur toute la largeur de l'expérience, l'objectif est double : localiser la zone de raccourcissement perpendiculaire maximal (lignes L les plus déformées) ainsi que minimiser les erreurs de mesures en moyennant les raccourcissements mesurés pour un même incrément de convergence. Nous comparons aussi entre elles les mesures de raccourcissement maximum mesurées pour un incrément de convergence donné. Pour l'utilisation des maxima, nous n'avons pas pris en compte les mesures entre 3 lignes L (les plus au centre) du fait de la courte distance entre ces lignes, une erreur sur la mesure aurait un trop grand effet proportionnellement, et donc sur les statistiques. Les moyennes ont été calculées en prenant en compte toutes les mesures, afin de pondérer les erreurs.

3.3.3. Mesures de la composante décrochante sur les chevauchements

Nous avons mesuré la direction de déplacement sur les chevauchements côté OUEST de l'expérience. L'angle du déplacement a été mesuré par rapport à la direction théorique pour un chevauchement pur. Comme les chevauchements sont parallèles à la limite oblique gauche du modèle, ils présentent globalement un angle de -45° (dans le sens des aiguilles d'une montre) par rapport à la direction de

convergence. Un chevauchement pur aurait donc une direction de déplacement de 45° par rapport à la direction de raccourcissement imposée.

Nous avons mesuré la direction de déplacement sur les chevauchements en la comparant à la direction de déplacement sur un chevauchement pur. On appellera cet angle α . Cette mesure fournit une information sur l'obliquité du déplacement le long des chevauchements (Figure 2 - 12). Les mesures ont systématiquement été effectuées sur le chevauchement le plus externe.

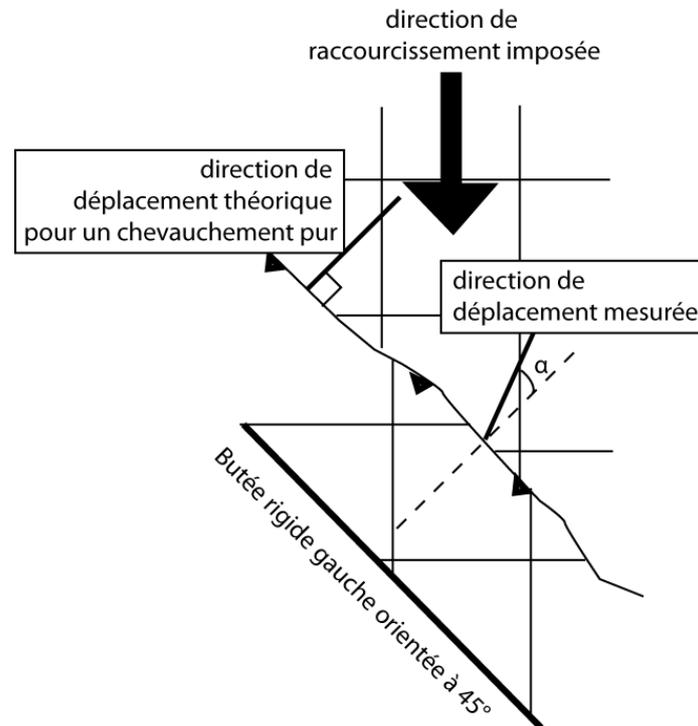


Figure 2 - 12 : schéma du bord OUEST des expériences analogiques montrant la direction de déplacement sur le chevauchement par rapport à la direction d'un chevauchement pur. α est pris positif dans le cas indiqué sur cette figure.

3.3.4. Mesures de la largeur des unités pour extraire la composante hors séquence

Nous avons mesuré la largeur des unités situées entre deux chevauchements, de manière à évaluer l'évolution d'une unité chevauchante au cours de la convergence, et ce même après la création d'une unité plus frontale (Figure 2 - 13). Dans le cas où la longueur de l'unité diminue au cours de l'expérience, nous en avons déduit que le chevauchement situé en amont (position interne) avait une activité continue, entraînant le raccourcissement en carte de l'unité.

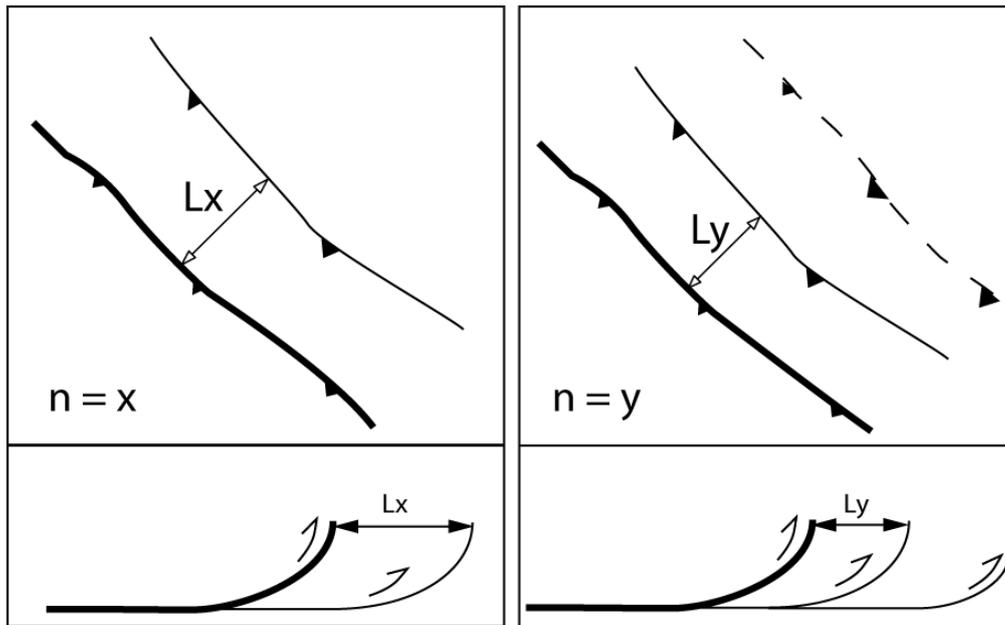


Figure 2 - 13 : schéma de la mesure de la largeur des unités chevauchantes pour deux incréments de convergence $n = x$ et $n = y$. En haut : vue en carte ; en bas : vue en coupe. La variation de largeur de l'unité chevauchante est due à l'activité sur le chevauchement situé en position interne souligné en gras.

De ces mesures, nous avons déduit la composante hors séquence de la déformation : si une unité chevauchante diminue de largeur au cours de la convergence, cela résulte d'un déplacement accommodé par le chevauchement amont. En mesurant la largeur de chaque unité au cours de la convergence et en la rapportant à la convergence, nous avons pu en déduire le pourcentage de convergence hors séquence (ε) (Equation 2-3).

$$\varepsilon (\%) = \frac{L_y - L_x}{y - x} \quad \text{Equation 2 - 3}$$

Lorsqu'on calcule la variation de la longueur de l'unité chevauchante en fonction de la convergence imposée, on obtient alors le pourcentage du raccourcissement hors séquence sur cette unité. En sommant ce pourcentage sur toutes les unités, on obtient alors le pourcentage total de raccourcissement hors séquence.

3.3.5. Mesures des rotations : rotations des lignes L et rotations rigides

La désorientation subie au cours de la convergence au toit des unités chevauchantes a été observée grâce aux marqueurs parallèles à la direction de convergence (lignes L). Pour les expériences réalisées uniquement avec du sable, aucune mesure de l'ampleur de la désorientation n'a pu être effectuée en raison de la difficulté à discerner clairement les marqueurs au cours de la déformation. Les expériences réalisées avec de la silicone à la base ont permis une meilleure lisibilité et de mesurer pour certains marqueurs l'angle entre l'orientation initiale et l'orientation finale des lignes L.

4. RESULTATS

4.1. Expérience standard JK1

Afin d'établir une base de comparaison et de mesurer l'effet de la géométrie de nos expériences, nous avons réalisé une expérience la plus simple possible, avec une butée unique, perpendiculaire à la direction de convergence (Figure 2 - 14 et Figure 2 - 15). Nous avons appliqué la convergence de 20 cm standard à toutes nos expériences. Les résultats sont analogues à ceux décrits dans ce type d'expériences : développement d'un prisme avec propagation frontale et activité continue des chevauchements transportés indiquant une activité hors séquence.

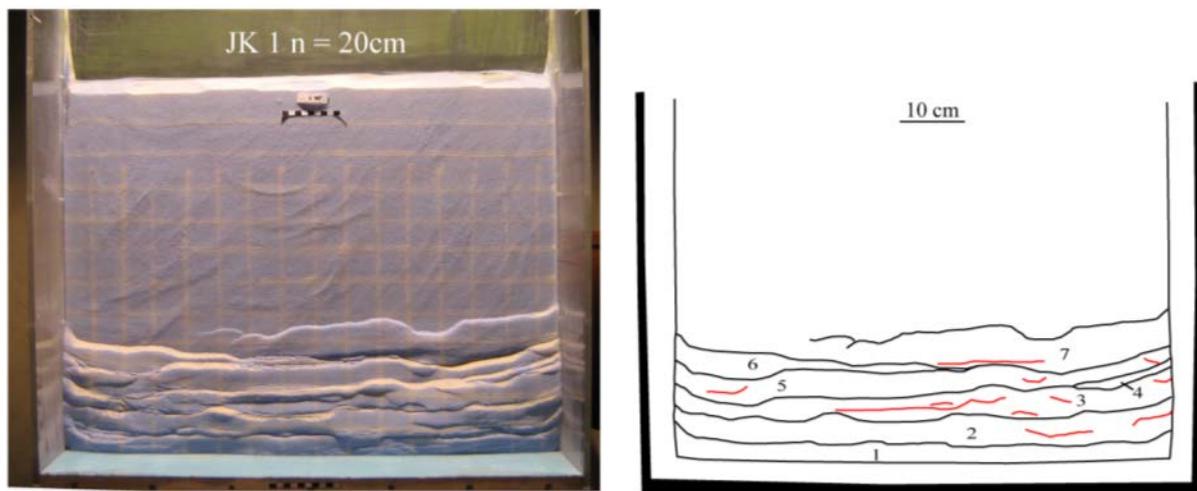


Figure 2 - 14 : JK 1 vue de dessus après 20 cm de raccourcissement. À Gauche : photographie ; à droite : schéma structural. Les unités chevauchantes ont été numérotées par ordre d'apparition. En rouge sont figurés les rétro-chevauchements.

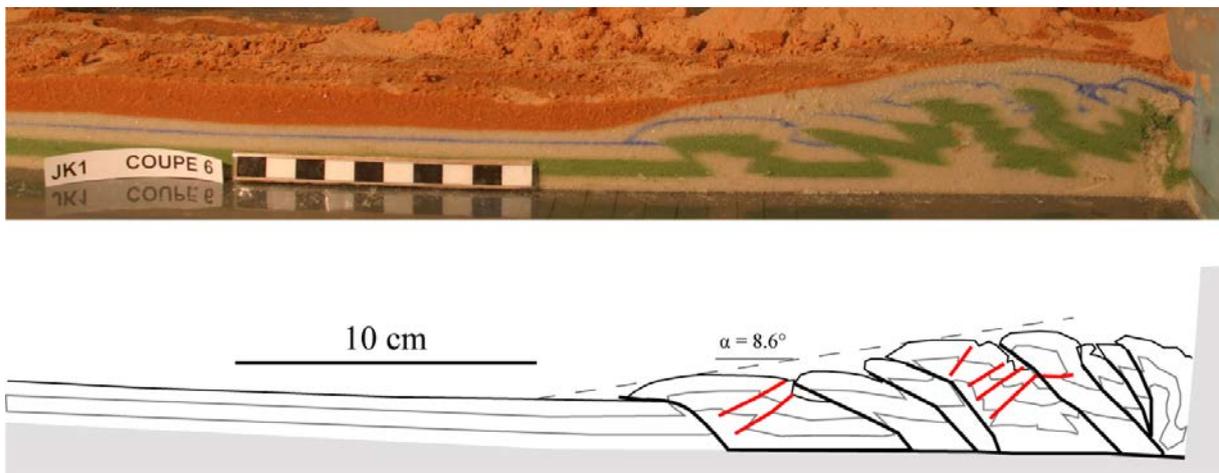


Figure 2 - 15 : JK 1 : coupe parallèle à la direction de convergence, après 20 cm de convergence appliquée. En haut : photographie ; en bas : schéma. Les rétro-chevauchements sont figurés en rouge. A correspond à la pente de surface du prisme.

Nous avons mesuré certains paramètres afin de les comparer avec les expériences présentant une géométrie différente

4.1.1. Propagation du prisme

Pour cette expérience, la mesure de la largeur du prisme perpendiculairement à la butée frontale (SUD) montre une propagation comprise entre 17 et 21 cm après 20 cm de convergence.

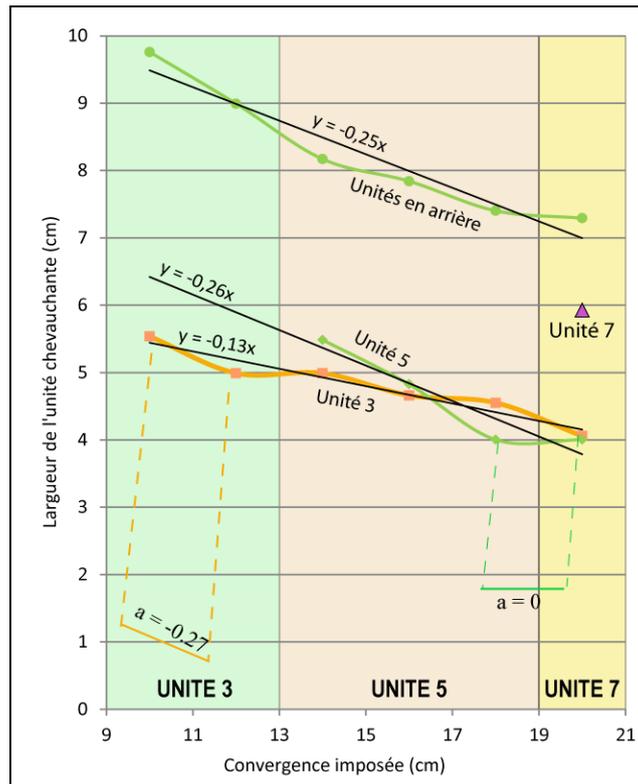
4.1.2. Composante hors séquence

Afin d'extraire le pourcentage de raccourcissement accommodé par les structures hors séquence, nous avons mesuré la largeur des unités chevauchantes, et leur évolution au cours de la convergence, pour les unités 3, 5 et 7, ainsi que les unités situées en amont de l'unité 3 sans distinction. Il apparaît que lorsqu'elles sont frontales, les unités diminuent assez fortement de largeur, et dès l'apparition d'une nouvelle unité, diminuent beaucoup plus faiblement (Graphique 2 - 1). Ceci indique que le deuxième chevauchement, en partant du front a une activité importante jusqu'à ce qu'un nouveau chevauchement apparaisse. Dès lors, son activité diminue sensiblement.

Pour l'expérience JK1, nous avons quantifié la différence de largeur de l'unité entre deux centimètres de convergence, nous indiquant ainsi le pourcentage de raccourcissement hors séquence (Graphique 2 - 1 et Tableau 2 - 2). Ce travail a été effectué pour chaque unité chevauchante. La somme de tous les pourcentages montre qu'il existe une diminution nette du raccourcissement hors séquence total au moment de l'apparition d'un nouveau chevauchement, la convergence étant principalement accommodée au front, puis à nouveau la composante hors séquence augmente jusqu'à l'apparition du chevauchement suivant.

incrément de convergence (cm)	12	14 apparition d'un nouveau chevauchement	16	18	20 apparition d'un nouveau chevauchement
unité chevauchante arrière	-0,38	-0,41	-0,16	-0,22	-0,05
unité chevauchante 3	-0,27	0,00	-0,16	-0,05	-0,25
unité chevauchante 5			-0,33	-0,41	0,00
unité chevauchante 7					0,00
total	-0,66	-0,41	-0,66	-0,69	-0,30

Tableau 2 - 2 : proportion de raccourcissement hors séquence pour chaque unité chevauchante de l'expérience JK 1 entre 10 et 20 cm de convergence. Le pourcentage est calculé en utilisant l'équation 2 - 3.



Graphique 2 - 1 : Mesures de la largeur des unités chevauchantes au cours de la convergence, pour JK1, expérience sans butées obliques à la direction de convergence. Les droites vertes et oranges figurent la pente moyenne des unités à chaque événement (apparition d'une nouvelle unité) Cette pente correspond au pourcentage moyen de raccourcissement hors séquence sur une unité calculé à partir de l'équation 2 - 3. La pente moyenne de chaque unité est figurée en noir. Son coefficient correspond au pourcentage de raccourcissement hors séquence sur toute la durée de la convergence.

4.2. Expérience de référence JK 2

L'expérience de référence JK 2 est constituée uniquement en sable, avec les butées OUEST, SUD et EST respectivement à 45, 90 et 30° par rapport à la direction de convergence. L'épaisseur de sable déposé est de 1,5 cm, et la convergence totale est de 20 cm. Nous avons considéré cette expérience comme référence, car toutes les autres expériences sont plus complexes, et seront comparées à JK2 (Tableau 2 - 3).

JK2	Épaisseur de sable	Présence de micro billes	Largeur de la boîte	Longueur de sable déposée sur le tapis	Géométrie des butées	Convergence totale imposée
	1.5 cm	non	80 cm	80 cm	Obliques et non symétriques	20 cm

Tableau 2 - 3 : paramètres de l'expérience JK2

Au cours de la convergence imposée, un prisme d'accrétion croît perpendiculairement aux butées. Les chevauchements ou plis qui constituent le prisme sont globalement parallèles aux butées et présentent une forme courbe au niveau des changements d'angle des limites (Figure 2 - 16)

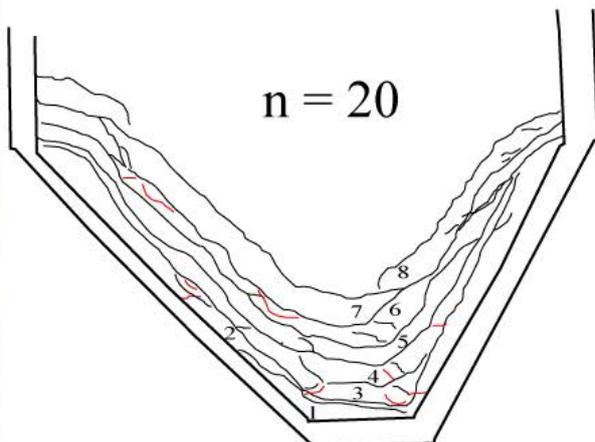
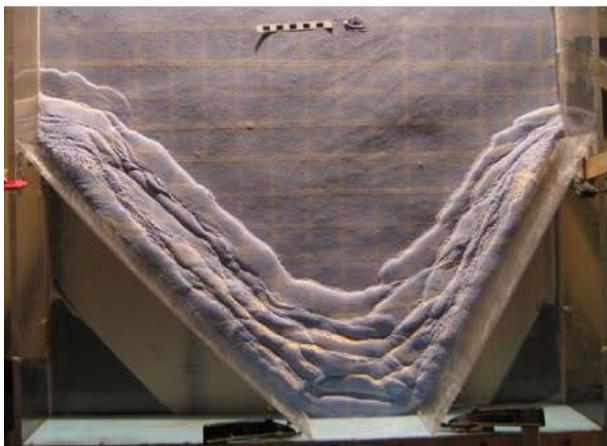
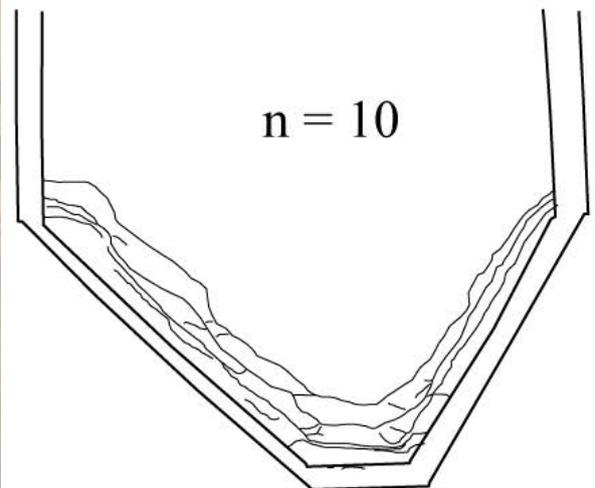
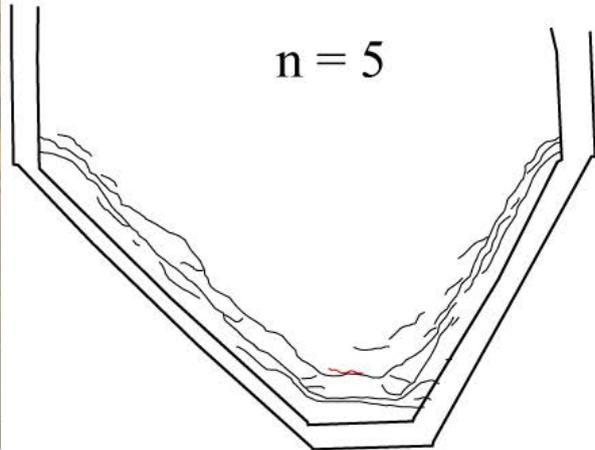
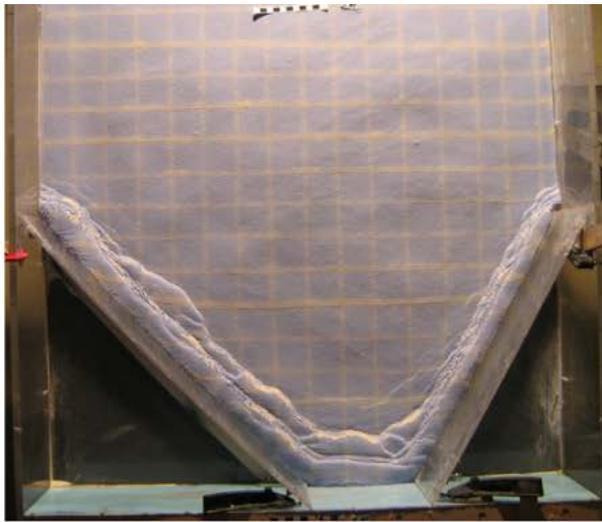
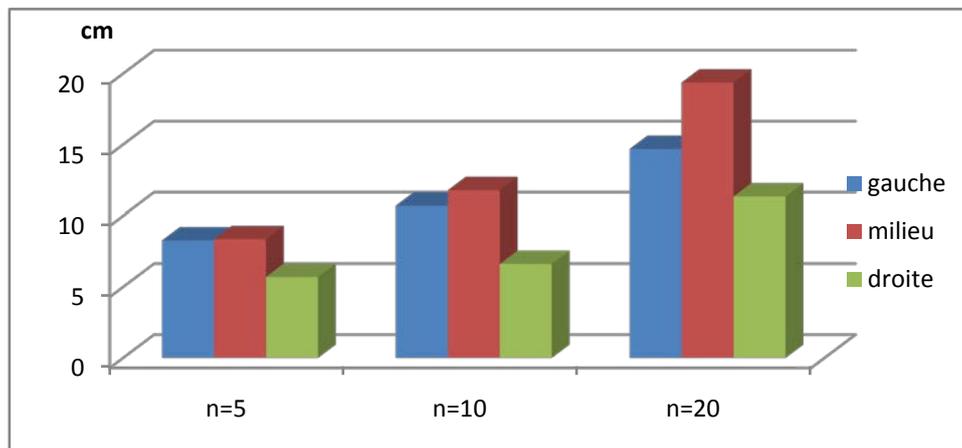


Figure 2 - 16: JK2 vue de dessus aux incréments de convergence $n=5$, $n=10$ et $n=20$ cm. A Gauche : photographie ; à droite : schéma structural. Les unités chevauchantes ont été numérotées par ordre d'apparition.

Nous allons par la suite présenter les observations plus spécifiques unes à unes.

4.2.1. Propagation du prisme

Nous avons comparé la distance de propagation des chevauchements en fonction de la position aux bordures, obliques et centrale. Les mesures de longueur du prisme montrent que celui-ci a une longueur maximale au niveau de la butée perpendiculaire à la direction de convergence (butée du milieu). La butée OUEST, entraîne la formation d'un prisme plus long qu'au niveau de la butée EST. Cette tendance s'accroît au cours des différents incréments de raccourcissement mesurés (Graphique 2 - 2).



Graphique 2 - 2: mesure de la distance de propagation du prisme perpendiculairement aux butées gauche, droite et centrale pour les incréments de convergence 5, 10 et 20 cm.

4.2.2. Initiation, croissance et évolution des chevauchements

Après avoir atteint l'angle critique du prisme, les chevauchements apparaissent en séquence vers le NORD. La croissance du prisme ne suit pas un schéma constant dans l'initiation des chevauchements. Ainsi, on peut voir des chevauchements qui s'initient au centre de la syntaxe puis qui se propagent vers les bordures ($n=10$ et $n=11$, Figure 2 - 17).

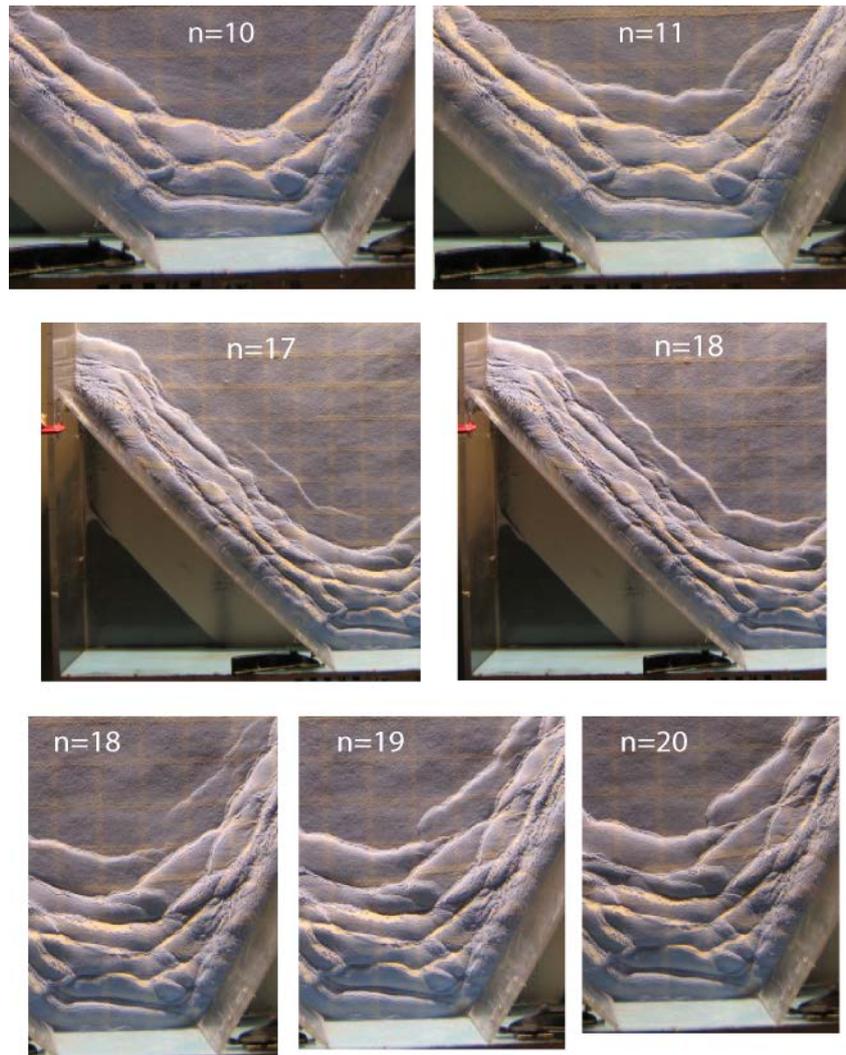


Figure 2 - 17: Expériences JK 2 vue de dessus pour différents incréments de convergence

D'autres chevauchements s'initient parallèlement aux bordures obliques puis se propagent vers le bord et le centre de la syntaxe simultanément (n=17 et n=18, Figure 2 - 17). Enfin, certains chevauchements s'initient d'un côté, se propagent vers l'intérieur de la syntaxe et se branchent au chevauchement provenant de l'autre côté, sans se raccorder à sa terminaison. (n=18, n=19, n=20, Figure 2 - 17), formant ainsi une zone de branchement d'apparence interdigitée en carte similaire à celle décrite par Calassou et al, (1993) (Figure 2 - 18).

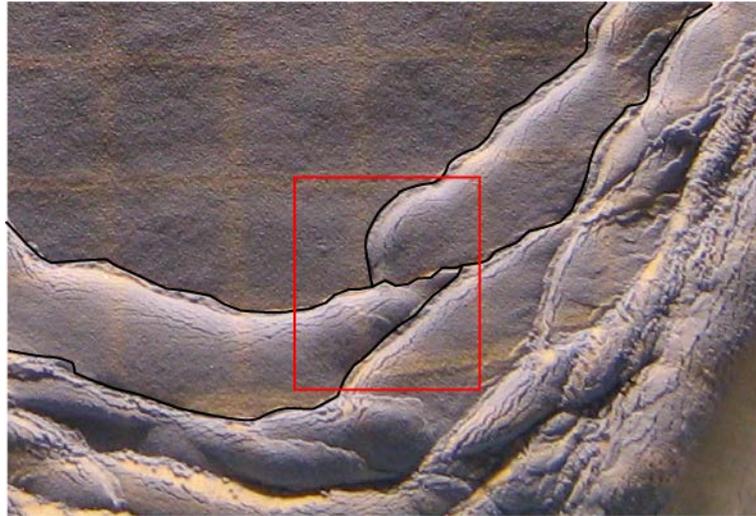


Figure 2 - 18 : Photographie vue de dessus de l'expérience JK2 à $n=20$ cm de convergence. La zone de branchements de forme interdigitée entre différents chevauchements est encadrée en rouge.

En carte, la forme des chevauchements n'est pas toujours régulière et parallèle aux bordures : le long des butées obliques, certains chevauchements semblent s'initier avec une orientation perpendiculaire à la direction de convergence puis tournent pour se positionner parallèles aux butées obliques (Figure 2 - 19).

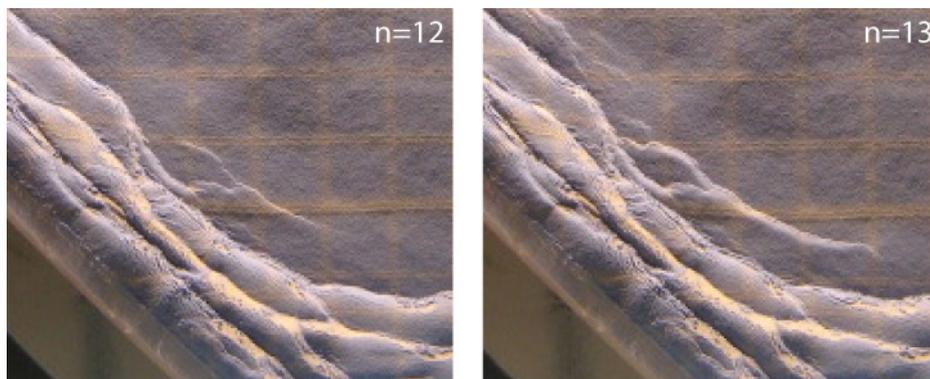


Figure 2 - 19 : Expérience JK 2 vue de dessus aux incréments de raccourcissement $n=12$ et $n=13$ cm. Notez l'orientation des chevauchements à leur initiation ($n=12$) perpendiculaires à la direction de convergence.

4.2.3. Raccourcissement perpendiculaire à la direction de convergence

Nous avons utilisé le quadrillage, et plus particulièrement les lignes L, pour mesurer le raccourcissement perpendiculaire à la direction de convergence. On observe alors que les marqueurs situés au toit des chevauchements ont tendance à se déplacer vers l'intérieur de la syntaxe. Les chevauchements précoces montrent un déplacement plus important que les chevauchements plus tardifs (Figure 2 - 20). Cette observation implique qu'il existe un raccourcissement perpendiculaire à

la direction de convergence imposée. Ce raccourcissement est maximal pour les marqueurs situés les plus proches des bordures EST et OUEST.

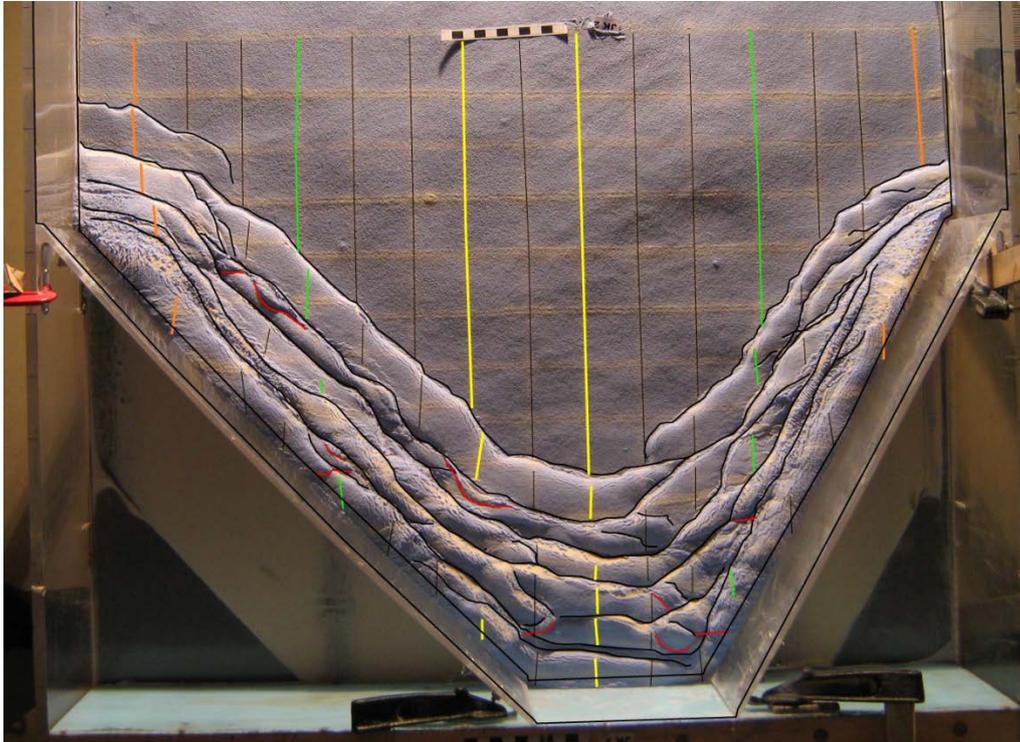
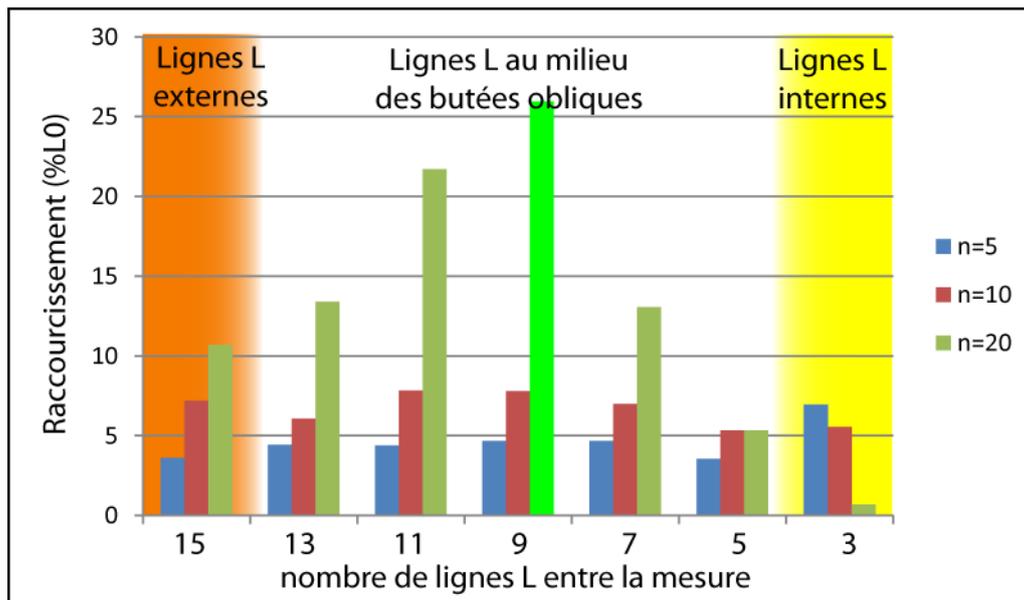


Figure 2 - 20: JK2 vue de dessus à n=20 cm de convergence. Les marqueurs parallèles à la direction de convergence sont soulignés en noir. Noter le déplacement de ces marqueurs perpendiculairement à la direction de convergence au toit des chevauchements, et le déplacement maximal sur les unités les plus anciennes. Le marqueur souligné en jaune correspond à la séparation entre le côté OUEST et le côté EST pour la mesure du raccourcissement séparé.

L'analyse du Graphique 2 - 3 montre que le raccourcissement est maximal pour les lignes L qui butent au milieu des butées obliques, c'est à dire situées à mi-chemin entre les limites latérales (EST et OUEST) de la boîte et son milieu. La mesure est significative à partir de 20 cm de raccourcissement.



Graphique 2 - 3: Raccourcissement perpendiculaire à la direction de convergence mesuré par rapport au centre de l'expérience $((L0-Lf)/L0$ (15 à 3 lignes L séparées)

Afin de séparer l'influence de chaque butée oblique et de son orientation respective, nous avons aussi mesuré le raccourcissement perpendiculaire séparément de chaque côté de la syntaxe, en considérant le marqueur vertical n° 9 en partant de la gauche comme ligne de séparation apparaissant en jaune sur la Figure 2 - 20 (il est à noter que c'est le marqueur le moins déformé). Le raccourcissement perpendiculaire est donc plus important le long de la butée EST (15 % par rapport à la longueur initiale) orientée à 30° de la direction de convergence que le long de la butée OUEST (7,6 % par rapport à la longueur initiale) orientée à 45°.

4.2.4. Coupes

Les coupes présentées sur la Figure 2 - 21 ont été réalisées perpendiculairement aux butées. Leur analyse montre que la déformation est bien localisée le long des chevauchements, avec les unités chevauchantes qui peuvent être plissées ou affectées par des rétro-chevauchements. Du fait des zones d'interactions entre les butées obliques et la butée perpendiculaire, on dénombre davantage de chevauchements dans cette partie (9) que dans les parties obliques (6 à gauche et 8 à droite). Par ailleurs, on notera que la pente du prisme n'est pas fonction de l'obliquité de la butée : 9° à l'EST et 12° à l'OUEST, pour 11° au SUD.

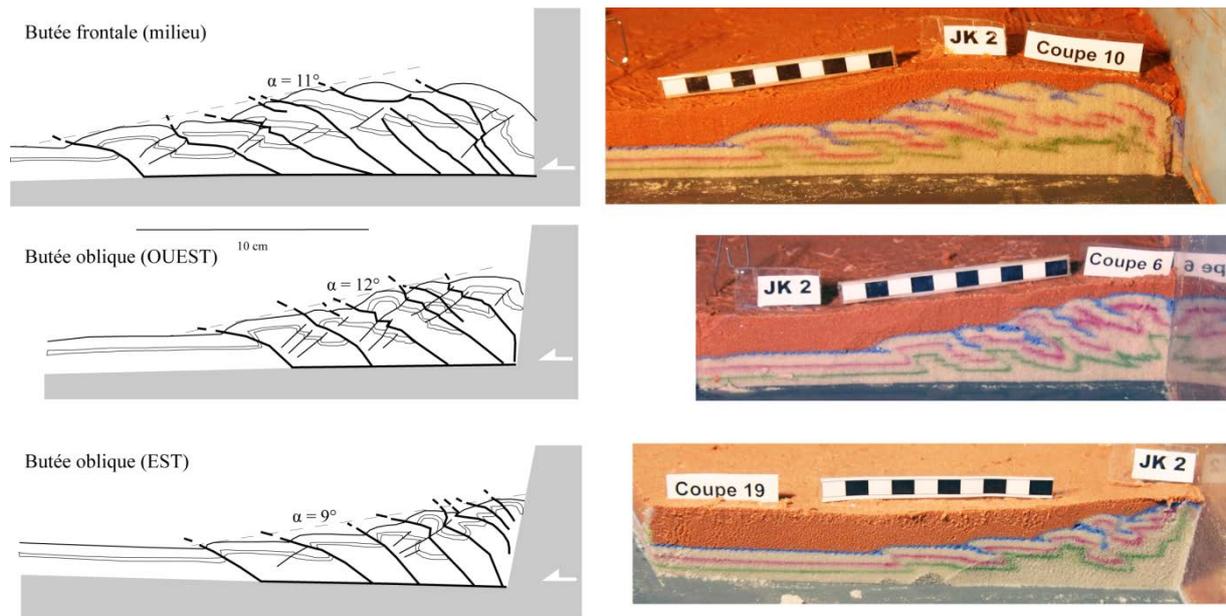


Figure 2 - 21 : JK 2 : coupes perpendiculaires aux butées, après 20 cm de convergence appliquée. A gauche : schéma ; à droite : photographies.

4.2.5. Aspects décrochant des chevauchements

Le long de la bordure oblique OUEST, en décomposant le déplacement suivant les composantes en chevauchement pur et décrochement pur, on remarque que le déplacement est oblique par rapport à la direction de chevauchement pur (Figure 2 - 22). Cette obliquité implique une composante décrochante dextre le long des chevauchements. Pour le cas de l'expérience JK 2, cette composante augmente avec les incréments de raccourcissement (Tableau 2 - 4).

Incrément de déplacement (cm)	Angle du déplacement par rapport à un chevauchement pur (degré)
n=5	4
n=10	10
n=20	25

Tableau 2 - 4: Mesures de l'angle du déplacement par rapport à un chevauchement pur pour les chevauchements les plus externes aux différents incréments de déplacement pour l'expérience JK 2.

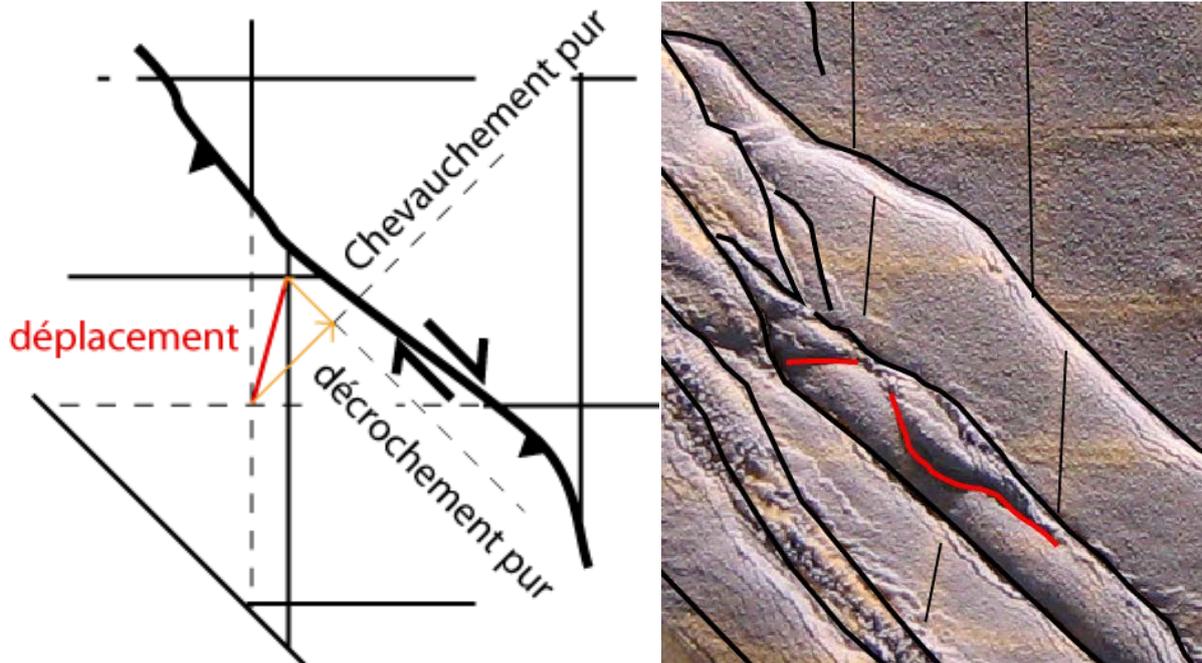
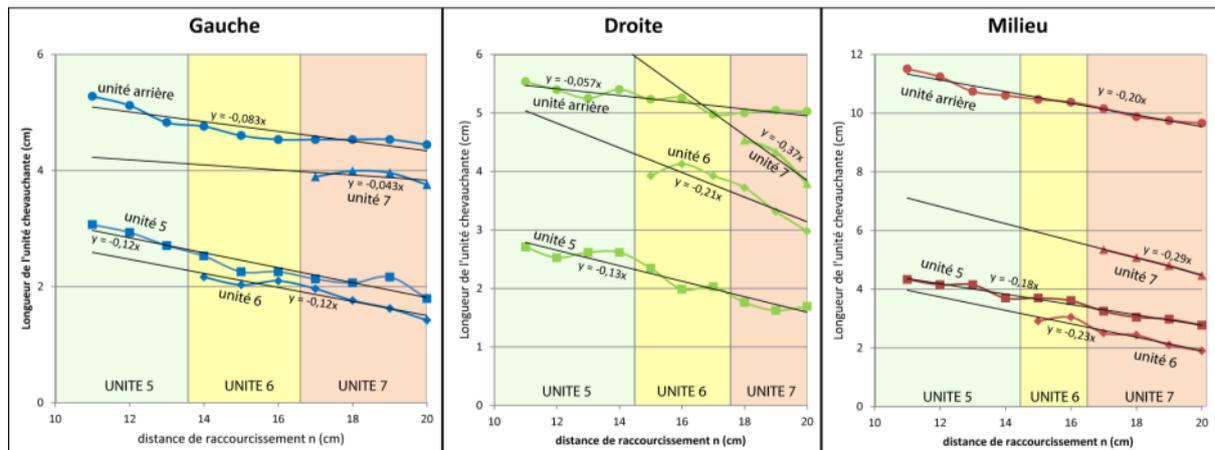


Figure 2 - 22 : A_ décomposition du déplacement le long des chevauchements entre la composante décrochante et chevauchante. B_ photographie illustrant la rotation des marqueurs au toit des chevauchements

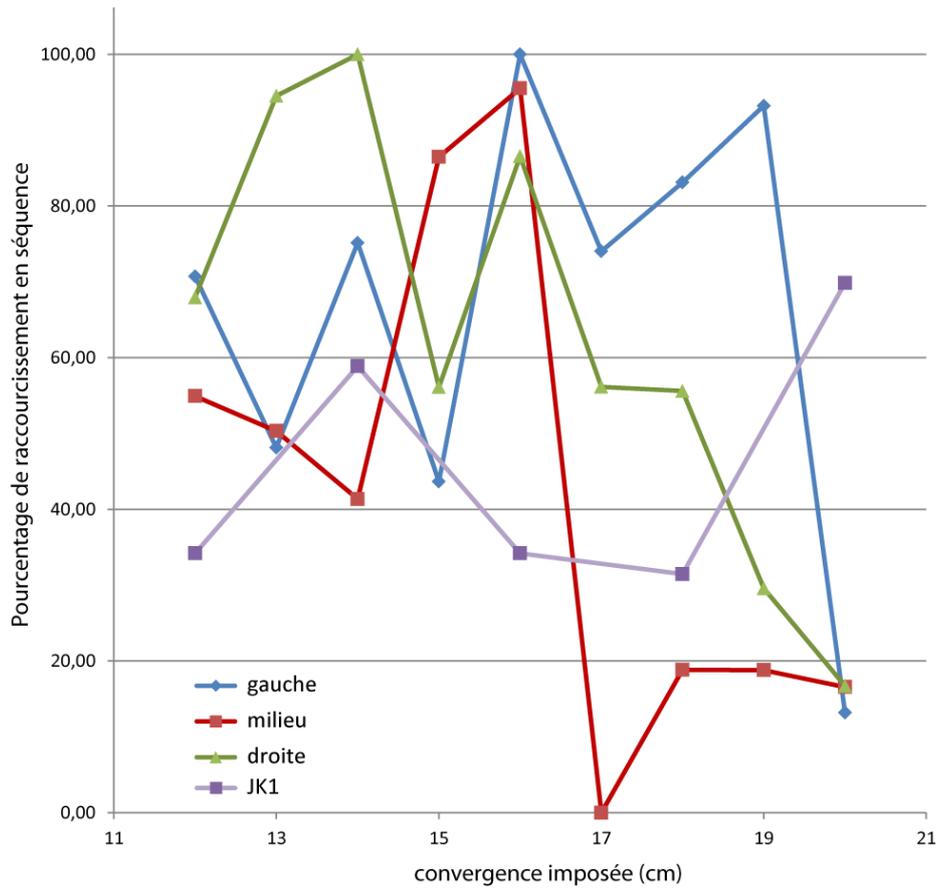
4.2.6. Aspects hors séquence des chevauchements



Graphique 2 - 4: Expérience JK 2 entre $n=10$ et $n=20$: mesures de la longueur (cm) des unités chevauchantes en fonction de la convergence imposée pour chaque cm de convergence, de chaque côté de l'expérience. Droite de tendance linéaire et équation pour chaque unité.

Le Graphique 2 - 4 présente la variation de largeur des unités chevauchantes au cours de la convergence. Celle-ci est calculée en utilisant l'équation 2 – 3. Les unités sont numérotées par ordre d'apparition et sont identifiées sur le Graphique 2 - 4. On peut constater que les unités chevauchantes diminuent de largeur de manière continue au cours de la croissance du prisme. Ceci implique que le chevauchement interne de cette unité présente accommode une partie de la convergence, entraînant la diminution de la largeur de l'unité. Il s'agit d'une activité hors séquence. L'émergence d'un nouveau chevauchement individualisant une nouvelle unité ne provoque pas de perturbation notable dans le raccourcissement des unités précédentes. Cette observation est valable quel que soit le coté de l'expérience considéré, l'obliquité de la convergence n'affecte donc pas le fonctionnement des chevauchements.

Cependant, lorsqu'on somme la convergence hors séquence accommodée par toutes les unités (Tableau 2 - 5), on observe qu'elle atteint des valeurs très importantes notamment face à la butée du milieu avec 113 % (cette valeur n'est cependant pas totalement fiable du fait des erreurs de mesure) et atteint plus de 80% perpendiculairement à chaque butée. Ces informations sont synthétisées dans le Graphique 2 - 5 qui présente le raccourcissement **en séquence** sur chaque butée au cours de la convergence. Lorsque la convergence en séquence diminue, la convergence hors séquence augmente.



Graphique 2 - 5 : pourcentage de raccourcissement en séquence en fonction de la convergence sur les différentes butées de l'expérience JK2, et pour l'expérience JK1.

incrément de convergence (cm)	12	13	14 Nouveau chevauchement	15	16	17 Nouveau chevauchement	18	19	20
gauche 5	-0,14	-0,23	-0,18	-0,27	0,00	-0,12	-0,07	0,10	-0,37
gauche 6				-0,14	0,07	-0,14	-0,20	-0,14	-0,20
gauche 7							0,10	-0,03	-0,20
arrière gauche	-0,16	-0,29	-0,07	-0,16	-0,07	0,00	0,00	0,00	-0,09
Total Gauche	-0,29	-0,52	-0,25	-0,56	0,00	-0,26	-0,17	-0,07	-0,87
incrément de convergence (cm)	12	13	14	15 Nouveau chevauchement	16	17 Nouveau chevauchement	18	19	20
milieu 5	-0,18	0,00	-0,45	0,00	-0,09	-0,36	-0,20	-0,07	-0,20
milieu 6					0,14	-0,54	-0,07	-0,34	-0,20
milieu 7							-0,27	-0,27	-0,34
arrière milieu	-0,27	-0,50	-0,14	-0,14	-0,09	-0,23	-0,27	-0,14	-0,09
Total milieu	-0,45	-0,50	-0,59	-0,14	-0,04	-1,13	-0,81	-0,81	-0,83
incrément de convergence (cm)	12	13	14	15 Nouveau chevauchement	16	17	18 Nouveau chevauchement	19	20
droite 5	-0,18	0,09	0,00	-0,27	-0,36	0,05	-0,27	-0,14	0,07
droite 6					0,20	-0,20	-0,20	-0,41	-0,34
droite 7								-0,20	-0,54
arrière droite	-0,14	-0,15	0,15	-0,17	0,02	-0,28	0,03	0,04	-0,02
Total droite	-0,32	-0,05	0,15	-0,44	-0,13	-0,44	-0,44	-0,70	-0,83

Tableau 2 - 5 : Pourcentage de raccourcissement hors séquence accommodé sur chaque unité entre les incréments $n=11$ et $n=20$ cm de convergence. Les différentes orientations ont été séparées (gauche, milieu et droite). Le pourcentage est négatif car il correspond à la pente des droites dessinées sur le Graphique 2 - 4 à chaque incrément de convergence.

4.2.7. Répartitions diffuses de la composante décrochante et rotations

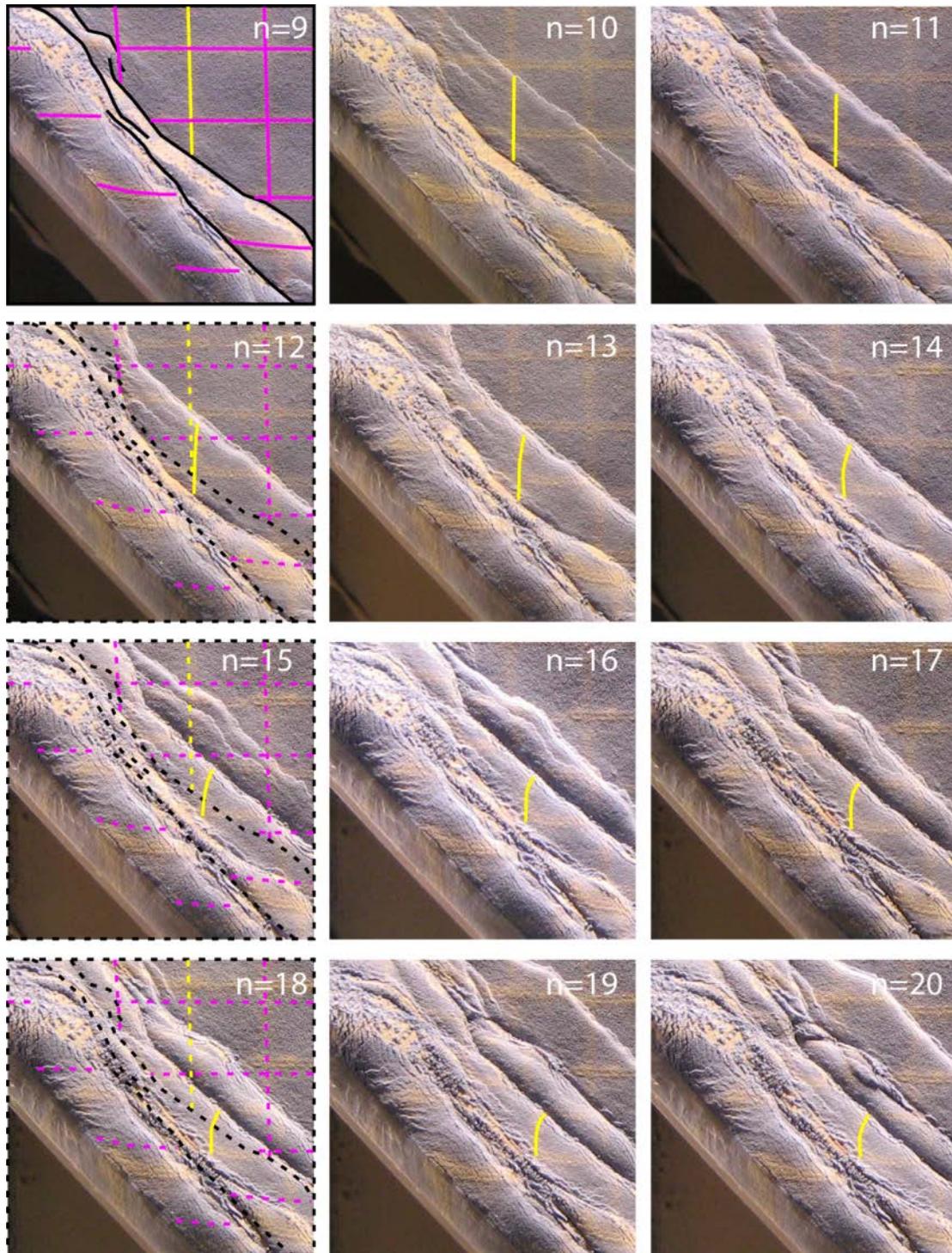


Figure 2 - 23 : Bord Gauche de JK2 vu de dessus (le quadrillage donne l'échelle avec 5 cm de côté). Pour n=9, le quadrillage et les failles ont été soulignés et servent de référence en pointillé pour n=12, 15 et 18. Le marqueur jaune est souligné à chaque étape de la convergence, illustrant la déformation et les rotations associées au toit des chevauchements.

L'étude de la forme des marqueurs au toit des chevauchements montre qu'il existe une rotation des lignes au toit des chevauchements : rotation dans le sens horaire pour le côté OUEST des expériences et dans le sens antihoraire pour le côté EST (Figure 2 - 23). En effet, les marqueurs situés au toit des chevauchements ne sont plus parallèles à la direction de convergence, mais présentent une obliquité, indiquant un différentiel de déplacement latéral entre l'émergence du chevauchement et son niveau de décollement. La rotation des marqueurs ne commence pas dès l'apparition du chevauchement : il existe un seuil de convergence accommodé par le chevauchement avant que la rotation n'ait lieu. Cette rotation implique que l'unité chevauchante ne se déplace pas en bloc, et subit un différentiel de déplacement entre le coté du chevauchement et le côté amont du prisme (Figure 2 - 24). Cette rotation des lignes n'est pas liée à une rotation rigide, mais correspond à une composante rotationnelle de la déformation de l'unité chevauchante. Il existe donc une déformation interne dans l'unité permettant ce différentiel. Or aucune structure de décrochement n'est observée ni visible, en carte ou en coupe. Nous en déduisons donc qu'il s'agit d'une déformation diffuse.

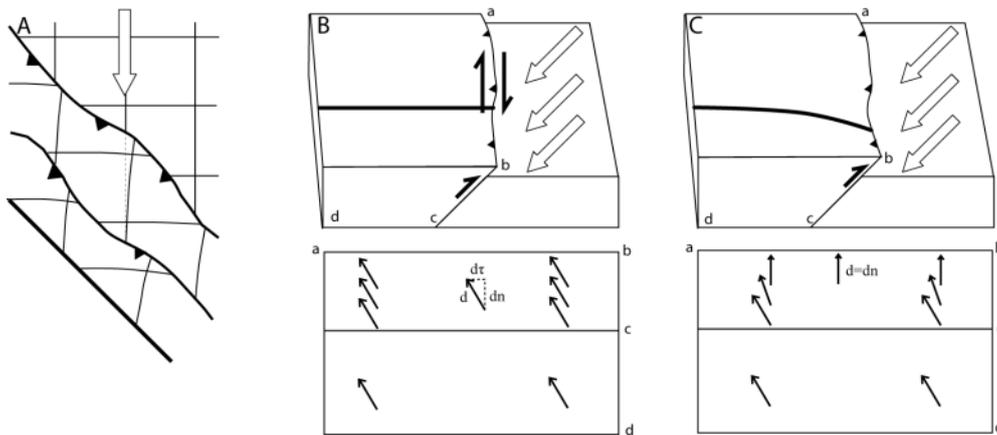


Figure 2 - 24 : A_ Schéma vu en carte de la rotation des marqueurs parallèles à la direction de convergence. B_ en haut : bloc diagramme montrant le mouvement relatif entre le bloc chevauchant et le bloc chevauché au début du mouvement sur le chevauchement. En bas : déplacement (décomposé entre les composantes normales et tangentielles par rapport à l'orientation du chevauchement) sur le plan de chevauchement vu depuis le bloc chevauchant. C_ en haut : bloc diagramme montrant le mouvement relatif entre le bloc chevauchant et le bloc chevauché lorsque le mouvement sur le chevauchement est déjà bien initié et une topographie conséquente déjà existante. En bas : déplacement (ici purement chevauchant) sur le plan de chevauchement vu depuis le bloc chevauchant.

4.3. Effet des différents paramètres

Au cours des expériences successives, nous avons fait varier plusieurs paramètres pour mesurer leur effet et comprendre les mécanismes de formation du prisme dans ce contexte de double convergence oblique. Les variables sont donc la rhéologie de la couche basale (microbilles de verre ou silicone) ainsi que l'angle des butées obliques. Les mesures ont principalement été effectuées pour les expériences simples, c'est-à-dire ne présentant pas de variation d'épaisseur latéralement, ni de changement de rhéologie du niveau basal. Nous étudierons donc les expériences JK 3 et JK 7 dont la couche basale est constituée de microbilles, JK 8 et JK7 qui présentent des microbilles le long des butées obliques (dans l'épaisseur de sable), JK 5 et 10 avec silicone à la base, d'épaisseur variable, et

Chapitre 2 : Modélisation analogique d'une syntaxe : une géométrie favorisant la déformation hors séquence ?

enfin JK 9 entièrement en sable, mais avec des butées obliques jointives et toute deux orientées à 45° de la direction de convergence (Tableau 2 - 6).

	expérience	épaisseur	Microbilles à la base	Conditions particulières	synthèse
1	JK 01	1,5	sans	pas de limites obliques	référence sans limites obliques
2	JK 04	1,5	avec	pas de limites obliques	
3	JK 22	1 cm en bas 2 cm en haut	avec	pas de limites obliques épaisseur non homogène	

	expérience	épaisseur	Microbilles à la base	Conditions particulières	synthèse
4	JK 02	1,5	sans	raccourcissement total : 5 cm	avec limites asymétriques
5	JK 21	1,5	sans		
6	JK 24	1,5	sans		
7	JK 14	0,7	avec		
8	JK 03	1,5	avec		

9	JK 08	1,5	sans	avec microbilles le long des limites obliques
10	JK 07	1,5	avec	

11	JK 09	1,5	sans	limites symétriques
12	JK 06	1,5	sans	

13	JK 15	1,5 cm en haut 2 cm en bas	sans	Epaisseur de sable variable	Epaisseur de sable non constante sur la surface
14	JK 16	1,5 cm en haut 2 cm en bas	sans		
15	JK 17	1,5 cm en haut 2 cm en bas	microbilles auNORD	Epaisseur de sable variable et microbilles en haut	
16	JK 12	1.0	Microbilles au SUD	avec microbilles le long des limites	Microbilles localisées
17	JK 13	1,5	Microbilles au SUD		
18	JK 18	1,5	microbilles à l'EST		
19	JK 20	1,5	sans	création d'un prisme à 40 cm de la butée, impliqué ensuite dans la convergence	
20	JK 23	2,5	sans	création d'un prisme à 30 cm de la butée, impliqué ensuite dans la convergence	

21	JK 05	0,7 cm silicone	0,8 sable	Faible épaisseur de silicone	Silicone
22	JK 10	1,1 cm silicone	0,4 sable	Epaisseur de silicone importante	
23	JK 11	NE épais	22 mm au NE 7 ailleurs	Epaisseur de silicone non homogène sur toute la surface	
24	JK 19	Nord et Est épais	23 mm au N et E 7 ailleurs		

Tableau 2 - 6 : *Expériences de modélisation analogique : matériau utilisé (par défaut du sable si non précisé) et conditions particulières.*

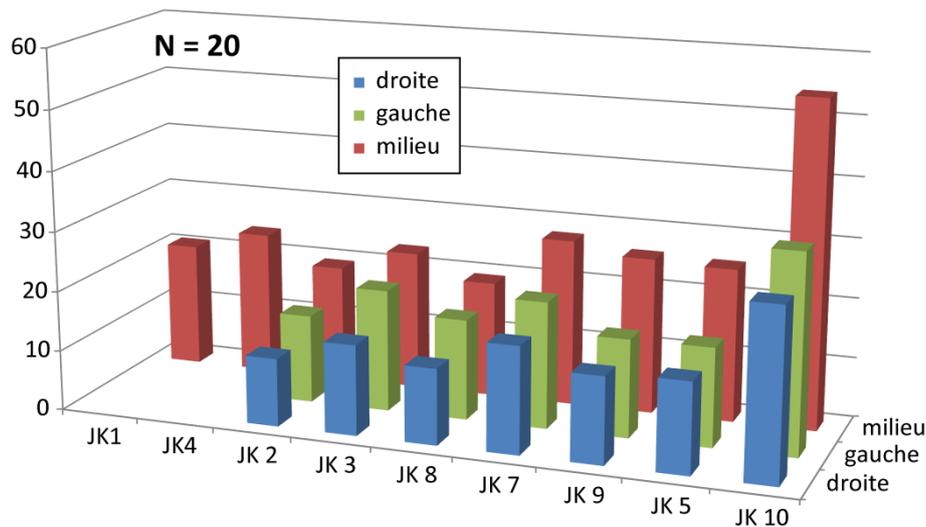
4.3.1. Observations communes à toutes les expériences

4.3.1.1. Distance de propagation du prisme

Dans un premier lieu, nous avons mesuré la distance de propagation du prisme perpendiculairement à chaque butée pour chaque expérience. Les mesures de largeur du prisme montrent une augmentation de sa largeur avec l'augmentation de la convergence imposée pour toutes les expériences (Tableau 2 - 7). On peut remarquer que la distance de propagation des chevauchements diminue au raccourcissement imposé.

			JK 1 sable	JK4 μbilles base	JK 2 sable	JK 3 μbilles base	JK 8 sable et μbilles aux limites obliques	JK 7 μbilles base et limites oblique	JK 9 symé- trique	JK 5 silicone	JK 10 silicone
distance (cm) de propagation du prisme	n=5	gauche			8,28	10,17	5,38	6,05	5,55	4,92	15,79
		milieu	10.5	7.41	8,36	8,11	9,84	10,9	14,8	7,49	28,66
		droite			5,70	9,32	4,19	7,08	5,07	5,40	10,63
	n=10	gauche			10,7	13,5	10,2	14,4	9,57	12,08	15,79
		milieu	13.9	15.5	11,8	17,6	12,2	22,.0	17,3	12,60	61,27
		droite			6,62	8,73	7,60	11,2	8,84	6,30	10,19
	n=20	gauche			14,7	20,3	16,7	21,	16,3	16,44	33,07
		milieu	20.7	23.9	19,4	23,1	19,3	27,7	25,9	25,46	54,12
		droite			11,3	15,1	12,6	17,	14,4	15,09	28,38

Tableau 2 - 7: *distance de propagation en cm des chevauchements pour différentes expériences en sable et en silicone + sable, en fonction de la distance de raccourcissement imposée : 5, 10 et 20 cm.*



Graphique 2 - 6: diagramme de mesure des largeurs de propagation (cm) du prisme perpendiculairement aux différentes butées, pour les différentes expériences à l'incrément de convergence 20 cm.

Pour toutes les expériences, la distance de propagation sur la butée centrale est systématiquement plus importante qu'au niveau des butées obliques (Graphique 2 - 6). La propagation sur le bord gauche est toujours comprise entre 61 et 88 % de la propagation mesurée au centre. Sur le bord droit, elle est comprise entre 52 et 68 %.

Quelle que soit la nature du matériau considéré (matériau ductile ou cassant), à partir de 10 cm de convergence, la largeur du prisme est plus importante perpendiculairement à la butée SUD par rapport aux butées obliques.

4.3.1.2. *Initiation, croissance et évolution des chevauchements*

Du fait de la complexité de leur apparition et de leur évolution, nous n'avons pas pu décrire la croissance des chevauchements dans le cas des expériences ductiles.

Pour les expériences réalisées avec du sable, avec ou sans microbilles, comme dans le cas de JK 2 décrite précédemment, on retrouve une croissance des chevauchements entraînant des zones de jonction de forme interdigitée (Figure 2 - 18).

4.3.1.3. *Raccourcissement perpendiculaire à la direction de convergence*

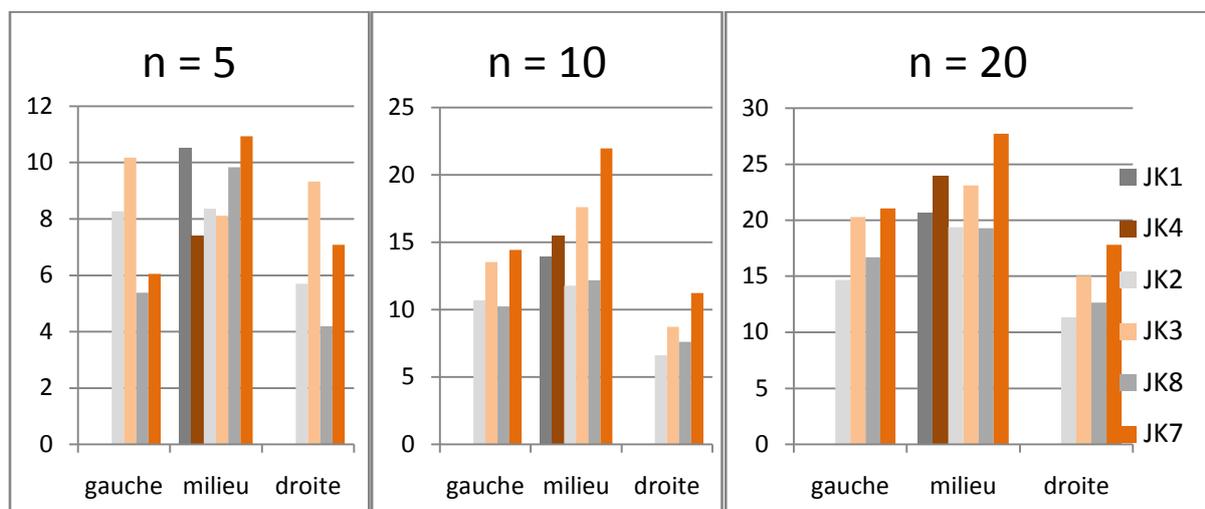
Dans tous les cas, un raccourcissement perpendiculaire à la direction de convergence a été observé. Il atteint au minimum une valeur de $(L_0 - L_f)/L_0 = 6.5 \%$. L'influence des différents paramètres sera discutée par la suite

4.3.2. Effet des microbilles

Nous avons effectué une série d'expériences avec des microbilles, et les avons comparées deux à deux avec des expériences similaires, en absence de microbilles à la base. Ainsi, JK1 et JK4 sont des expériences standard sans butées obliques, JK1 sans et JK4 avec microbilles à la base. JK2 et JK3 sont similaires, c'est-à-dire avec 1.5 cm d'épaisseur de sable, respectivement sans et avec microbilles à la base. Les expériences JK 8 et 7 sont similaires aux expériences précédemment citées, mais présentent en plus une épaisseur de microbilles déposées verticalement le long des butées obliques. Nous étudierons aussi l'effet de ce paramètre après avoir comparé ces deux expériences entre elles pour mesurer l'effet des microbilles basales.

4.3.2.1. Sur la distance de propagation du prisme.

La comparaison des distances de propagations des chevauchements mesurée au cours des expériences avec ou sans microbilles à la base montre qu'à partir de 10 cm de convergence, la présence des microbilles induit une distance de propagation systématiquement supérieure (Graphique 2 - 7). Ces résultats sont en accord avec les propriétés rhéologiques des microbilles dont la friction interne très faible entraîne une augmentation de la longueur des unités chevauchées (Lallemand et al., 1994; Liu et al., 1992; Malavieille et al., 1991; Mulugeta, 1988).



Graphique 2 - 7 : Histogrammes de la distance de propagation du prisme (cm), mesurée perpendiculairement aux directions des butées (gauche, milieu et droite). En orange les expériences avec microbilles à la base, et en gris les expériences sans microbilles à la base. Chaque histogramme correspond à un incrément de déformation : 5, 10 et 20 cm de convergence.

4.3.2.2. Sur la dynamique de propagation des chevauchements

L'analyse en détail de l'expérience JK3 montre que les chevauchements s'initient sur les bords de la boîte, et se propagent ensuite vers l'intérieur. Les chevauchements sont donc initialement parallèles aux butées obliques, puis arrivés au centre de la syntaxe effectuent une rotation pour s'orienter

parallèlement à la butée SUD(du milieu) et viennent ensuite « buter » sur le chevauchement provenant de l'autre côté sans coalescence (Figure 2 - 25), formant ainsi ces formes interdigitées.

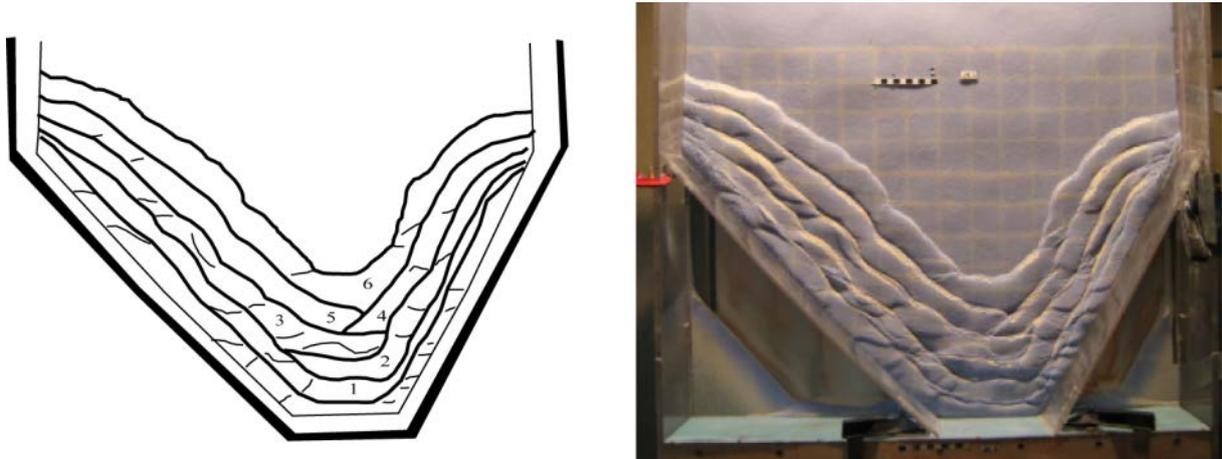
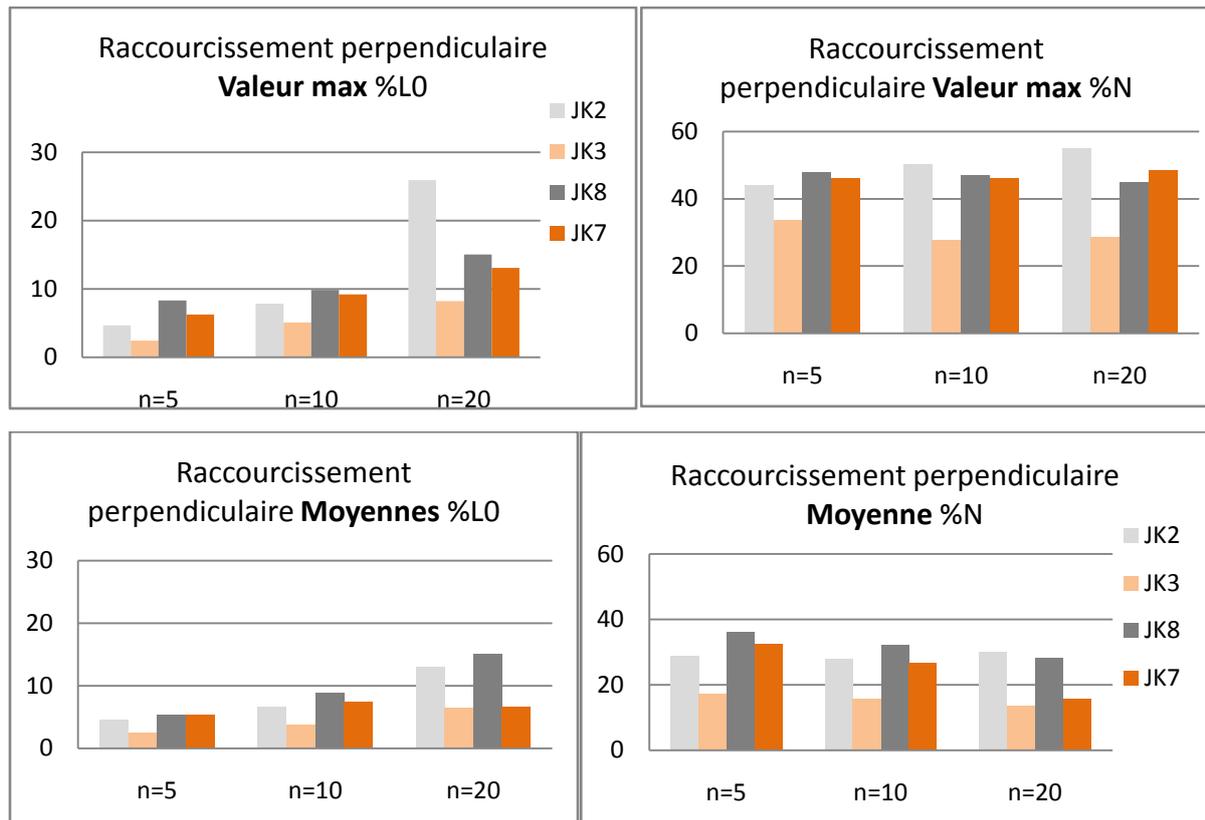


Figure 2 - 25 : JK 3 vue de dessus à n=20. Schéma structural (gauche) et photographie (droite)

Cette observation avait été faite pour JK2 (sans microbilles), mais cette tendance est beaucoup plus importante avec JK 3 puisqu'on l'observe systématiquement à partir du deuxième chevauchement.

4.3.2.3. *Sur le raccourcissement perpendiculaire à la direction de convergence*

On pourra noter que les valeurs maximales de raccourcissement perpendiculaire sont généralement atteintes au niveau des lignes L situées au milieu des butées obliques, ou les plus externes vers les bords EST et OUEST.



Graphique 2 - 8: Histogrammes présentant le **pourcentage du raccourcissement perpendiculaire** à la direction de convergence par rapport à (1)%L0 : la distance initiale entre les marqueurs (2) %N : La convergence imposée. « Valeur Max » indique la valeur de raccourcissement mesurée maximale pour un incrément de convergence donné, « moyenne » indique la moyenne des raccourcissements mesurés pour un incrément de déformation donné. En **orange** les expériences **avec microbilles** à la base, et en **gris** les expériences **sans microbilles** à la base.

Le Graphique 2 - 8 montre que le raccourcissement perpendiculaire à la direction de convergence imposée est plus important pour les expériences sans microbilles à la base (en gris). Cette différence s'accroît avec l'augmentation de la convergence, comme on peut le voir sur les graphiques présentant les valeurs moyennes. Les graphiques présentant les valeurs maximales soulignent moins nettement cette tendance.

De plus, les graphiques % L0 ((L0-Lf)/L0) montrent que le raccourcissement perpendiculaire à la direction de convergence comparé à la distance initiale entre les marqueurs ligne L augmente au cours des incréments. Pour autant, au cours des incréments, les graphiques % N ((L0-Lf)/N) ne montrent pas d'évolution significative de la convergence perpendiculaire comparée au raccourcissement imposé. Cependant ces valeurs sont élevées dès le début des expériences (en effet, les pourcentages oscillent entre 15 et 35 % en moyenne et entre 20 et 55 % pour les valeurs maximales).

On peut donc en déduire que le raccourcissement perpendiculaire à la convergence imposée est influencé par la nature de la couche basale. Celui-ci augmente lorsque la friction basale est plus forte. De plus, le raccourcissement perpendiculaire n'évolue pas significativement au cours des incréments de convergence comparativement à celle-ci : il est globalement constant et compris entre 15 et 35 % en moyenne de la convergence

4.3.2.4. Sur la composante décrochante des chevauchements

Angle du déplacement par rapport à la direction chevauchement pur	JK 2	JK 3 (microbilles à la base)	JK 8 (microbilles aux limites)	JK 7 (microbilles à la base et aux limites)
n=5	4	32	26	32
n=10	10	39	31	45
n=20	25	31	36	39

Tableau 2 - 8 : mesures de l'angle (degrés) entre la direction de déplacement des chevauchements frontaux et la composante en chevauchement pur sur la bordure OUEST.

Sur le Tableau 2 - 8, on peut voir que pour les expériences effectuées avec des microbilles à la base, (JK 3 et JK 7), les vecteurs de déplacement sont nettement plus obliques que pour les expériences réalisées uniquement avec du sable. Ceci indique une plus faible composante décrochante et implique un transport du toit des chevauchements vers l'intérieur de la syntaxe plus important dans le cas d'une plus forte friction basale. La quantité de matériau transporté vers le cœur de la syntaxe étant moins importante avec microbilles, on pourrait s'attendre à ce que le prisme se propage moins loin au cœur de la syntaxe que sur les bords.

Pour tester cette hypothèse, nous avons mesuré les angles entre les chevauchements du bord OUEST et du bord EST (Figure 2 - 26 et Tableau 2 - 9).

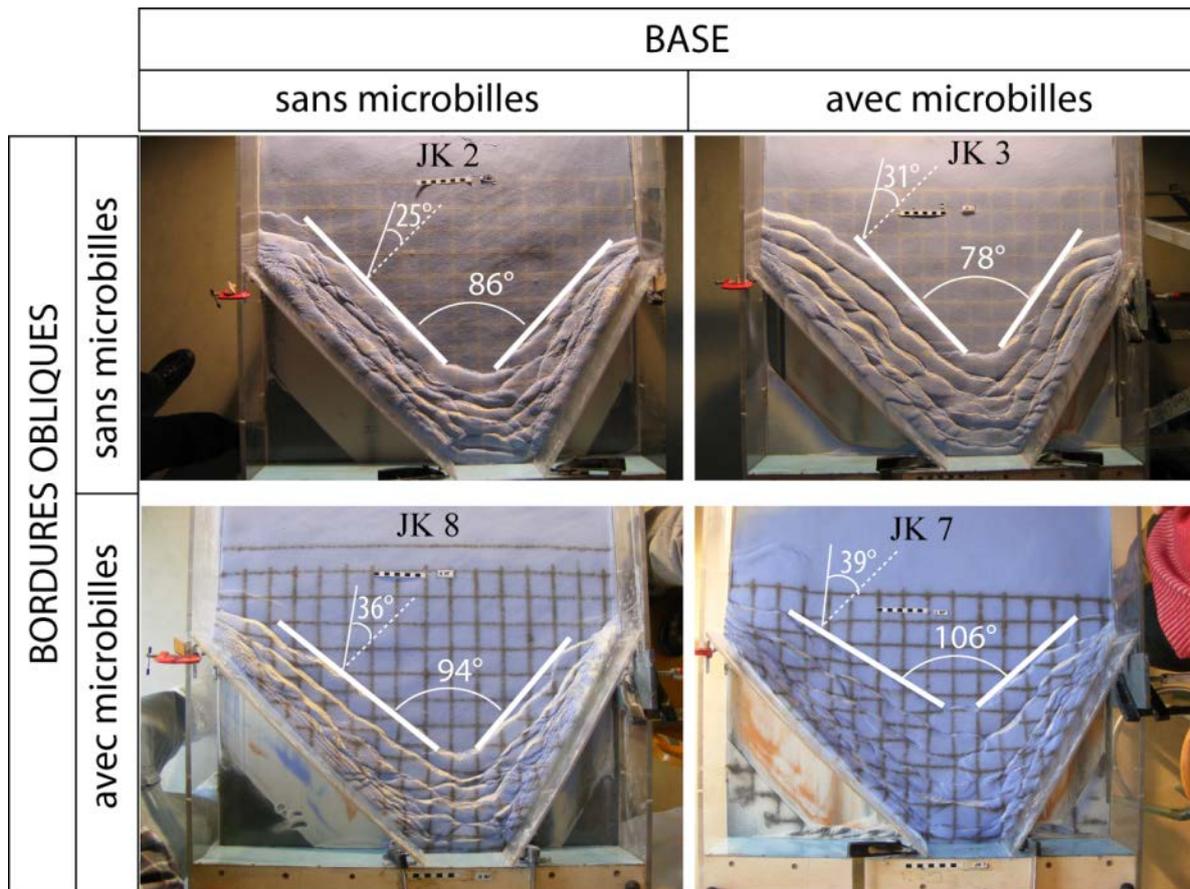


Figure 2 - 26 : photographie vue de dessus des expériences JK 2, 3, 8 et 7 après 20 cm de raccourcissement. En blanc gras figure la direction générale des chevauchements les plus externes (angle mesuré dans le Tableau 2 - 9). Les expériences JK 7 et JK 8 ont été réalisées avec microbilles disposées verticalement le long des butées obliques. JK 7, contrairement à JK 8 dispose de microbilles à la base sur toute sa surface.

	JK 2	JK 3 microbilles à la base	JK 8 microbilles aux bordures	JK 7 microbilles à la base et aux bordures
angle (degrés) entre les chevauchements des bords OUEST et EST pour n=20	86	78	94	106

Tableau 2 - 9 : mesures de l'angle entre la direction des chevauchements les plus externes de chaque côté de la syntaxe (OUEST et EST). Dans tous les cas l'angle initial de la bordure est 75°.

La mesure des angles montre qu'en l'absence de microbilles, l'angle initial s'ouvre faiblement. En présence de microbilles, l'angle initial des structures peut être conservé (JK 3) ou au contraire très ouvert (JK7). On expliquera cette différence par les conditions aux limites qui changent dans le cas de JK7, avec présence de microbilles le long des butées obliques. Cet effet sera discuté dans le paragraphe 4.3.2.6.

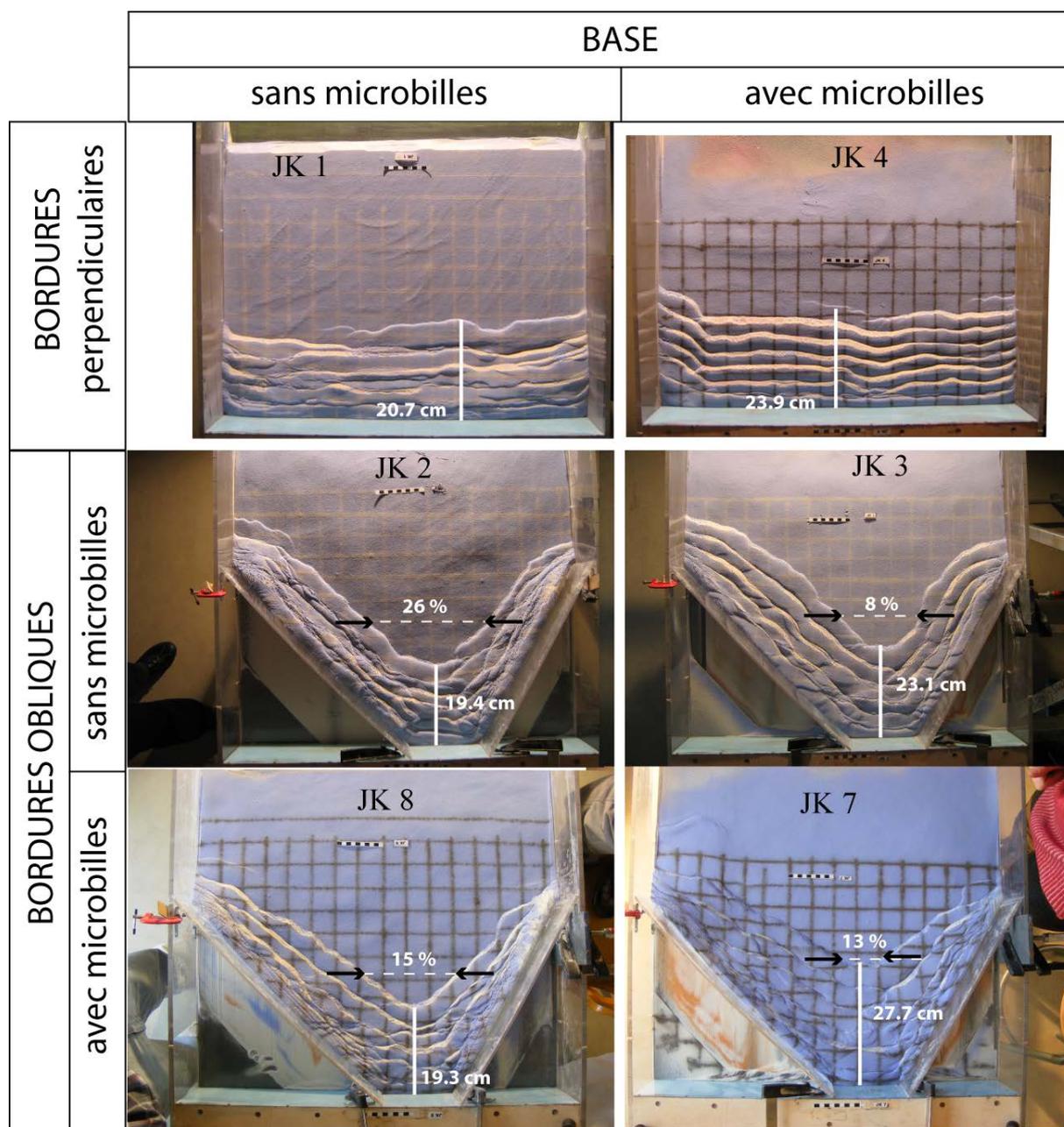


Figure 2 - 27 : photographie vue de dessus des expériences JK 1, 4, 2, 3, 8 et 7 après 20 cm de raccourcissement. En blanc figure la distance de propagation du prisme perpendiculairement à la butée SUD, ainsi que le raccourcissement maximal perpendiculaire à la direction de convergence (% $L0\ max$)

4.3.2.5. Effet des microbilles à la base

L'effet le plus remarquable des microbilles disposées à la base est la diminution du raccourcissement perpendiculaire à la direction de convergence, associé à une distance de propagation des chevauchements plus importante. Cependant, la comparaison avec les expériences sans butées obliques (Figure 2 - 27) montre que la propagation du prisme perpendiculairement à la butée SUD n'est pas clairement supérieure quand les butées obliques sont présentes. On ne peut donc attribuer

cette observation à l'apport d'un surplus de matériel vers le cœur de la syntaxe. L'obliquité du déplacement plus forte sur les chevauchements traduit un décrochement plus important.

4.3.2.6. *Effet des microbilles le long des butées obliques.*

L'objectif, en déposant des microbilles verticalement le long des butées obliques était de favoriser le déplacement de la matière vers l'intérieur de la syntaxe et de mesurer son effet sur le raccourcissement perpendiculaire à la direction de convergence, et l'évolution cinématique de la syntaxe.

Comme prévu, la matière flue plus facilement vers l'intérieur de la syntaxe, et est donc accompagnée d'une distance de propagation du prisme plus importante au centre (parallèlement à la direction de convergence) que sur les bords. De ce fait, les structures constituant la syntaxe ont tendance à s'ouvrir (atténuation de l'angle de courbure) au lieu de maintenir l'angle initial (Figure 2 - 26). Pour l'expérience sans microbilles à la base (JK 8), l'effet de la lubrification des butées fait passer l'angle d'ouverture de 86° à 94°. Pour l'expérience avec microbilles à la base (JK 7), l'effet de la lubrification des butées fait passer l'angle d'ouverture de 78° à 106°. On remarque qu'avec des microbilles à la base (JK7), l'angle mesuré est plus ouvert (Tableau 2 - 9). Ceci peut être dû à l'apport continu de microbilles le long des butées obliques, provenant de la base de l'expérience qui auraient maintenu l'effet lubrifiant le long des butées obliques. On peut supposer que dans le cas de l'expérience JK8 sans microbilles à la base, les microbilles le long des butées obliques ont fini par s'épuiser au cours de la convergence, diminuant ainsi progressivement l'effet de lubrification attendu.

La disposition des microbilles le long des butées n'a pas eu d'effet notable sur le raccourcissement perpendiculaire à la direction de convergence (Figure 2 - 27) puisque celui-ci (respectivement 13 et 15 % pour JK 8 et 7) est compris dans la fourchette formée par les valeurs des expériences similaires sans microbilles à la base (respectivement 26 et 8 % pour JK 2 et 3).

4.3.3. **Expériences à butées obliques symétriques**

Dans le cadre de ces expériences, la butée de droite (EST) est placée symétriquement à la butée de gauche (OUEST) et en contact avec cette dernière. Ainsi les butées sont toutes deux orientées à 45 ° de la direction de convergence (Figure 2 - 28). Les expériences ont été réalisées avec du sable uniquement.

Comme pour les expériences « classiques » présentées précédemment, la propagation de la déformation se fait alternativement de chaque côté de la syntaxe. La zone de transfert entre les chevauchements initiés de chaque côté de la syntaxe n'est pas dans le prolongement exact de la jonction entre les deux butées obliques, mais légèrement décalée vers le côté droit (EST).

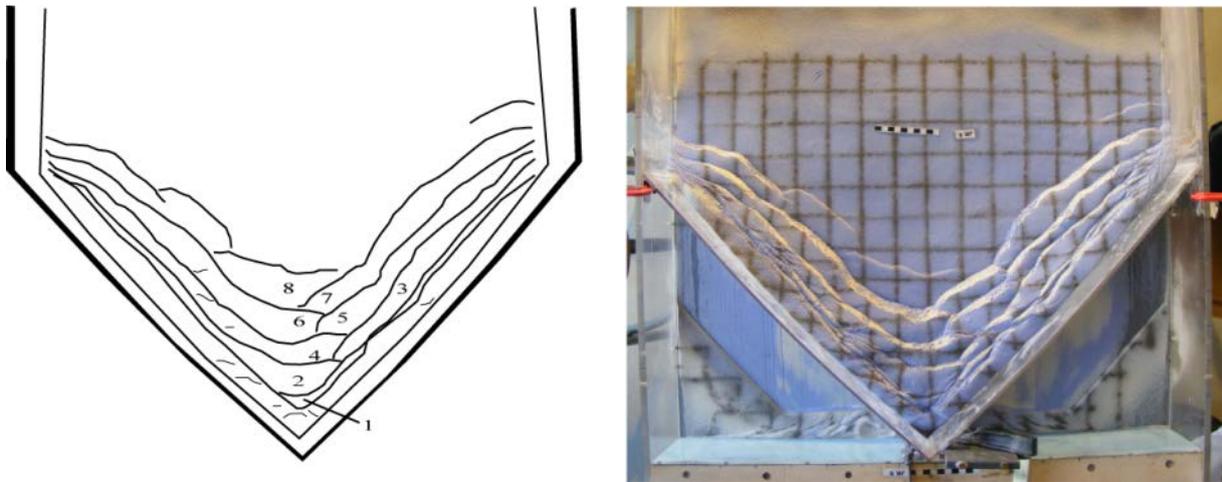
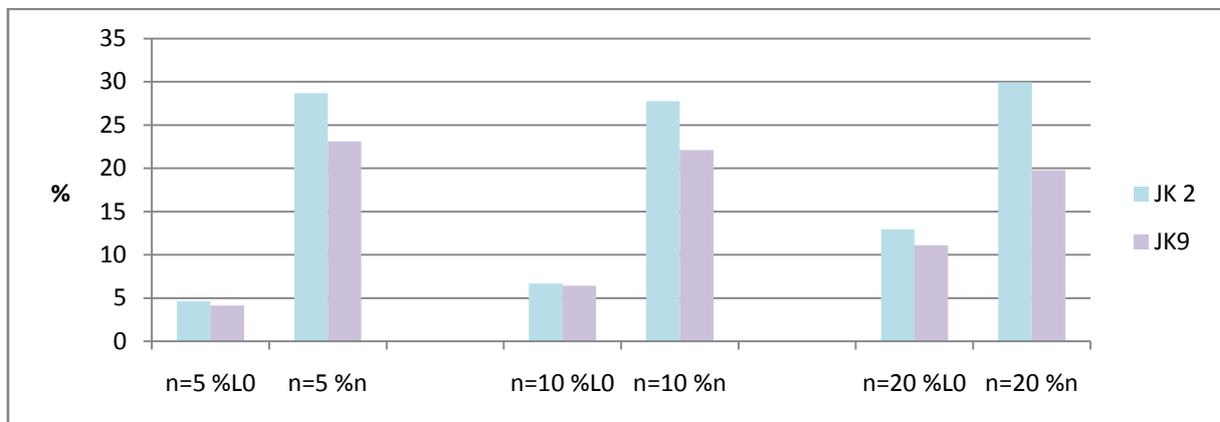


Figure 2 - 28 : JK 9 vue de dessus à $n=20$. Schéma structural (gauche) et photographie (droite). Les unités chevauchantes ont été numérotées par ordre d'apparition.

Le raccourcissement perpendiculaire à la direction de convergence est moins important avec cette géométrie qu'avec les butées asymétriques (Graphique 2 - 9). Ce résultat est en accord avec nos résultats de l'expérience JK 2 qui montrent que le raccourcissement perpendiculaire est plus important le long de la bordure droite orientée à 30° de la direction de convergence que de la bordure gauche orientée à 45° .



Graphique 2 - 9 : diagramme présentant le raccourcissement moyen (en %) perpendiculaire à la direction de convergence pour les expériences JK 2(référence) et JK 9(butées symétriques), aux incréments de convergence 5, 10 et 20 cm. Le pourcentage est exprimé en fonction de la longueur initiale entre les marqueurs (%L0) et en fonction de la convergence imposée (%n)

4.3.4. Effet de la silicone basale

Deux expériences avec silicone à la base ont été réalisées : l'une avec une épaisseur de 8 mm de silicone, l'autre avec une épaisseur de 11mm.

Ces expériences sont caractérisées par une géométrie beaucoup moins rectiligne des « structures tectoniques » (Figure 2 - 29), nous n'avons donc pas essayé de mesurer de manière systématique les paramètres de rotation ou de composante décrochante.

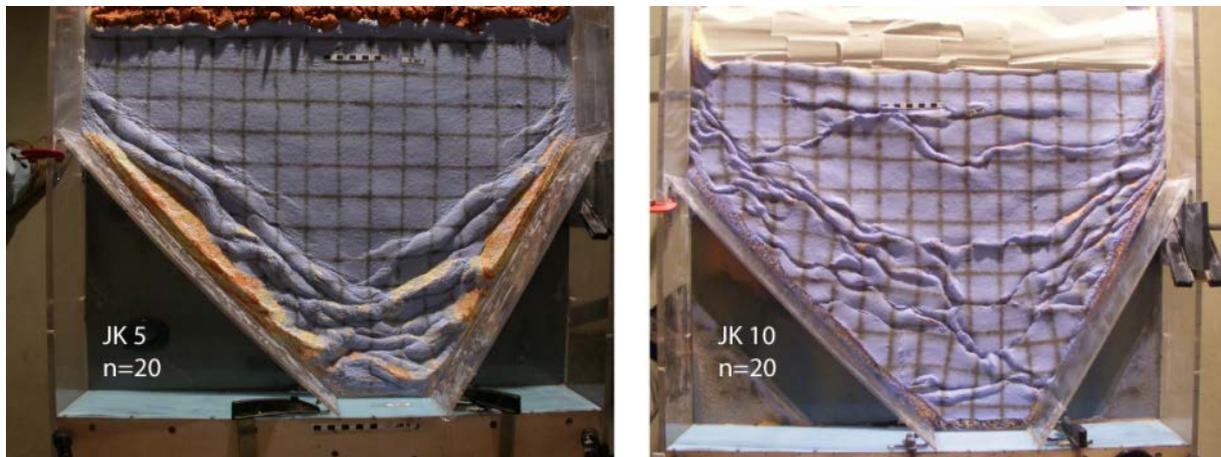
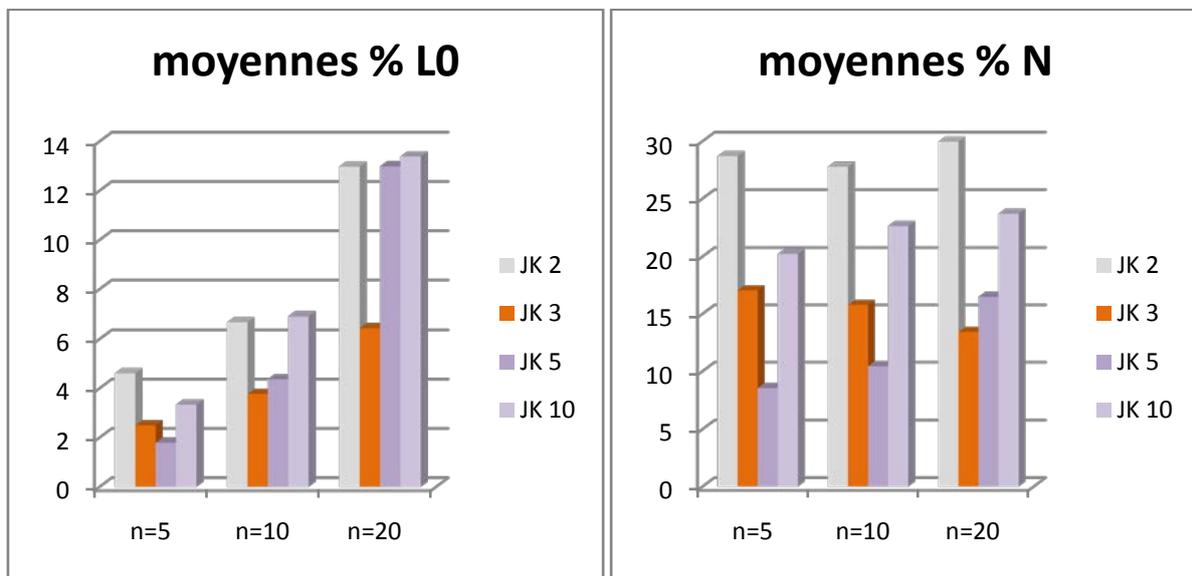


Figure 2 - 29 : Vue de dessus des expériences JK5 (à gauche) et JK 10 (à droite) après une convergence de 20 cm.

Pour ces expériences, il est à noter que le raccourcissement perpendiculaire à la direction de convergence est du même ordre que pour les expériences réalisées avec du sable. Environ 13% par rapport à la longueur initiale de la distance initiale et entre 15 et 25% par rapport à la convergence imposée (Graphique 2 - 10). Notons qu'à 20 cm de convergence imposée, le raccourcissement perpendiculaire est plus proche des valeurs pour les expériences uniquement en sable qu'avec microbilles.



Graphique 2 - 10 : histogramme présentant le **raccourcissement perpendiculaire** à la direction de convergence à 5, 10 et 20 cm de raccourcissement pour les expériences JK 2 (uniquement en sable), JK 3 (avec microbilles à la base), JK 5 et JK 10 avec silicone à la base. Le raccourcissement est exprimé en pourcentage par rapport à la longueur initiale (%L0) par rapport à la convergence imposée (%N).

La rhéologie de la silicone (visqueuse) entraîne un changement dans la déformation observée. La déformation s'effectue principalement à travers un plissement au lieu de chevauchements (Figure 2 - 30). Les chevauchements et les plis peuvent avoir une vergence à la fois normale et inverse (rétro-chevauchements).

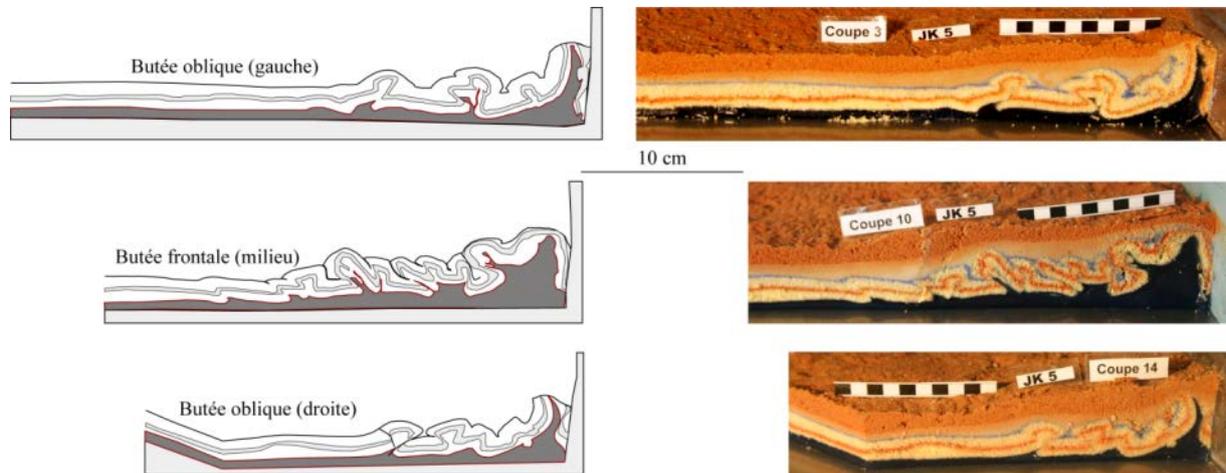


Figure 2 - 30 : JK 5, après 20 cm de convergence. **Coupes** verticales perpendiculaires aux butées obliques (gauche et droite) et frontale.

Dans le cas de JK 10, les structures tectoniques, au lieu de créer du relief (pop-up), sont associées à des structures en profondeur (pop-down) (Figure 2 - 31). Ceci est dû à l'épaisseur de silicone importante qui ne peut « soutenir » un relief trop important.

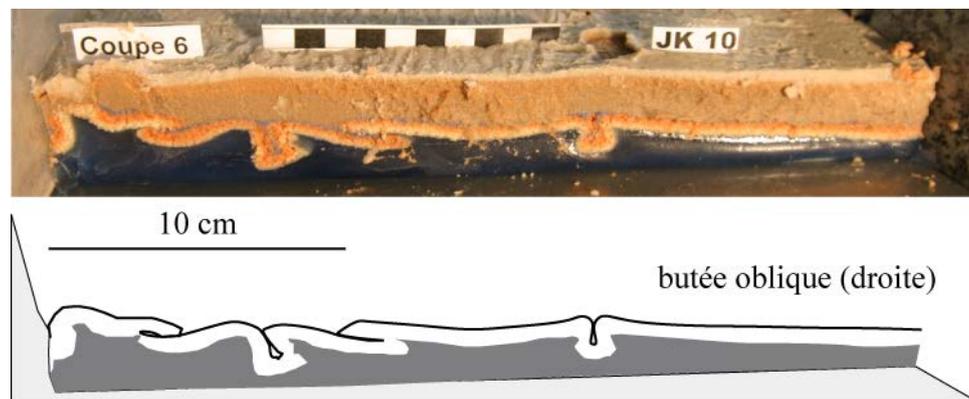


Figure 2 - 31 : Coupe verticale de JK 10 après 20 cm de convergence, perpendiculairement à la butée oblique de droite (EST).

Une fois le prisme d'angle critique formé, la déformation s'initie suffisamment loin pour entraîner la formation de bassins en « piggy-back » c'est-à-dire entre deux unités chevauchantes. La convergence continuant, ces structures sont accrétées dans le prisme et disparaissent (Figure 2 - 32).

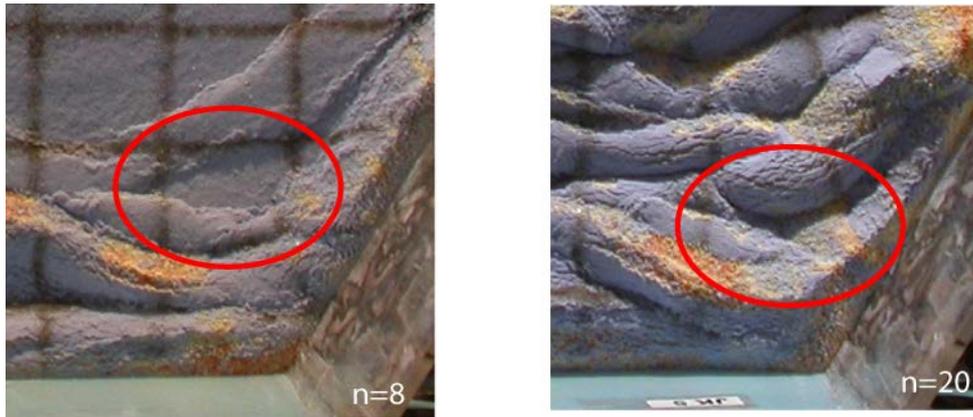


Figure 2 - 32 : Expérience JK 5 : vue en carte de l'initiation et de l'évolution d'un bassin en « piggy back ». L'échelle est donnée par le quadrillage (5 cm de côté).

En présence de silicone, les différentes directions de déformation s'initient parallèlement aux butées, mais avec de petites désorientations qui, la convergence augmentant, sont ensuite reprises par d'autres « lignes » de déformation (Figure 2 - 33).



Figure 2 - 33 : Expérience JK 5 : Vue en carte de l'évolution de structures obliques au cours de la convergence. L'échelle est donnée par le quadrillage (5 cm de côté).

Dans l'expérience JK 10, avec une épaisseur de silicone de 11 mm, la déformation se propage de manière subparallèle aux limites, mais à une grande distance des bordures. Les directions des structures se croisent dans les premiers stades de la déformation. Au cours de la convergence, ces zones de déformation vont peu évoluer, les blocs entre les zones ne présenteront pas de déformation majeure, mais effectueront des rotations (Figure 2 - 34). Entre les blocs, la déformation est complexe, avec à la fois un caractère chevauchant et de pli (Figure 2 - 34).

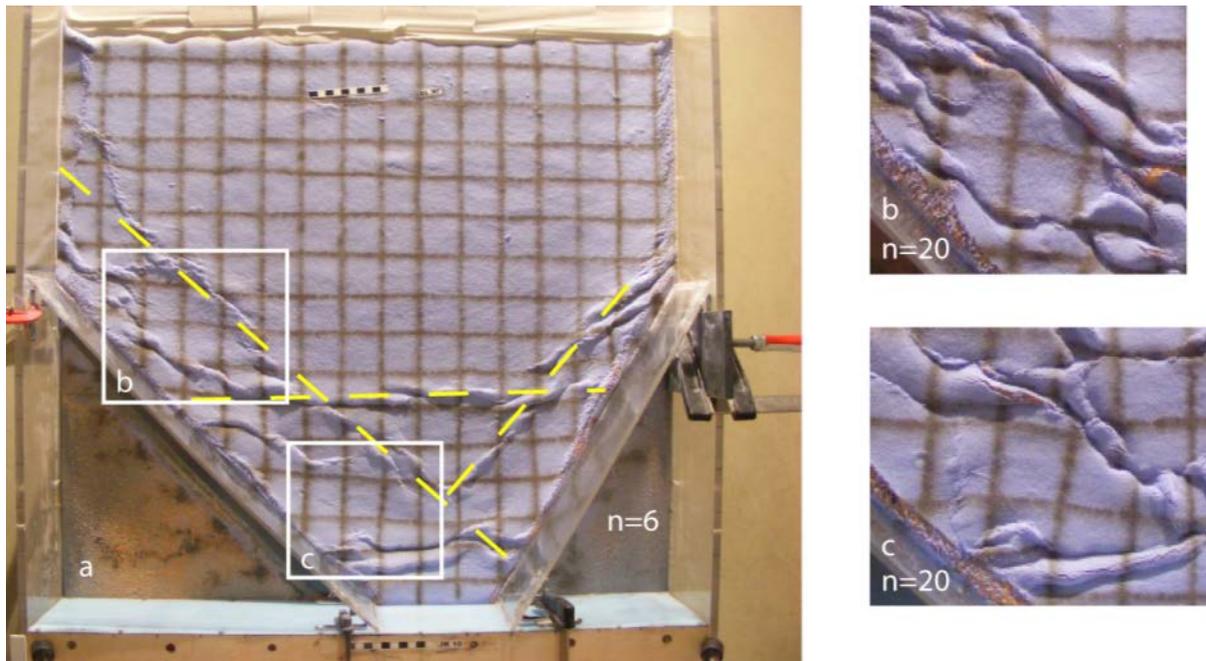


Figure 2 - 34 : Expérience JK10 : a_ photographie vue de dessus pour un raccourcissement de 6 cm. Les lignes pointillées jaunes soulignent les directions de déformation. Les carrés blancs correspondent aux zooms b_ et c_ ; b_ vue de dessus à n=20 de la zone correspondant au carré b dans a_ ; c_ vue de dessus à n=20 de la zone correspondant au carré c dans a_

Il est à noter que la vitesse de convergence pour l'expérience JK 10 est similaire à celle de l'expérience JK 5.

4.4. Expériences remarquables

Au cours de la série d'expériences que nous avons réalisées, certaines présentent des résultats remarquables, conduisant à des rotations importantes des flancs de la syntaxe et à des zones de transfert bien exprimées. Les conditions aux limites de ces expériences sont complexes. Elles fournissent cependant des pistes pour interpréter les spécificités de la syntaxe nord-ouest himalayenne. Nous allons donc présenter, de manière qualitative ces expériences.

4.4.1. Expérience avec silicone à la base plus surépaisseur de silicone parallèle à la butée oblique gauche : JK 11

Cette expérience a été réalisée avec de la silicone à la base sur toute la surface du dispositif. L'épaisseur de silicone est de 7 mm, avec une bande le long de la butée oblique gauche de 20 mm d'épaisseur et de 13 cm de large. Cette bande est recouverte de 5 mm d'épaisseur de mélange de sable et polenta. Le reste de l'expérience est recouvert du mélange sable + polenta sur 8 mm d'épaisseur.

Au cours de la convergence imposée, sur le côté OUEST, la convergence a principalement été accommodée par un chevauchement émergent à la discontinuité d'épaisseur. Sur le côté EST, un

chevauchement parallèle à la bordure oblique s'est initié à quelques centimètres de la bordure, conformément à la déformation observée dans l'expérience JK 5, expérience de référence avec la silicone. La convergence augmentant, une structure particulière s'est développée au front de la discontinuité d'épaisseur. Il s'agit de deux chevauchements orientés EST-OUEST, perpendiculaires à la direction de convergence, en relais, situés à 27 et 40 cm de la butée SUD pour celui de droite et de gauche respectivement. Le chevauchement de droite se situe dans le prolongement du chevauchement parallèle à la butée oblique EST qui présente donc une forme courbe dès son initiation. Au contraire, le chevauchement de gauche ne semble relié à aucune structure « classique ». La connexion entre ces deux chevauchements s'effectue par des chevauchements obliques qui se rejoignent et fusionnent après 4 cm de convergence supplémentaire pour former une zone de transfert parallèle à la direction de convergence (Figure 2 - 35).

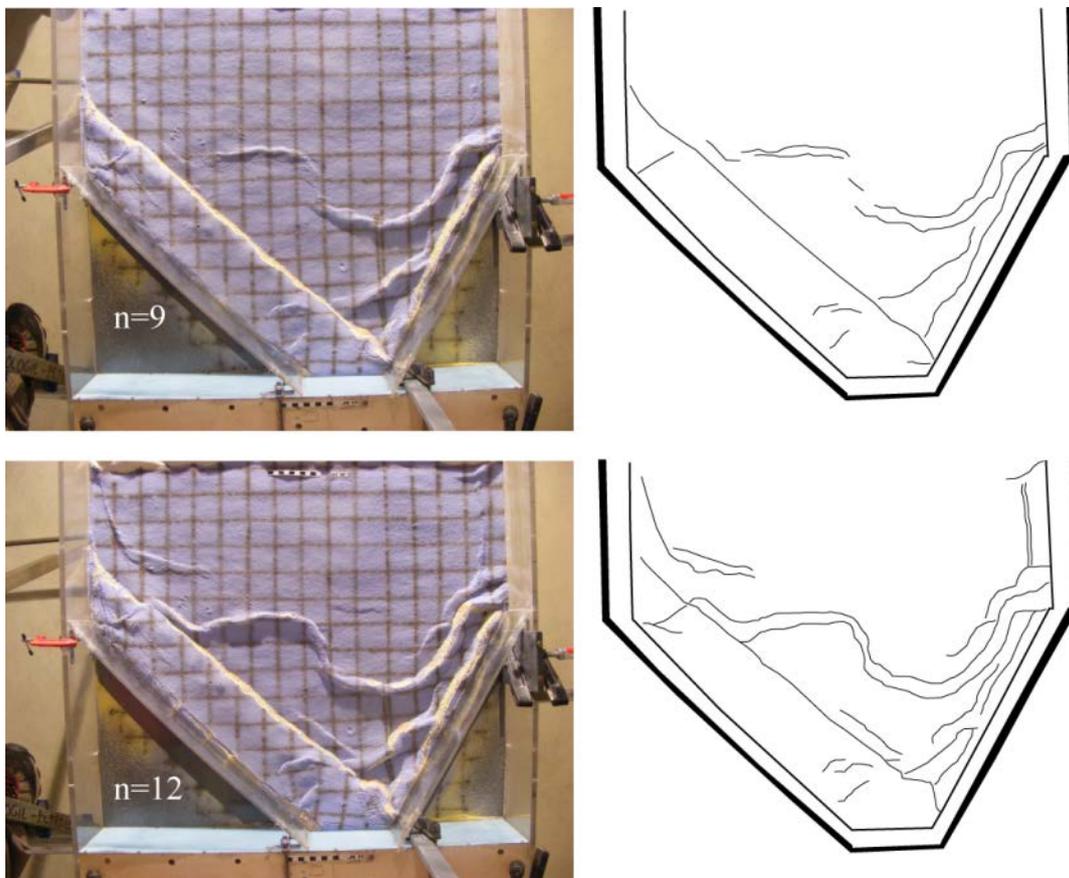


Figure 2 - 35 : JK 11 vue de dessus à n=9 et n=12. Schéma structural (droite) et photographie (gauche).

Cette structure finale présente donc une forme courbe en carte, qui sera mise en parallèle avec les structures observables dans la syntaxe nord-ouest himalayenne dans le paragraphe 5.4.

4.4.2. Expérience avec changement d'épaisseur et bord libre : JK 15

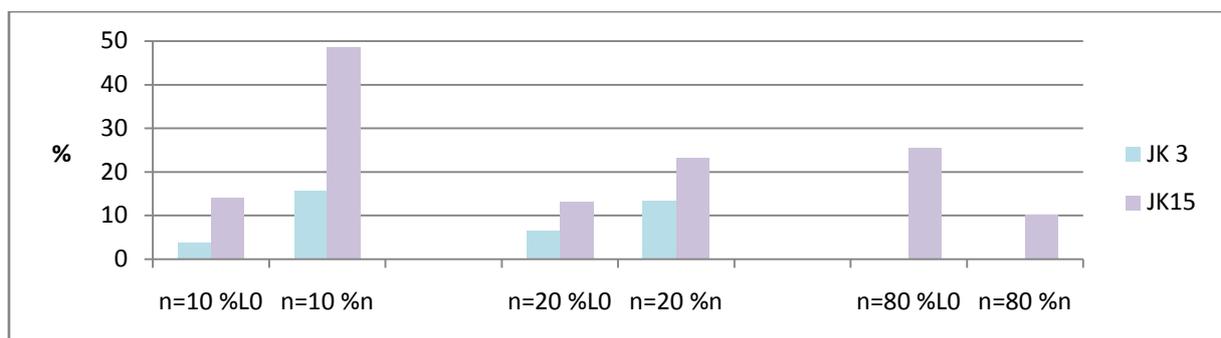
4.4.2.1. Conditions expérimentales

Il s'agit d'une expérience entièrement réalisée avec du sable et des microbilles à la base. Au SUD, l'épaisseur de sable est plus fine (1.5 cm) qu'au NORD (2 cm). La limite d'épaisseur est une ligne orientée EST-OUEST. A la différence des autres expériences, nous avons déposé le sable sur une faible longueur (environ 50 cm en distance NORD-SUD) comparée aux expériences habituelles (80 cm).

4.4.2.2. Détail des résultats

L'effet de la discontinuité d'épaisseur ne sera pas considéré, car il ne présente pas de résultats remarquables relativement expériences précédentes. Cependant, la courte longueur NORD-SUD du dépôt de sable a un effet tout à fait singulier sur la déformation observée :

La limite NORD du sable, peut être assimilée à une discontinuité de rhéologie entre du matériau plus résistant (zone de sable) et moins résistant (zone sans sable). Cette discontinuité agit donc comme un bord libre qui permet de propager la déformation dans cette direction. Dans le cas de cette expérience, dès 2 cm de convergence, la déformation se propage jusqu'à la limite NORD du sable sur le bord gauche. Il s'agit d'un décrochement parallèle à la direction de convergence, situé à 5 cm du bord OUEST de la boîte. Après 3 cm de convergence, depuis le décrochement précédemment cité, émerge un chevauchement EST-OUEST, parallèle à la limite NORD du sable, large de 10 cm vers le centre de la boîte. La convergence augmentant, ce chevauchement va se raccorder aux chevauchements « classiques » parallèles à la bordure oblique OUEST. Dès 60cm de raccourcissement, on retrouve ce même chevauchement côté EST. En parallèle, le prisme « classique » observé dans toutes les expériences effectuées en présence de sable continue à se former. Les décrochements reliant ce prisme au chevauchement le plus frontal changent de position en carte au cours de la convergence : ils deviennent de plus en plus obliques.



Graphique 2 - 11: mesures du raccourcissement moyen (en %) perpendiculaire à la direction de convergence pour les expériences JK2 et 15, aux incréments de convergence 10 et 20 cm. Le pourcentage est exprimé en fonction de la longueur initiale entre les marqueurs (%L0) et en fonction de la convergence imposée (%n)

Le diagramme ci-dessus (Graphique 2 - 11) montre que pour l'expérience JK 15, le raccourcissement perpendiculaire à la direction de convergence est plus important que pour l'expérience de référence avec microbilles JK3 dès les premiers stades de la convergence (jusqu'à n=10 cm). Il est à noter que contrairement aux autres expériences, sur le côté gauche, le raccourcissement maximal ne se localise pas sur le prisme développé le long des butées obliques, mais à la terminaison du sable au NORD. Ce n'est pas le cas côté EST. Le raccourcissement perpendiculaire n'évolue pas entre les incréments de convergence n=10 et n=20 cm et reste sensiblement identique. A ce stade, un niveau de décollement occupant toute la surface du dispositif expérimental permet donc le découplage entre le tapis roulant et le sable.

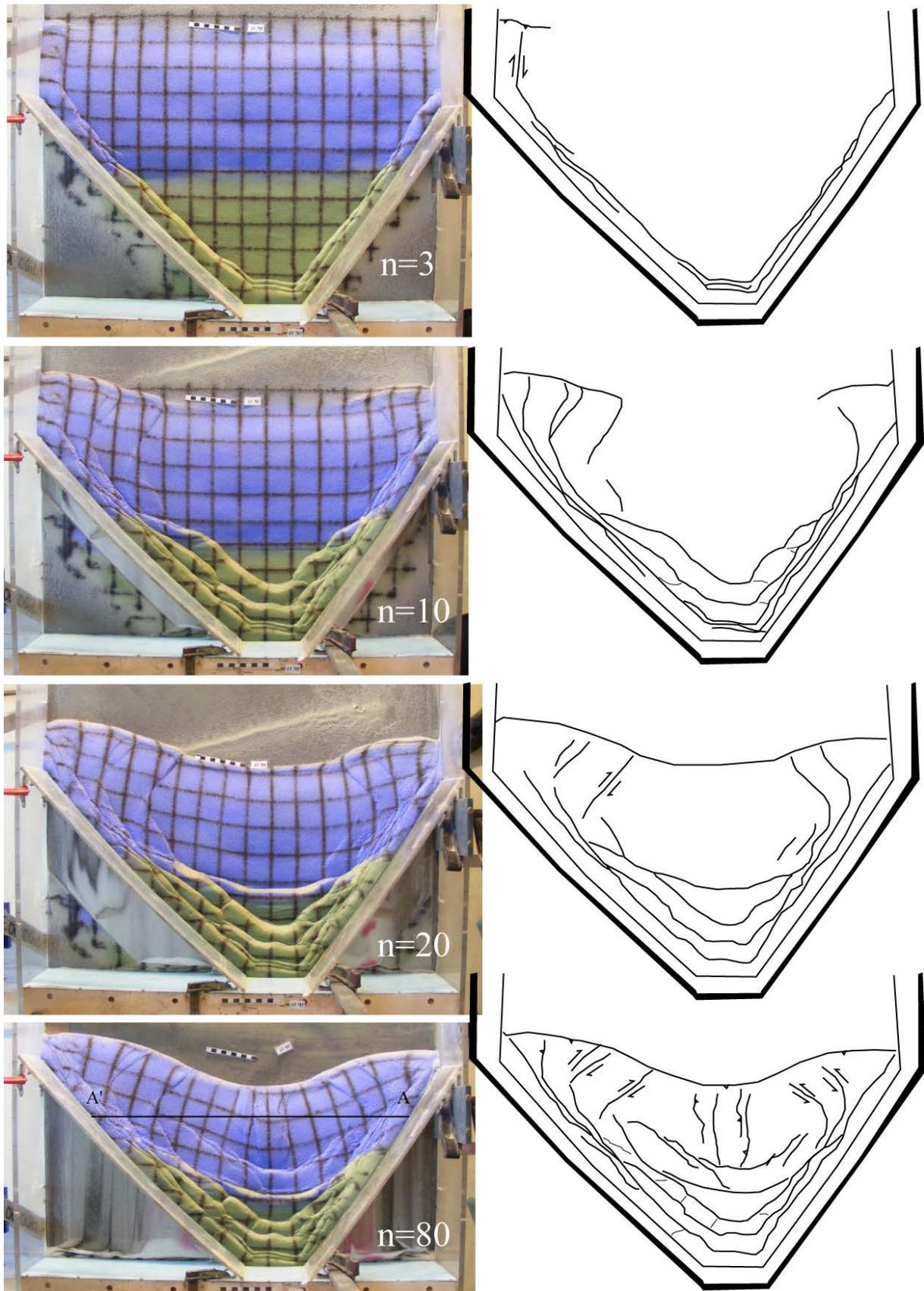


Figure 2 - 36 : JK 15 vue de dessus à n=3, 10, 20 et 80 cm. Schéma structural (droite) et photographie (gauche). Le trait noir sur n=80 correspond au plan de coupe de la figure 2 - 37

Pour cette expérience, nous avons prolongé la convergence bien au-delà des 20 cm habituels jusqu'à atteindre 80 cm de convergence. Ce faisant, malgré le niveau de décollement entre le sable et le tapis roulant, le prisme a continué à évoluer et se réarranger. Un faisceau de chevauchements parallèles à la direction de convergence s'est développé au centre du dispositif expérimental (Figure 2 - 36 et Figure 2 - 37). Le raccourcissement perpendiculaire à la direction de convergence a atteint plus de 25% de la longueur initiale (seulement 10% de la convergence totale imposée).

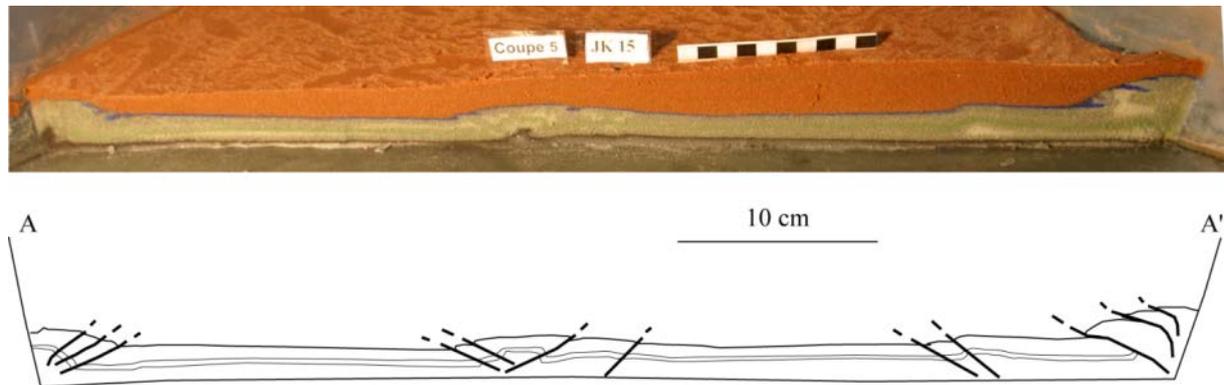


Figure 2 - 37 : Coupe perpendiculaire à la direction de convergence pour l'expérience JK 15. Voir Figure 2 - 36 pour la localisation.

Le raccourcissement perpendiculaire à la direction de convergence est en partie lié à une rotation des unités situées entre les chevauchements débouchant sur le bord libre NORD. Cette rotation atteint $\sim 24^\circ$ pour une ligne L (voir Figure 2 - 38) à l'issue des 80 cm de convergence. Cependant, pour 20 cm de convergence, la rotation est déjà très importante avec un angle de l'ordre de 12°

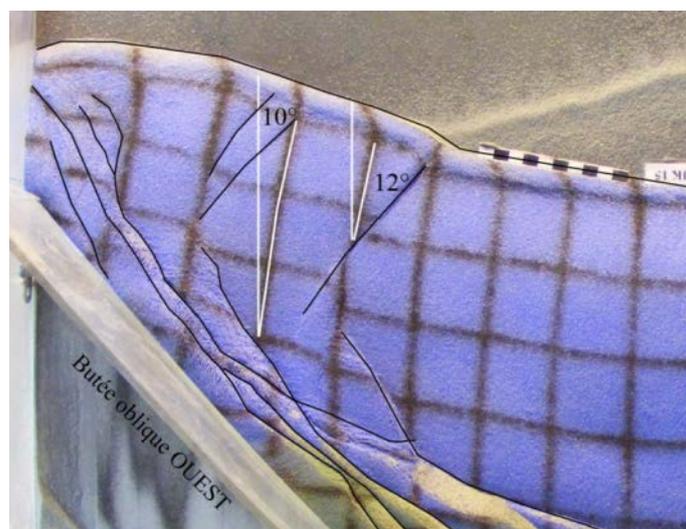


Figure 2 - 38 : vue de dessus du coin NORD-OUEST de JK15 à 20 cm de convergence imposée. En noir sont soulignées les structures (chevauchements et décrochements). En blanc sont mesurés les angles entre les Lignes L et la direction de convergence, indiquant la rotation mesurée au cours de l'expérience.

Dans cette expérience, dont les conditions aux limites ne peuvent constituer un analogue avec la réalité, on peut cependant tirer quelques conclusions sur les mécanismes : après 20 cm de convergence, elle permet un raccourcissement E-W qui atteint 25% de plus que les expériences précédemment décrites. De plus, cette expérience a permis de créer des structures de déformation d'orientations différentes avec une tendance à refermer les angles entre ces structures. La présence d'un bord libre sur l'expérience permet à la matière de se déplacer « librement » et d'accommoder la déformation dans des directions auxquelles elle n'avait pas accès dans les conditions de nos précédentes expériences. Ici, on pourrait faire l'analogie avec l'hypothèse de Treloar (Treloar and Coward, 1991) qui suppose que la syntaxe Nord Himalayenne résulte du blocage de la déformation en un point et de la propagation par rotation autour de ce point. Dans le cas de notre expérience, ce point de blocage serait le cœur de la syntaxe.

5. DISCUSSIONS.

5.1. Résultats communs aux différentes expériences

L'ensemble de ces expériences met en évidence une série de caractéristiques communes qui sont la conséquence des conditions aux limites :

- Lors du développement du prisme, trois directions de chevauchements apparaissent, parallèles aux bordures du modèle. Ces trois directions interagissent, avec du chevauchement pur parallèlement à la bordure perpendiculaire à la direction de convergence (butée SUD), et un mouvement oblique le long des bordures obliques, qui entraîne un apport de matériel vers le cœur de la syntaxe.
- Il existe un raccourcissement perpendiculaire à la direction de convergence, lié à l'obliquité des structures par rapport à la direction de convergence, ainsi que la direction de déplacement sur les chevauchements qui s'activent en transpression avec une composante du mouvement en décrochement du toit de la faille vers l'extérieur de la syntaxe.
- Il existe une rotation apparente des marqueurs parallèles à la direction de convergence situés au toit des chevauchements, laissant supposer une déformation diffuse au sein des unités chevauchantes.

5.2. Interprétations : quelques clés mécaniques

5.2.1. Effet de la friction basale sur la distance de propagation des chevauchements et le raccourcissement perpendiculaire.

La comparaison entre les expériences réalisées avec ou sans microbilles basales montre que plus les chevauchements se propagent loin (faible friction basale), moins le raccourcissement perpendiculaire à la direction de convergence est important. De plus, nous avons remarqué que cette différence est

associée à une obliquité du déplacement plus forte sur les déplacements dans le cas d'une faible friction. On peut considérer ce résultat en termes de partitionnement. En effet : Martinez (2002) a montré que dans le cas de convergence oblique, il existe du partitionnement quelle que soit la friction basale (Martinez et al., 2002). Or les conditions de nos expériences ne permettent pas de partitionnement (pas d'apparition de chevauchements purs et de décrochements purs). De ce fait, l'obliquité des structures par rapport à la direction de convergence oblige un déplacement oblique sur les structures. Mais dans le cas d'une friction basale faible, le déplacement s'oriente plus facilement parallèlement à la direction de convergence.

On peut interpréter ce résultat en termes de pente d'équilibre du prisme : le transport de matériel vers l'intérieur de la syntaxe entraîne une augmentation de l'épaisseur du prisme au cœur de la syntaxe. La pente d'équilibre du prisme est donc contrôlée par la distance de propagation des chevauchements vers le NORD du dispositif expérimental, mais aussi par la pente du prisme vers les bords du dispositif. La pente d'équilibre étant plus faible lors d'une faible friction basale, le transport de matériel vers l'intérieur de la syntaxe est donc plus limité.

5.2.2. Répartitions diffuses de la composante décrochante et rotations

On a vu dans la description de l'expérience de référence JK2 que les marqueurs parallèles à la direction de convergence (lignes L) présentent une désorientation par rapport à leur orientation initiale lorsqu'ils sont situés au toit des chevauchements. De plus, on a vu que cette désorientation n'apparaît pas dès les premiers stades de formation du chevauchement, mais qu'au contraire, une certaine quantité de déplacement doit être absorbée par le chevauchement avant d'observer la désorientation.

Ceci peut être expliqué par la minimisation du travail. L'utilisation de la minimisation du travail en tectonique chevauchante a débuté avec Jean Goguel (1948).

Le travail total est égal au travail nécessaire au déplacement sur la faille, et à la création du relief.

$$W_{tot} = W_d + W_{uplift} \quad \text{Equation 2 -4}$$

Où

$$W_d = F \times d = \int_S \sigma \times d \cdot d_s \quad \text{Equation 2 -5}$$

Avec F, les forces mises en jeu et d le déplacement. En considérant la cohésion nulle, on arrive à :

$$\sigma = \sigma_n \times \mu \quad \text{Equation 2 -6}$$

Avec σ pour les contraintes, σ_n pour la contrainte normale et μ pour la friction. On peut décomposer la contrainte normale en pression appliquée à une surface. On arrive alors à :

$$W_d = S \times P_{moy} \times \mu \times d \quad \text{Equation 2 -7}$$

Le travail du déplacement est donc fonction de la surface sur laquelle le déplacement a lieu, de la pression moyenne, de la friction et du déplacement.

Par ailleurs

$$W_{uplift} = V \times \rho \times g \times dh \quad \text{Equation 2 -8}$$

Avec V pour le volume, ρ pour la masse volumique, g pour l'accélération de la pesanteur et dh pour la variation de la hauteur de l'unité chevauchante.

On arrive alors à

$$W_{tot} = (S \times P_{moy} \times \mu \times d) + (V \times \rho \times g \times dh) \quad \text{Equation 2 -9}$$

D'après la théorie de minimisation du travail, pour compenser l'augmentation de la pression moyenne liée à l'augmentation du volume de l'unité chevauchante, le déplacement est minimisé. A l'initiation du chevauchement, le déplacement est oblique sur la faille, c'est-à-dire présente une composante chevauchante et une composante décrochante. Pour minimiser le déplacement, il suffit de supprimer une composante : la composante décrochante. Le chevauchement joue alors en chevauchement pur, et pour compenser l'obliquité du déplacement, le plan de faille se déplace, parallèlement à la direction de déplacement du mur de la faille (ce mécanisme est illustré sur la Figure 2 - 24). C'est ce déplacement qui entraîne alors la rotation observée.

La forme du marqueur reste rectiligne lorsqu'il n'est pas situé à l'aplomb de la rampe. Cette observation suggère que la déformation n'est pas homogène au sein de l'unité chevauchante, mais au contraire y est distribuée. Pour cela, il faut envisager une déformation grain à grain invisible en coupe.

5.3. Dynamique et la cinématique de la déformation dans les syntaxes

5.3.1. Formation d'une syntaxe

Bien qu'ayant imposé des conditions aux limites très fortes forçant ainsi l'orientation des structures de déformation, nous avons remarqué que l'angle imposé entre les structures a tendance à s'ouvrir, donc s'il existe syntaxe, elle aura tendance à disparaître. La seule expérience ayant permis une fermeture de l'angle entre les structures est JK15 qui présente un bord libre (paragraphe 4.4.2). On peut donc en déduire que :

- une syntaxe ne perdure que s'il y a un point de blocage, avec une propagation plus rapide sur les flancs qu'au cœur. Il y a sans doute une analogie à faire entre ce point de blocage en carte, et la discontinuité de vitesse envisagée actuellement en coupe pour tous les modèles analogiques ou numériques de prisme. Cette constatation est concordante avec le modèle de Tréloar and Coward (1991)(voir paragraphe 2.2.3. chapitre 2).
- La structure s'enroule autour du point de blocage et forme une syntaxe s'il y a une propagation aisée de part et d'autre et un bord libre, permettant un raccourcissement perpendiculaire à la direction de convergence.
- En l'absence de points de blocage, la syntaxe tend généralement à décroître. La comparaison des différentes expériences avec un niveau de décollement homogène montre que cette décroissance est plus rapide dans le cas de glissement facilité les long des butées (présence de microbilles), ce qui revient à accroître la composante décrochante sur les bordures et donc le partitionnement de la convergence sur un décrochement à l'arrière et le chevauchement frontal. Le seul cas où l'ouverture de la syntaxe est préservée est celui où le glissement est facile à la base, et il n'y a pas de décrochement sur les butées.

5.3.2. Propagation en alternance des 2 systèmes au cœur de la syntaxe

Les expériences réalisées montrent que les deux flancs de la syntaxe développent chacun un système de chevauchements qui interagissent au cœur de la syntaxe, mais ne fusionnent pas systématiquement. Ils peuvent se propager en alternance via un schéma de branchements interdigités, ce qui a pour effet de propager la déformation plus loin.

5.3.3. Influence de la rhéologie du décollement basal

On a pu voir que la rhéologie du niveau de décollement joue un rôle essentiel dans la géométrie finale et le déplacement mesuré sur les chevauchements du prisme. C'est ce qui contrôle la direction de déplacement, qui elle-même influe sur la déformation observée : raccourcissement perpendiculaire à la direction de convergence, rotations, décrochements, etc.

5.3.3.1. Composante décrochante sur les flancs de la syntaxe

L'analyse des expériences montre que les chevauchements présentent un déplacement oblique avec une composante chevauchante et une composante décrochante. Lors d'une diminution de la friction basale, la composante décrochante augmente comparativement à la composante chevauchante. Du fait de « l'ouverture » de la syntaxe (les nouvelles structures s'orientent perpendiculairement à la direction de convergence), la composante décrochante tend à décroître au cours de la convergence. Les chevauchements situés au cœur de la syntaxe, donc orientés perpendiculairement à la direction de convergence, jouent uniquement en chevauchement purs.

5.3.3.2. Raccourcissement perpendiculaire à la direction de convergence

En raison des conditions aux limites fixées pour nos expériences, et de l'orientation des chevauchements qui en découle, nous avons engendré un raccourcissement perpendiculaire à la direction de convergence. Celui-ci est proportionnel à la convergence imposée et varie en fonction de la rhéologie du niveau de décollement. Dans le cas d'une friction plus forte, ce raccourcissement augmente.

5.3.3.3. Rotations

Nous avons observé qu'il existe une déformation diffuse au sein des unités chevauchantes à laquelle est associée une rotation des marqueurs parallèles à la direction de convergence. Cette déformation diffuse permet d'accommoder la composante décrochante des chevauchements lorsque ceux-ci jouent en chevauchement purs. La rotation est donc localisée au toit des chevauchements avec la partie frontale des unités chevauchantes qui s'orientent vers le cœur de la syntaxe. Ces rotations _qui sont en

grande partie responsables du raccourcissement perpendiculaire à la direction de convergence mesurée sont plus importantes dans le cas de faible friction basale.

5.3.3.4. *Effet du ductile*

Les expériences réalisées avec un niveau de décollement ductile (en silicone) ont permis de créer des structures moins rectilignes plus espacées, permettant la formation de bassins transportés. Cette rhéologie a donné les mêmes résultats que les expériences effectuées avec du sable en termes de raccourcissement perpendiculaire à la direction de convergence et de rotations.

5.3.4. **Activité hors séquence**

Nous avons observé une activité continue des chevauchements de tous les côtés de la syntaxe (Graphique 2 - 4). Cette activité continue hors séquence est bien supérieure (elle peut atteindre plus de 80% de la convergence) à celle mesurée dans le cas d'une convergence frontale cylindrique (Graphique 2 - 1) avec des valeurs atteignant seulement 66%. La géométrie spécifique d'une syntaxe et les conditions aux limites qu'elle impose favorisent donc les réactivations hors séquence. D'un point de vue mécanique, la forme arquée de la syntaxe implique un confinement latéral qui influe sur la contrainte intermédiaire (σ_2), ce qui pourrait expliquer les différences avec modèles de plissement cylindriques. De plus, le transport de matériel latéralement par rapport à l'orientation de la chaîne pourrait entraîner un déséquilibre dans le prisme, alors compensé par une activité accrue des chevauchements hors séquence.

5.4. **Comparaison résultat analogiques et données géologiques**

5.4.1. **Zones de transfert**

Revenons ici sur la structure produite au cours de l'expérience JK11 et présentée dans le paragraphe 4.3.2. Il s'agit d'une structure liée au relais entre deux chevauchements perpendiculaires à la direction de convergence, et décalés parallèlement à celle-ci. Au cours de la convergence, la jonction entre ces deux chevauchements s'effectue via une structure parallèle à la direction de convergence.

Cette structure, en carte, peut être comparée à celle observée à l'ouest des Salt Range au niveau de la faille de Kalabagh (Figure 2 - 39), avec deux structures chevauchantes décalées reliées par une structure décrochante qui évolue en chevauchement. Cette structure est interprétée comme une rampe latérale en système chevauchant générée au-dessus d'un haut structural affectant le socle, avec des couches évaporitiques de part et d'autre (McDougall and Khan, 1990). Notre expérience analogique suggère qu'il n'y a pas besoin d'un héritage structural significatif à la base de séries évaporitiques pour développer une telle structure de transfert.

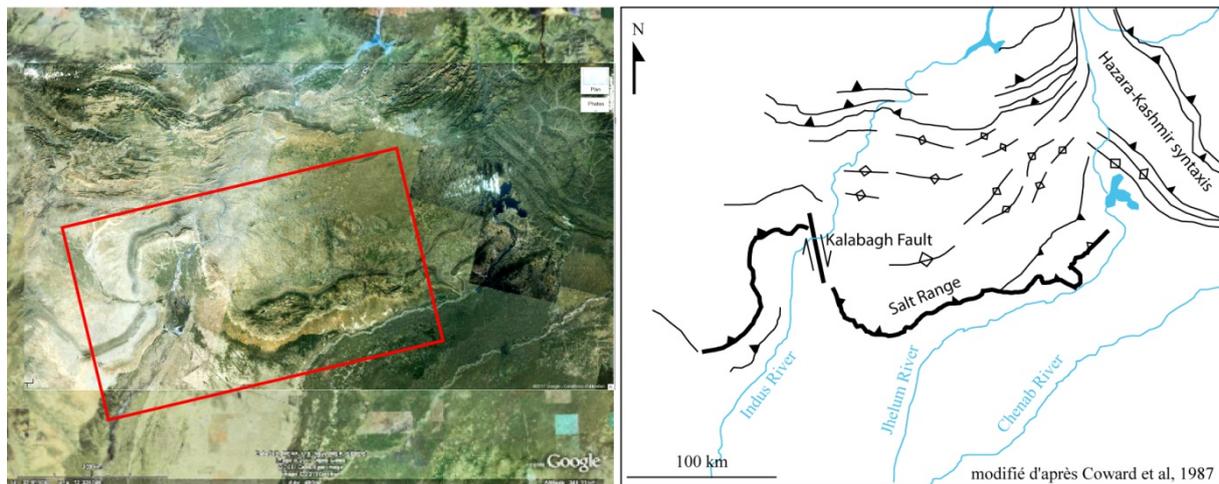


Figure 2 - 39 : Photographie satellite Google (gauche) et schéma structural (droite) des Salt Range au nord du Pakistan, modifié d'après Coward et al, (1987).

5.4.2. Syntaxe d'Hazara-Kashmir.

Cette syntaxe présente une forme cartographique courbe et est encadrée de deux bassins : le bassin du Cachemire à l'est et le bassin Peshawar à l'ouest. Dans ces deux bassins des rotations ont été mesurées grâce au paléomagnétisme : 45° dans le sens horaire au Cachemire (Klootwijk et al., 1983; Klootwijk et al., 1986), et 40° dans le sens antihoraire à Peshawar (Burbank and Tahirkheli, 1985; Opdyke et al., 1982). Il est à noter qu'il s'agit de bassins intracontinentaux situés au toit de structures chevauchantes. Dans le cadre de nos expériences analogiques, on retrouve des rotations sur les unités chevauchantes. Les expériences réalisées avec du sable, montrent qu'elles sont très faibles et liées à une déformation cisailante exprimant une composante décrochante à l'aplomb des rampes. Dans les expériences réalisées avec de la silicone, dans les bassins transportés, ces rotations sont plus fortes et peuvent atteindre plus de 20 degrés. Ceci suggère donc des niveaux de décollement ductiles sous les bassins transportés. Pour le bassin de Peshawar, des niveaux évaporitiques sont des candidats probables. Pour le bassin du Cachemire, la question se pose : niveaux évaporitiques ou ductiles ? Cependant, les structures courbes créées au cours de nos expériences ont tendance à disparaître et les rotations sont faibles. Un point de blocage au centre associé à une expulsion latérale aisée (Figure 2 - 36) semble nécessaire.

5.4.3. Atténuation frontale de la syntaxe

L'observation en carte des structures au cœur de la syntaxe nord-ouest himalayenne montre que la courbure des structures a tendance à s'atténuer vers le front de déformation. En effet, la structure du Nanga Parbat est plus arquée que la syntaxe d'Hazara-Kashmir, qui elle-même présente une forme plus courbe que la structure au front de déformation (MFT). On peut donc supposer que les syntaxes sont des structures qui tendent à disparaître avec la propagation de la déformation. Ces observations sont en accord avec nos modèles qui montrent généralement une ouverture de l'angle entre les structures et une tendance de ces dernières à devenir plus rectilignes.

Cependant, le paléomagnétisme nous indique des rotations des structures, ce qui laisse sous-entendre une évolution de leur forme après leur formation. Avec un réseau GPS assez dense et quelques années de campagne d'acquisition de données, il serait possible de mesurer d'éventuelles rotations et d'en déduire l'évolution de la géométrie des structures.

5.4.4. Partitionnement de la déformation.

On a vu dans le chapitre 5.1.2 que dans nos expériences, la rotation au toit des chevauchements est associée à une composante décrochante diffuse et un déplacement en chevauchement pur sur la faille. Or, lors de l'étude du contexte sismotectonique de la zone (chapitre 2, paragraphe 2.2.4.), on a remarqué que les séismes enregistrés ne présentent pas un déplacement oblique, mais sont des chevauchements purs. Les données GPS suggèrent par contre une obliquité des vecteurs déplacements durant les périodes inter-sismiques au Cachemire (Banerjee and Bürgmann, 2002) et également durant la période post-sismique (Jouanne et al., 2011) (Figure 2 - 40). Dans un contexte de convergence oblique, comment s'exprime la composante décrochante ? Peut-il s'agir, comme dans le cas de nos expériences, d'une déformation diffuse au sein des unités chevauchantes à proximité de la rampe ? Ou, comme le suggère Seeber et Pêcher (1998), existe-t-il un partitionnement de la déformation avec une composante décrochante accommodée plus en amont sur les failles décrochantes telles que la faille du Karakorum ou de Shaman ?

Dans nos expériences, il existe un décrochement le long des limites obliques de nos modèles. De plus, nous avons remarqué que les chevauchements commencent par s'initier avec une composante oblique de leur déplacement, puis les rotations ont lieu lorsque les chevauchements ont atteint une certaine maturité et ils jouent alors en chevauchement pur (Figure 2 - 40). Le séisme du Kashmir enregistré récemment dans la syntaxe nord-ouest himalayenne, pouvant donner lieu à la construction d'un mécanisme au foyer, a eu lieu en chevauchement pur (Pathier et al., 2006) sur un chevauchement hors séquence que l'on peut donc considérer comme mature. La déformation sur les structures frontales ne donne pas lieu à l'émergence d'une rupture en surface (voir chapitre 2, paragraphe 2.2.4 et chapitre 4 paragraphe 2.4). Cependant, en faisant l'analogie avec nos expériences, on pourrait envisager que ces structures soient associées à une déformation oblique (décro-chevauchement).

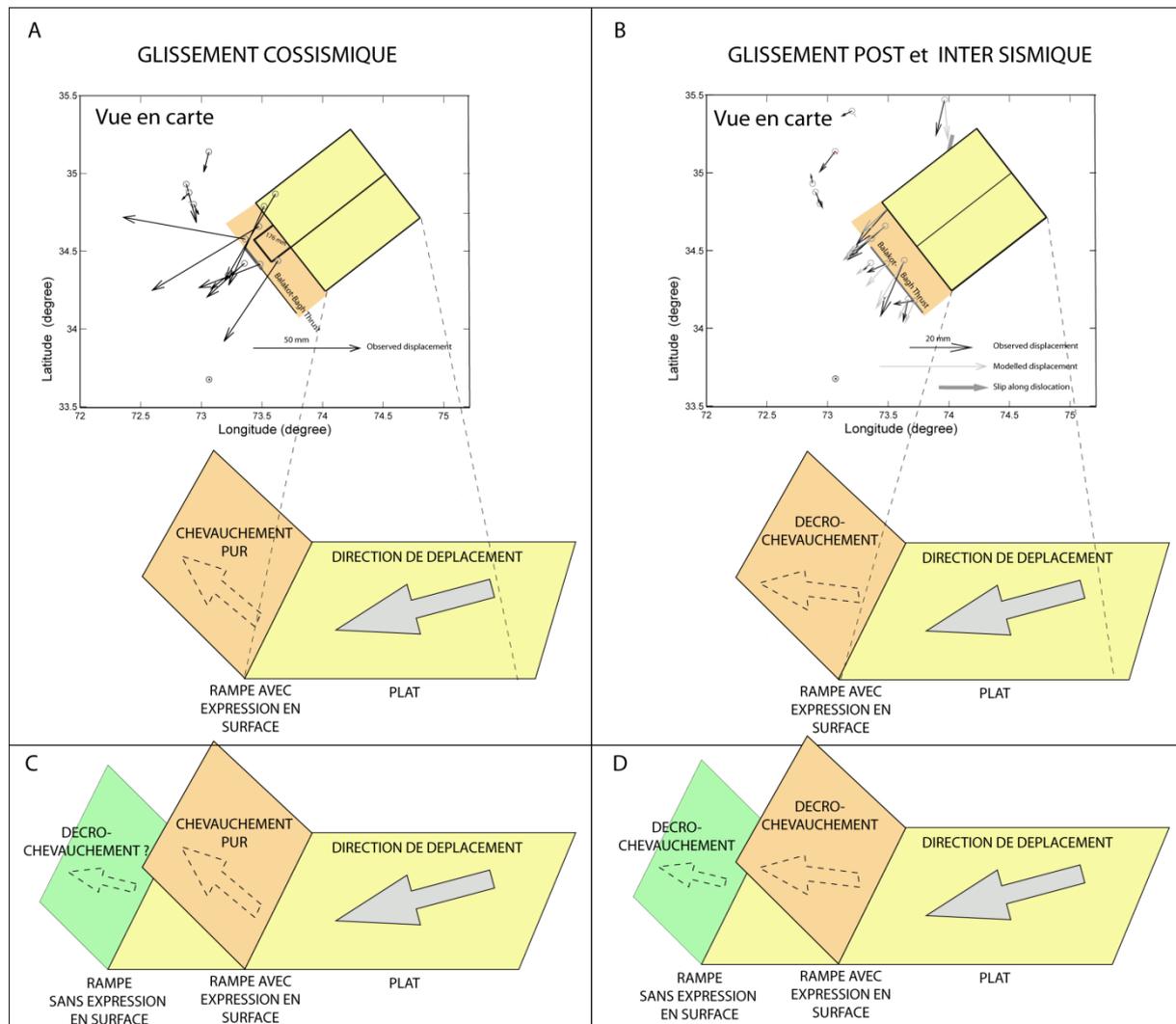


Figure 2 - 40 : Déplacements (A) cosismiques (modifié d'après Jouanne et al, 2011) et (B) postsismiques observés et mesurés par campagnes GPS sur le séisme du Cachemire (2005) et schéma interprétatif du déplacement le long de plat et de la rampe. (C) interpolation aux résultats de nos expériences : pendant le glissement cosismique, sur le chevauchement exprimé en surface, le déplacement est purement chevauchant. Sur le chevauchement immature non exprimé en surface, de mouvement est un décrochevauchement. (D) Pendant le glissement post et inter-sismique le déplacement sur les deux chevauchements est un décro-chevauchement.

5.4.5. Activité hors séquence

Dans la syntaxe nord-ouest himalayenne, les réactivations hors séquences ont été observées à l'échelle du séisme avec le séisme du Cachemire en 2005, ainsi qu'à l'échelle du million d'années (Burbank and Johnson, 1982). Les raisons de ces réactivations hors séquence ne sont pas clairement établies. Grâce à nos expériences où le profil de prisme obtenu est tout à fait comparable à la partie externe de l'Himalaya, nous avons montré que la géométrie même d'une syntaxe (orientations convergentes des structures) suffit à augmenter la composante hors séquence par rapport à une chaîne cylindrique. La disposition de la syntaxe serait alors une explication à l'activité hors séquence qui s'y localise. Dans la

suite de ce travail, nous allons étudier l'ampleur de la déformation hors séquence, à l'échelle intermédiaire c'est-à-dire de quelques milliers d'années via la morphotectonique.



Chapitre 3 : Les vitesses moyennes court terme des failles du nord- ouest himalayen : utilisation de la morphotectonique

L'étude de la répartition de la déformation et particulièrement la quantification de l'activité hors séquence dans la terminaison ouest de la chaîne himalayenne est cruciale pour comprendre la singularité de cette structure et son mode de déformation. Nous nous sommes donc concentrés sur la chaîne du Pir Panjal, située au sud-ouest du bassin du Cachemire, au sud-est de la syntaxe d'Hazara-Cachemire (Voir chapitre 1, figure 1 - 10). Dans cette chaîne, on retrouve bien sûr les grandes failles majeures de l'Himalaya : le Main Central Thrust (MCT), le Main Boundary Thrust (MBT) et le Main Frontal Thrust (MFT). On trouve aussi un chevauchement intermédiaire entre le MBT et le MFT : le Medicott Wadia Thrust (MWT) (Chapitre 1, figure 1 – 12). Dans ce chapitre, nous allons examiner comment, à partir d'une étude morphotectonique de la chaîne à l'échelle du quaternaire, on peut déterminer et quantifier l'activité hors séquence au sein de la chaîne de montagne du Pir Panjal.

1. MORPHOTECTONIQUE : PRINCIPES ET METHODES

La morphotectonique peut aussi être décrite comme la géomorphologie tectonique. En effet, la compétition entre les processus tectoniques qui construisent la topographie, et les processus de surface qui tendent à l'effacer, représentent le cœur de la géomorphologie tectonique. L'observation de la surface de la terre a soulevé beaucoup de questions sur l'origine des formes observées, et a conduit à l'élaboration de modèles d'évolution du paysage en fonction des conditions tectoniques et climatiques. L'absence de contraintes chronologiques a longtemps été un frein à la prise en considération de ces modèles. Depuis les dernières décennies, le développement de techniques de datations pour les objets observés dans le paysage ont permis de déterminer les mécanismes et les vitesses des processus géomorphologiques, ainsi que les vitesses de mouvements crustaux. Par exemple, grâce au Global Positioning System (GPS), il est aujourd'hui possible de déterminer les vitesses relatives entre deux sites à partir de déplacements de quelques millimètres et la répartition de ces déplacements le long de différentes structures tectoniques. Du fait de l'ensemble des objets qu'elle étudie, la morphotectonique touche à des disciplines aussi différentes que la sismologie, la géochronologie, la géologie structurale, la géodésie, l'étude des variations climatiques quaternaires et la géomorphologie.

1.1. Principe de l'analyse morphotectonique et exemples d'utilisation

Le terme morphotectonique est composé des mots **tectonique** et **morphologie**. En effet, la morphotectonique sert à comprendre la tectonique en utilisant l'analyse morphologique sur le terrain. Pour ce faire, les formations quaternaires déformées et décalées par la tectonique sont cartographiées. Afin de comprendre la cinématique de la tectonique, il est nécessaire de comprendre les relations entre les différentes formations étudiées : relations temporelles et spatiales. Ceci passe par une étude de la morphologie depuis l'échelle régionale (plusieurs centaines de km²) à l'échelle du site d'étude (quelques centaines de m²). La quantification de la déformation, couplée aux datations des formations étudiées, permet ainsi d'obtenir les vitesses de déformation moyennées sur plusieurs milliers d'années (en fonction de l'âge des formations).

Parmi les exemples de l'utilisation de la morphotectonique, on peut citer les précurseurs avec les travaux de Tapponnier et Molnar (1979), qui, en Mongolie, utilisèrent l'imagerie Landsat, les observations de terrain et les données sismologiques de tectonique active pour déduire le régime de contrainte et les processus de déformation de la région.

Plus tard, Peltzer et al, (1988) dans leurs travaux, utilisèrent le décalage de terrasses quaternaires et la déformation du réseau de drainage pour mesurer l'activité d'une faille en décrochement sénestre et en déduire son pendage à partir des escarpements de faille. Cependant, à cette époque les datations de surfaces quaternaires n'étaient pas encore possibles, et l'âge des surfaces étudiées était contraint par les glaciations.

Dans les années 90, la morphotectonique est utilisée en contexte chevauchant pour déterminer la vitesse de surrection sur les plis (e. g. Burbank and Vergés, 1994; Lavé and Avouac, 2000; Molnar et al., 1994). L'émergence des méthodes de datations telles que les cosmogéniques a permis de contraindre significativement les taux de déformation (e.g. Ritz et al., 2006; Ritz et al., 2003; Ritz et al., 1995; Vassallo et al., 2005). Aujourd'hui, cette méthode est largement utilisée.

Dans la suite de ce chapitre, nous présenterons les principes de l'analyse morphologique en contexte de chevauchements, puis présenterons ensuite les méthodes de datation utilisées pour les formations quaternaires rencontrées.

1.2. Analyse et cartographie de la morphologie : méthodologie utilisée

1.2.1. Topographie

Au cours de cette étude, nous avons été amenés à mesurer précisément la topographie de certaines surfaces, afin de caractériser leur déformation, notamment due à l'activité tectonique. Pour ce faire, nous avons utilisé plusieurs outils, apportant chacun un degré de précision différent. Le GPS cinématique, pour construire des modèles numériques de terrain et effectuer des profils, le long de surfaces ; le théodolite, pour identifier la position des marqueurs tels strates et plans de faille ; enfin, le distancemètre pour mesurer les distances entre différentes surfaces (terrasse par rapport à la rivière par exemple).

1.2.1.1. GPS cinématique

Le GPS cinématique est une méthode de mesure de la topographie qui s'appuie sur l'utilisation de plusieurs appareils de navigation satellitaire utilisés simultanément.

Les fondements de la méthode du GPS ont été décrites dans plusieurs ouvrages (Hofmann-Wellenhof et al., 1997; Leiks, 1995). Le principe des systèmes de navigation satellitaire est simple : plusieurs satellites en orbite autour de la terre, à 20200 km, émettent un signal complexe daté précisément grâce à leur horloge atomique. Un récepteur au sol, recevant le signal d'au moins 4 satellites peut calculer sa position par rapport aux satellites sources, en fonction du temps de propagation du signal et de la connaissance des éphémérides. La précision de la position calculée est fonction du nombre de satellites dont le récepteur reçoit le signal, ainsi que de la qualité du signal.

La méthode du GPS cinématique repose sur l'utilisation de deux récepteurs reliés par radio. Un récepteur est fixe et est utilisé comme « base » tandis que le second est utilisé sur le terrain, à une distance idéalement inférieure à 10 km de la base. Au cours de cette étude nous avons travaillé avec un pas de temps d'une seconde. En compilant les enregistrements simultanés des deux récepteurs, on peut alors obtenir une précision de l'ordre du centimètre horizontalement et de quelques centimètres verticalement.

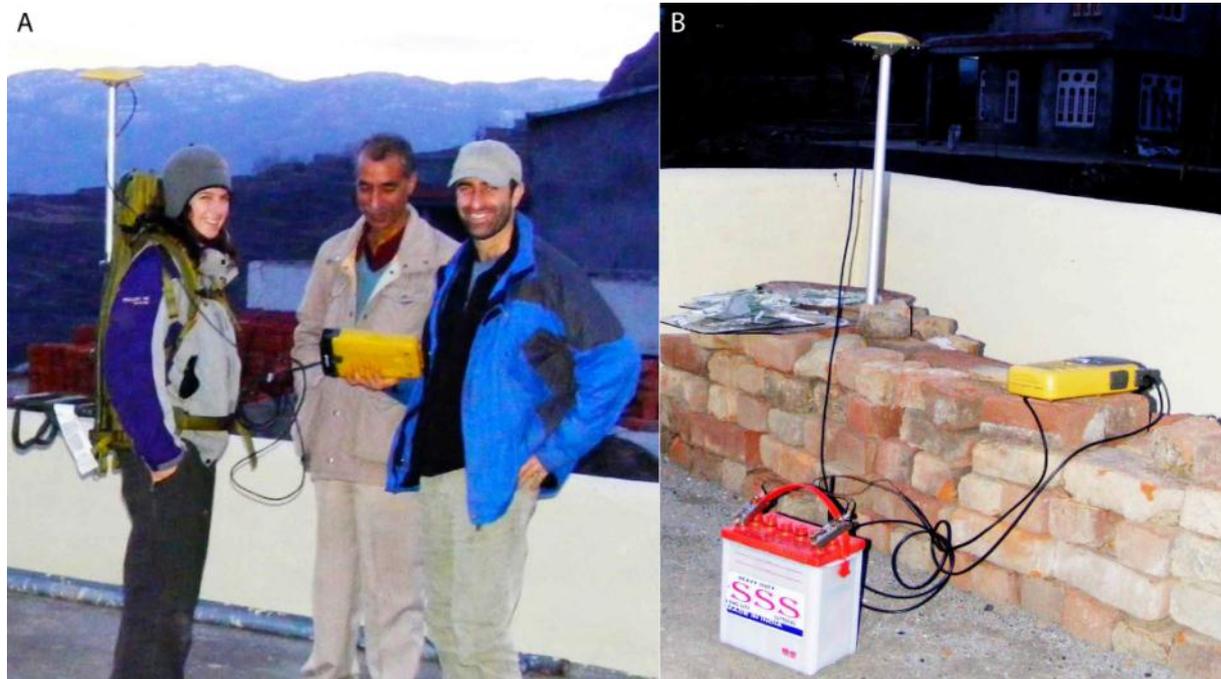


Figure 3 - 1 : A : port du GPS cinématique au cours de mesures : l'antenne est portée au-dessus de la tête (afin d'éviter un écrantage) et est reliée au récepteur qui enregistre le trajet suivi. B : Base du GPS cinématique : fixée de manière à ne pas pouvoir bouger et avoir la même position chaque jour de mesure.

Nous avons utilisé des récepteurs Topcon utilisant le réseau GPS, et le réseau russe GLONASS. Le logiciel de traitement des données est Topcon Tool v.7.2. L'enregistrement des données s'est effectué sur plusieurs jours. La position de la base n'ayant pas changé entre chaque journée d'acquisition, sa position exacte a été calculée pour une journée, puis imposée pour le calcul des journées suivantes (voir paragraphe calcul de la position de la base) Les données de GPS cinématique ont servi à mesurer la topographie, donc la hauteur des escarpements de faille, mais aussi à construire un modèle numérique de terrain (MNT). Localement, les données de GPS cinématique étaient insuffisantes, et nous les avons complétées avec les données du MNT Aster à 30m. Afin de construire un MNT précis, il était nécessaire que les données acquises par le GPS cinématique soient replacées dans un référentiel commun aux données du GDEM ASTER. La position exacte de la base a donc été calculée en utilisant les données obtenues après une journée d'enregistrement. Les données ont été analysées en suivant la stratégie suivante : (1) analyse de la période initiale de l'ionosphère; (2) analyse des résidus ; (3) résolution des ambiguïtés de large bande en utilisant la combinaison linéaire de Melbourne–Wubben (Melbourne, 1985; Wubben, 1985) avec fichiers DCB lorsqu'ils étaient disponibles ; (4) calcul de la période de l'ionosphère initiale en introduisant les combinaisons linéaires d'ambiguïtés résolues par Melbourne –Wubben ; (5) calcul des équations normales. Les délais de propagation induits par la

troposphère ont été estimés à partir d'observations réalisées toutes les 2 heures. Les solutions ont été transformées dans le système ITRF 2005 (Altamimi et al., 2007) en utilisant le paramètre Helmert. Les coordonnées ont ensuite été estimées en utilisant le logiciel Bernese 5.0 dans le système de référence ITRF2005.

1.2.1.2. Station totale ou théodolite

Sur le terrain, nous avons aussi utilisé le théodolite pour pointer avec précision les plans de faille ou autres surfaces. Cet instrument détermine la direction d'une cible en mesurant les angles entre le plan horizontal et le plan vertical ainsi que les distances. Par trigonométrie, on calcule ainsi la position des différents objets pointés par rapport à la base. Ces positions relatives peuvent être repositionnées dans un référentiel connu en plaçant précisément la base, par positionnement à l'aide du GPS par exemple.

Les mesures réalisées avec le théodolite n'ont pas été intégrées dans la construction des MNT, mais ont été utilisées pour décomposer le mouvement sur les failles actives (voir chapitre 2.3 sur le Riasi Thrust).

1.2.1.3. Distancemètre laser

Il s'agit d'un appareil qui envoie un faisceau laser sur un réflecteur (surface de terrasse par exemple) et mesure le temps de parcours du faisceau et calcule ainsi la distance entre le distancemètre et le réflecteur. Un clinomètre intégré dans l'appareil permet de calculer les hauteurs relatives.

1.2.2. Les images satellites

L'étude de la nature des formations et de leurs caractéristiques morphologiques nécessite l'utilisation d'images satellites qui apportent une résolution et une précision nécessaires afin d'identifier les grandes unités et repérer les zones difficiles d'accès sur le terrain.

Dans le cadre de notre étude nous avons utilisé les **images SPOT** (Système Pour l'Observation de la Terre). Nous avons choisi les images multi-spectrales avec une résolution de 2.5 m, orthorectifiées pour pouvoir les intégrer dans un Système d'Information Géographique (SIG). Ces images satellites couvrent une surface de 60 km de long par 60 à 80 km de large (suivant l'angle de la visée du satellite).

1.2.3. Les modèles numériques de terrain

Les modèles numériques de terrain sont essentiels : ils permettent d'illustrer sur une image à deux-dimensions un positionnement en 3-dimensions. Nous avons utilisé deux types de modèles numériques de terrain (MNT) au cours de cette étude :

Le modèle numérique de terrain ASTER GDEM (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer - Global Digital Elevation Model) mis à disposition par la NASA (USA) et le METI (Japon) d'une précision de 30 m qui couvre la surface totale de la Terre.

Le modèle numérique de terrain établi grâce aux données de GPS cinématique (voir paragraphe GPS cinématique) sur le terrain. La résolution de ces MNT dépend avant tout des trajets suivis par les porteurs du GPS mobile, de la densité des trajets sur les formations, et de la qualité de la couverture satellite au moment de l'enregistrement. De plus, la présence d'une végétation dense entraîne une perturbation du signal enregistré par le récepteur mobile qui diminue d'autant la qualité du signal et donc la précision des mesures. Les MNT ont une résolution très variable qui dépend essentiellement des trajets suivis par le porteur du GPS mobile.

Les données des MNT (ASTER GDEM et réalisé par GPS cinématique) peuvent être ensuite compilées dans un SIG pour construire finalement un MNT total large avec des zones très précises.

1.3. Les marqueurs morphologiques utilisés en morphotectonique dans un contexte convergent

On peut séparer plusieurs types de marqueurs, en fonction du contexte tectonique étudié. En effet, suivant la nature des structures tectoniques (failles décrochantes, normales ou chevauchantes), certaines formations morphologiques seront plus ou moins adaptées. Dans notre cas, nous nous sommes concentrés sur les marqueurs utilisés en contexte de chevauchements (convergence).

1.3.1. Les terrasses alluviales

Les terrasses alluviales sont des formations composées de dépôts alluviaux, qui sont disposées le long des rivières dans une large gamme de climat et de contexte tectonique (Burbank et al., 1996; Burbank and Tahirkheli, 1985; Goguel, 1948; Holt et al., 2000). Lorsqu'elles sont préservées, les terrasses peuvent servir de marqueurs morphologiques. Elles sont caractérisées par une forme allongée et sont positionnées au-dessus du lit de la rivière. Pour décrire une terrasse, il faut considérer la surface plate, la base érosive de la terrasse appelée surface d'abrasion (*strath*), et le décalage topographique par rapport à la rivière ou aux terrasses environnantes appelé *riser*. Les terrasses alluviales peuvent être corrélées entre elles d'un point de vue chronologique. Les terrasses alluviales (ou fluviales) sont des formations qui intègrent la tectonique, le climat et les processus géomorphologiques à l'échelle d'un bassin versant (Pazzaglia, in press). De ce fait, elles sont des indicateurs de la déformation crustale à l'échelle des temps géologiques, et leur partie alluviale expose des informations paléo-hydrologiques sur l'érosion des pentes, le transport fluvial, et les processus climatiques à l'échelle du bassin versant (Burbank and Johnson, 1982; Burbank and Tahirkheli, 1985).

Il existe deux types de terrasses en fonction de leurs morphologies et de l'épaisseur des dépôts alluviaux (Pazzaglia, in press) :

1.3.1.1. *Les terrasses d'abrasion*

Ce terme de terrasse d'abrasion est une traduction du terme utilisé dans la littérature anglo-saxonne *strath terrace*. Elles se distinguent par une base érosive subhorizontale, généralement sculptée dans le substratum rocheux (*bedrock*), avec une couverture formée d'alluvions, relativement fine au regard de la taille de la rivière, de la vallée et du bassin versant. Dans le cas où le substratum serait une autre terrasse, on la nomme alors terrasse emboîtée (Figure 3 - 2). L'érosion de la surface d'abrasion est le résultat du travail de la charge de fond (alluvions transportés). Généralement, la surface d'abrasion est enterrée par des alluvions composés de graviers grossiers et sables, moyennement à grossièrement lités et imbriqués, reconnus comme appartenant au matériel transporté dans les talwegs. Les graviers et sables peuvent être recouverts de manière concordante ou pas, de sables lités et limons pouvant être d'origine éolienne. La surface d'abrasion résulte de l'érosion de la rivière dans le substratum rocheux, par des processus qui sculptent généralement à plat le fond d'un chenal.

1.3.1.2. *Les terrasses de remplissage*

Utilisées dans la littérature sous le terme de *Fill terrace*, nous l'avons traduit par terrasse de remplissage. Elles sont caractérisées par un dépôt d'alluvions épais qui remplissent (à un moment donné) le fond de la vallée. La base peut être subhorizontale, comme une surface d'abrasion, ou peut présenter des reliefs caractéristiques des topographies enterrées. Contrairement à une terrasse d'abrasion, pour une terrasse de remplissage, l'épaisseur d'alluvions ne correspond pas à une érosion du substratum et un transport de la charge de fond synchrones, mais à une période d'importante aggradation avec élévation du niveau d'incision du substratum qui devient alors un chenal alluvial. Le remplissage de la vallée est conservé en tant que terrasse lorsque le chenal cesse sa période d'aggradation et retrouve à nouveau son niveau de base précédent, entraînant alors une incision dans le remplissage d'alluvions. Généralement, les terrasses de remplissage indiquent un changement environnemental rapide et intense du bassin versant ou du niveau de base. Le faciès des terrasses de remplissage correspond à des lits constitués de graviers de talwegs grossiers, avec accréation latérale de sable et graviers, bancs, argiles et limons et surmontés par de la boue.

1.3.2. **Les cônes alluviaux**

Les **cônes alluviaux** (*alluvial fan* en Anglais) sont des corps sédimentaires de l'ordre du décamètre en forme d'éventail déposés en milieu continental. Ils caractérisent les régions montagneuses et se forment généralement au débouché d'une vallée dans un bassin sédimentaire, ou à l'exutoire d'un affluent sur un cours d'eau principal. La pente des cônes alluviaux varie entre 10° (zone proximale en amont) et 1 à 2° (rebords du cône aval) (Bloom, 1991). Les cônes alluviaux se forment généralement là où un cours d'eau à forte pente quitte une gorge qui le confine et peut décharger ses sédiments sur une plaine alluviale d'un cours d'eau majeur ou le fond plat d'un bassin intra-montagneux. Durant la formation des cônes, les sédiments sont déposés à l'apex, remplissant les chenaux préexistants, et peuvent s'étendre par-dessus la surface du cône jusqu'à ce qu'une pente plus importante permette le transport. Les cônes alluviaux sont constitués de sédiments grossiers (graviers, gros cailloux, blocs) déposés par des coulées de débris ou des cours d'eau de forte énergie. La granulométrie du sédiment diminue de la partie proximale à la zone distale des cônes. Une stratification en feuillets peut être parallèle à la surface du cône et peut contenir beaucoup de structures emboîtées ou de chenaux.

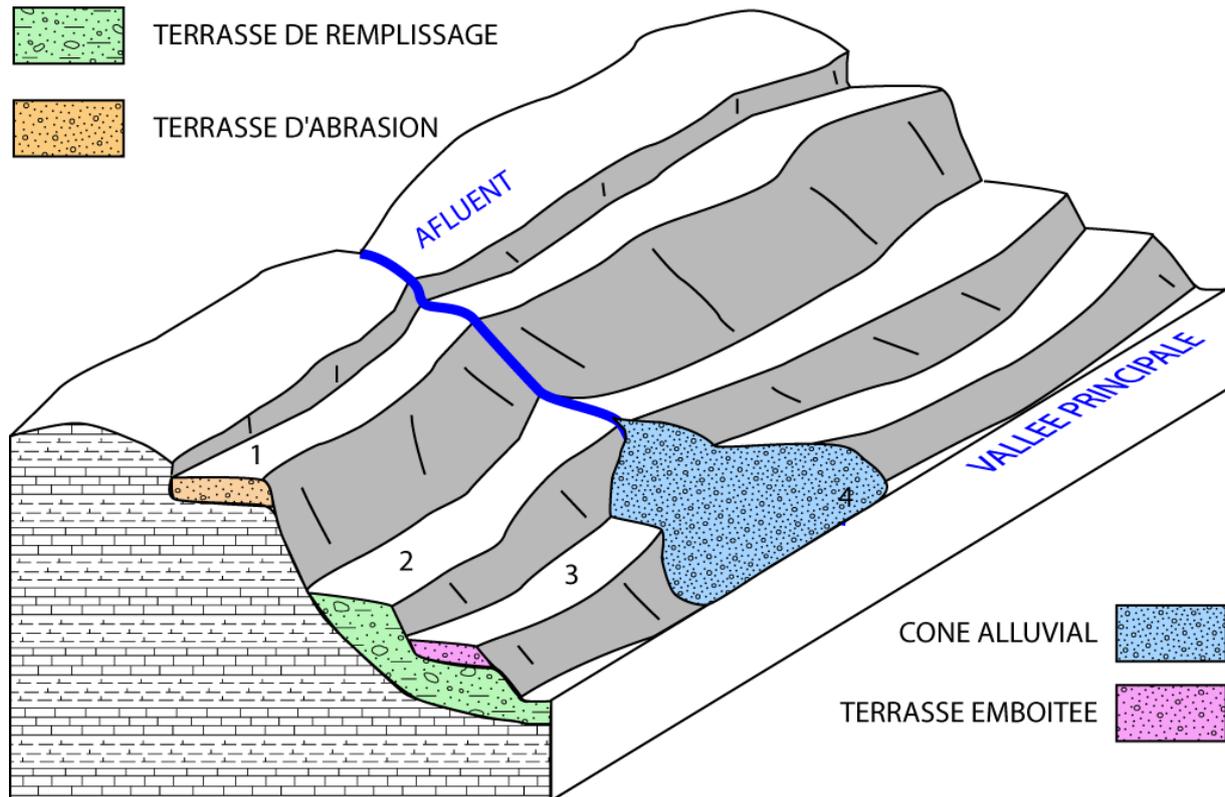


Figure 3 - 2 : schéma d'un versant de vallée et terrasses associées : terrasses d'abrasion, terrasses de remplissage, terrasse emboîtée et cône alluvial ici postérieur à l'âge des terrasses. La nomenclature suit la convention stratigraphiques et commence la numérotation en partant du plus vieux.

1.4. Datations des marqueurs morphologiques

1.4.1. Datations par isotopes cosmogéniques (terrestrial cosmogenic nuclides : TCN)

1.4.1.1. Intérêt de la méthode

L'analyse morphotectonique nous amène à étudier des formations alluviales telles que cônes et terrasses. Si la quantification de la déformation de ces marqueurs est essentielle, leur datation est tout aussi fondamentale, pour pouvoir en déduire les taux.

L'âge des formations fluviales étudiées évolue entre quelques milliers et quelques centaines de milliers d'années (10^3 et 10^5 ka). La large distribution de ces âges contraint les méthodes de datation disponibles. Ainsi, la datation par le carbone-14 (^{14}C) ne pourra excéder quelques 44000 ans dans l'hypothèse où de la matière organique serait présente dans les échantillons étudiés.

La méthode de datation par isotopes cosmogéniques permet de mesurer le temps d'exposition aux rayonnements cosmiques des surfaces étudiées. L'isotope utilisé ici est le béryllium-10 (^{10}Be), dont on mesure les concentrations dans le quartz. C'est un isotope produit *in situ*, c'est-à-dire dans la structure du minéral, ce qui rend le béryllium durablement « fixé » dans le minéral. Le quartz est une cible de choix car il est particulièrement résistant à l'altération et est donc largement répandu dans les roches

détritiques qui peuvent constituer les terrasses alluviales. D'autre part, son taux de production en béryllium 10 est très bien contraint (4.49 ± 0.39 atomes.g-1an-1, Balco et al., 2008). La demi-vie de cet isotope étant de 1.36 ± 0.07 Ma (Nishiizumi et al., 2007), elle permet potentiellement de dater des événements de plusieurs centaines de milliers d'années. La production de ^{10}Be est fonction du flux du rayonnement cosmique, de l'intensité du champ magnétique terrestre et des propriétés d'absorption de la matière traversée, ce qui induit une variabilité en fonction de la latitude, de l'altitude et de la profondeur sous la surface terrestre. Ces variabilités de productions ont été calibrées en fonction de l'altitude et de la latitude (Dunai, 2000; Lal, 1991; Stone, 2000). Par conséquent, la méthode de datation par mesure des isotopes cosmogéniques produits *in situ* est adaptée aux formations étudiées : terrasses et cônes alluviaux.

1.4.1.2. Principe de la datation

Les Nucléides cosmogéniques désignent les nucléides formés dans l'environnement terrestre lors de réactions nucléaires induites par les particules constituant le rayonnement cosmique et/ou par les particules secondaires issues de ce même rayonnement. La terre est soumise à un bombardement de rayons cosmiques d'origine galactique et solaire. Ce rayonnement est constitué à 99% de protons et de noyaux d'Hélium, particules chargées positivement, (Lal, 1988; Lal and Peters, 1967) et de noyaux lourds et d'électrons pour 1% (Reedy et al., 1983). Le rayonnement cosmique est influencé par le champ géomagnétique qui module de manière inverse le flux de rayonnement arrivant à proximité de la Terre. Ainsi, à intensité égal, la proportion du rayonnement entrant dans l'environnement terrestre sera d'autant plus faible que ce flux est perpendiculaire aux lignes de champ (selon les lois de Lorentz). Ceci s'exprime par un « effet de latitude » entraînant une augmentation du flux proportionnelle à la latitude. Il faut remarquer que ce processus intervient à partir d'un seuil situé vers $\sim 50^\circ$ de latitude.

Les réactions nucléaires produites entre les atomes constituant l'environnement terrestre et les particules du rayonnement cosmique réduisent l'énergie des particules primaires et produisent des particules secondaires. L'énergie des particules diminue exponentiellement avec l'épaisseur de matière traversée. De ce fait, environ 0.1% des particules secondaires atteignent la surface terrestre avec suffisamment d'énergie pour permettre des réactions nucléaires dans les minéraux composant la lithosphère, et produire ainsi les nucléides cosmogéniques produits *in situ*. En géomorphologie sont utilisés le ^{36}Cl , ^{26}Al et le ^{10}Be . Ce dernier est produit dans la croûte terrestre par réactions de spallations à partir de ^{16}O , ^{27}Al , ^{28}Si et ^{56}Fe (Figure 3 - 3). Le quartz (SiO_2) est composé des cibles principales nécessaires à la production de cosmonucléides produits *in situ*, il apparaît donc comme un minéral de choix pour la mesure de leurs concentrations, d'autant que ses propriétés de résistance à l'altération le rendent abondant à la surface terrestre.

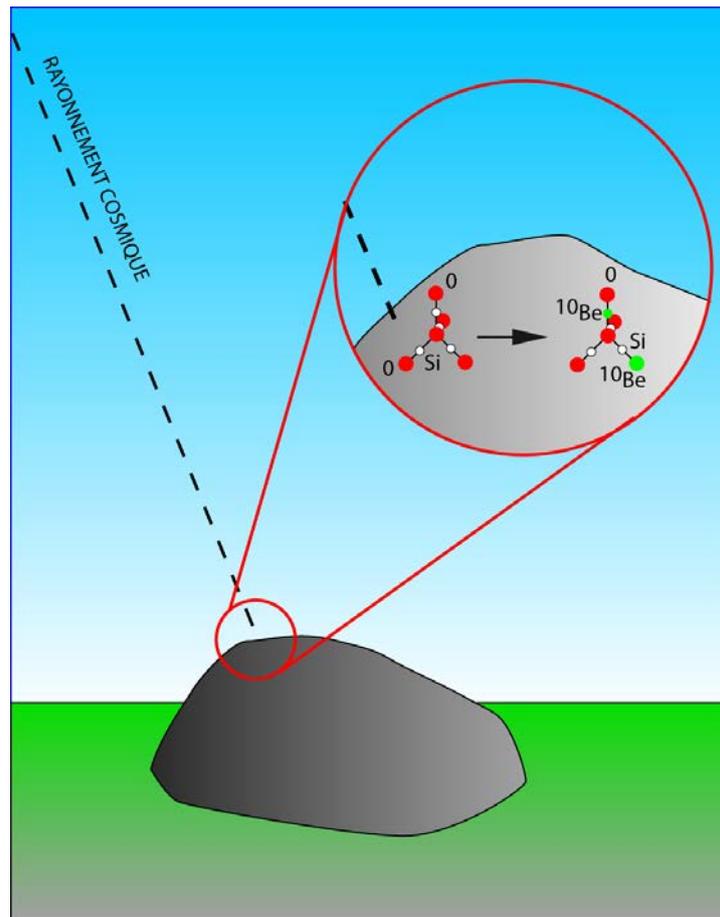


Figure 3 - 3: schéma de la production de nucléides cosmogéniques dans le quartz due au rayonnement cosmique.

1.4.1.3. Taux de production

Nous avons vu que les taux de production de cosmogéniques *in situ* dépendent du champ magnétique, donc de la latitude magnétique, mais aussi de l'épaisseur d'atmosphère à traverser avant de rencontrer la surface terrestre, donc de l'altitude. Afin d'utiliser leurs concentrations pour la géomorphologie quantitative, il est nécessaire de contraindre la production des cosmonucléides en tenant compte de la latitude et de l'altitude, mais également de la profondeur de l'échantillon et de la géométrie de l'exposition, c'est-à-dire de l'écran que forme la topographie réduisant proportionnellement le rayonnement isotrope arrivant au site d'échantillonnage.

En fonction de la profondeur

La décroissance théorique en fonction de la profondeur est modélisée par la loi exponentielle suivante (Lal, 1991) :

$$P(x) = P_0 \cdot e^{\frac{-\rho x}{\Lambda}} \quad \text{Equation 3 - 1}$$

Avec P_0 le taux de production en surface (atomes $\cdot g^{-1} \cdot an^{-1}$) ; Λ la longueur d'atténuation des particules ($g \cdot cm^{-2}$), neutrons et muons majoritairement responsables des réactions nucléaires à la profondeur x ; ρ , la densité de matière traversée ($g \cdot cm^{-3}$) et x la profondeur en centimètres.

En fonction de l'écrantage topographique

Le facteur d'écrantage topographique est un facteur appliqué à la production en surface, compris entre 1 et 0. Ainsi pour 1, l'écrantage est nul et l'échantillonnage aurait lieu sur une surface horizontale infinie. Au contraire, pour un facteur nul, l'échantillonnage aurait eu lieu dans un site où la production est nulle faute de rayonnement. Entre ces deux extrêmes, on calcule la proportion de demi-sphère représentant le ciel obstrué par la topographie. On soustrait alors ce pourcentage à 1 et on obtient ainsi le facteur d'écrantage morphologique. Pour cela, on divise l'obstruction en rectangles dont l'angle au-dessus de l'horizon est θ et de largeur $\Delta\phi$ en degrés.

L'équation qui régit cette correction, donnée par Dunne et al, (1999), est la suivante :

$$S_f = 1 - \frac{1}{360^\circ} \sum_{i=1}^n \Delta\phi_i \sin_{n+1} \theta_i \quad \text{Equation 3 - 2}$$

Avec n un ensemble de rectangles, θ_i l'angle d'obstruction au-dessus de l'horizon pour chaque rectangle, et $\Delta\phi_i$ l'azimut

Il est à noter que lorsque la pente de la surface d'échantillonnage change le long d'un escarpement, il existe un effet sur l'écrantage géométrique et la longueur d'atténuation. N'ayant pas échantillonné sur des surfaces pentues, c'est un paramètre que nous n'avons pas eu besoin de prendre en compte lors du calcul de la production.

En fonction de la latitude et de l'altitude

Les taux de production de cosmonucléides étant fonction du champ magnétique terrestre et de l'épaisseur d'atmosphère traversée, ils changent avec la latitude et l'altitude. Il existe trois méthodes pour déduire les taux de production (Aitken, 1985) : en fonction (i) des principes physiques, (ii) des expériences d'irradiations, et (iii) de calibrations géologiques. Les taux de productions ont donc été calibrés par calculs théoriques (Forman et al., 2000; Lal, 1988; Lal and Peters, 1967; Masarik and Reedy, 1994; Prescott and Robertson, 1997; Stokes, 1999) et par une approche expérimentale (calibration géologique) (Brown et al., 1991; Srivastava et al., 2008; Wintle and Huntley, 1979; Yeats and Hussain, 1987). A partir de ces calibrations, Lal (1991) a modélisé les variations altitudinales et latitudinales des taux de productions. Elles s'expriment sous la forme d'un polynôme du troisième degré :

$$P(L, y) = a(L) + b(L)y + c(L)y^2 + d(L)y^3 \quad \text{Equation 3 - 3}$$

Où L est la latitude géomagnétique, y est l'altitude en kilomètres et a, b, c, d sont des coefficients qui dépendent de L (Lal, 1991).

1.4.1.4. Evolution des concentrations en fonction du temps

Du fait de la nature radioactive du ^{10}Be , il existe une décroissance radioactive qui doit être considéré lors de l'interprétation des données en temps d'exposition. Par ailleurs, il existe des phénomènes de dénudation qui influencent la concentration en cosmonucléides, entraînant une variation de la profondeur d'un échantillon en fonction du temps. En considérant que, de même que l'érosion, la production de cosmonucléides est constante dans le temps, et en différenciant les contributions relatives à la production totale des neutrons et des muons respectivement P_n et P_μ tels que $P_n + P_\mu = 1$, l'équation générale de la production devient :

$$C(x, t) = C(x, 0) \cdot e^{-\lambda t} + \frac{P_0 \cdot P_n}{\frac{\varepsilon \rho}{\Delta n} + \lambda} \cdot e^{-\frac{\rho x}{\Delta n}} \cdot (1 - e^{-(\lambda + \frac{\varepsilon \rho}{\Delta n})t}) + \frac{P_0 \cdot P_\mu}{\frac{\varepsilon \rho}{\Delta \mu} + \lambda} \cdot e^{-\frac{\rho x}{\Delta \mu}} \cdot (1 - e^{-(\lambda + \frac{\varepsilon \rho}{\Delta \mu})t})$$

Equation 3 - 4

Avec t le temps, x la profondeur, C(x,0) la concentration initiale de l'échantillon (avant son dépôt), λ ($\lambda = \ln 2/T$) la constante de décroissance radioactive du nucléide étudié, P_0 le taux de production de surface, ε l'érosion et Δ la longueur d'atténuation des neutrons et muons.

L'accumulation de cosmonucléides dans les roches permet d'atteindre une concentration stationnaire correspondant à la compensation de la production par les pertes radioactives et par érosion (Lal, 1991).

Cet état est atteint lorsque $t \gg \frac{1}{\frac{\varepsilon \rho}{\Delta} + \lambda}$. Plus les processus de dénudation sont importants, plus l'état est atteint rapidement.

Si on suppose que l'héritage géologique est nul ($C_0=0$), alors les seules inconnues sont l'érosion et le temps d'exposition. Dans l'hypothèse d'une érosion nulle, le temps d'exposition calculé est alors minimal. Au contraire, si on suppose que l'état stationnaire est atteint et le temps d'exposition infini, on peut calculer le taux d'érosion maximal.

1.4.1.5. Héritage géologique

Avant leur dépôt dans les formations alluviales étudiées, les futurs échantillons collectés pour les datations ont potentiellement été irradiés par le rayonnement cosmique (à leur source à l'affleurement ou lors de leur transport). Au cours de cette période, les roches acquièrent un « héritage » en cosmonucléides. Cet héritage est inconnu et difficile à estimer. Or, il peut être significatif dans la concentration totale en cosmonucléides qui sera mesurée dans les échantillons. Si lors de l'interprétation des résultats, on suppose que l'héritage est nul, l'âge interprété sera donc un âge maximal. De plus, un échantillon, après avoir été déposé peut avoir été enfoui puis à nouveau exposé (Duller, 2004). Il faut donc développer une stratégie d'échantillonnage pour permettre de pallier cette inconnue et réduire ainsi les interférences liées à des expositions complexes. Par exemple, à partir de la lithologie des roches constituant la terrasse, on peut estimer leur origine et ainsi estimer le temps de transport. Au contraire, un échantillonnage de plusieurs éléments d'origines diverses (amalgame) pour un même échantillon permettra de pondérer l'effet des différentes lithologies (Anderson et al., 1996).

La valeur de l'héritage géologique peut enfin être contrainte par un échantillonnage en profondeur (Brown et al., 1998). En échantillonnant suffisamment profondément (au-delà de 8 m de profondeur sous la surface), on peut considérer que la production de cosmonucléides tend vers 0 et que la concentration mesurée correspond à l'héritage acquis par les échantillons au cours de leur histoire. On effectue ensuite l'hypothèse que cet héritage est le même pour tous les échantillons du profil, illustrant ici l'intérêt d'un échantillonnage au sein d'une même lithologie. Cette méthode repose de plus sur l'hypothèse que les 8 m d'alluvions se soient déposés au cours d'un même épisode.

Une autre manière de mesurer la quantité de cosmonucléides accumulée en héritage, consiste à mesurer cette concentration dans les chenaux actifs des rivières incisant les structures étudiées. La valeur de cette mesure correspondant alors au « blanc géologique » et permet l'estimation du temps d'exposition dans la région source durant le transport. Ceci nécessite que les dynamiques alluviales soient restées les mêmes depuis l'abandon des terrasses étudiées

1.4.1.6. Analyse des concentrations

Les mesures des concentrations en cosmonucléides ont été effectuées à Aix en Provence, au laboratoire national des nucléides cosmogéniques, grâce au spectromètre de masse par accélérateur (ASTERisque). Pour son fonctionnement, voir Arnold et al, (2010).

L'analyse des résultats obtenus lors de la mesure des concentrations en cosmonucléides peut s'avérer complexe car au minimum deux inconnues doivent être modélisées pour résoudre l'équation régissant l'évolution temporelle des TCN (équation 3 -4). De plus, les échantillons prélevés en profondeur ne suivent pas toujours de manière systématique le profil théorique de concentration attendu.

Dans le cadre de notre travail, nous avons choisi d'utiliser un outil statistique développé par Hidy et al (2010) permettant d'identifier les meilleurs couples temps/érosions modélisant les profils de concentration en profondeur (disponible sur <http://geochronology.earthsciences.dal.ca/old-downloads-models.html>). Ce logiciel repose sur une approche Monte-Carlo. Le code permet de fixer une fenêtre d'âge, de taux d'érosion et d'héritage, le logiciel calcule N profils contraint par ces paramètres (N étant un nombre choisi) (Figure 3 - 4). Si le χ^2 est fixé à 2.5, la probabilité que les paramètres soient compris dans la fenêtre donnée, est de 95%. Dans le cas de profils plus dispersés, le logiciel ne trouve pas de valeurs profils s'ajustant aux données, il faut donc augmenter la valeur du χ^2 . En contraignant l'écart entre les profils théoriques et le profil réel, donné par la valeur du χ^2 , on obtient alors les profils théoriques les plus proches possibles du profil réel. Lorsque la valeur du χ^2 augmente, l'écart accepté des données au profil théorique augmente. En choisissant un nombre de profil suffisant (100 000 dans notre cas), on obtient alors des probabilités sur les valeurs des paramètres, avec des probabilités maximales, ainsi que la valeur de chaque paramètre pour le χ^2 minimal.

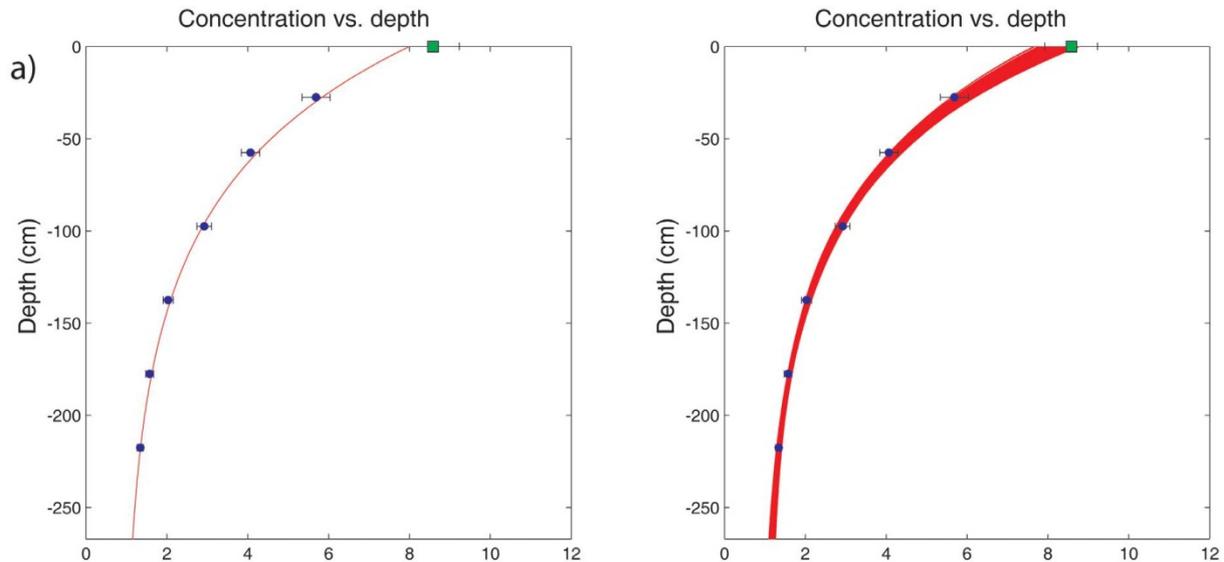


Figure 3 - 4 : Exemple de profils de concentration en TCN avec la profondeur, obtenus grâce au logiciel de Hidy et al, (2010). A droite tous les profils calculés passant par les fenêtres de critères (érosion, héritage, âge) pour un χ^2 donné. Dans ce cas, la répartition des concentrations en TCN avec la profondeur permet de contraindre le χ^2 à 2.5. Dans le cas d'une répartition plus dispersée, le calcul des paramètres nécessiterait une augmentation du χ^2 (écart des données au profil théorique). A gauche, est représenté le profil calculé pour le χ^2 minimal.

Bien sûr, les fenêtres de paramètres ne peuvent être choisies au hasard et par exemple, le choix du taux d'érosion repose avant tout sur une étude de terrain. Mais cet outil a le mérite de contraindre les différents paramètres intervenant dans la détermination de l'âge d'un objet.

1.4.2. Datation par luminescence stimulée optiquement (Optically Stimulated Luminescence OSL)

Les techniques de datation par la luminescence permettent de dater des objets géologiques sur une large échelle de temps allant de quelques centaines d'années au million d'années (Fattahi and Stokes, 2000). Depuis plus de 20 ans, les techniques de thermoluminescence et luminescence stimulée optiquement sont souvent utilisées pour des études de tectonique active (e.g. Fattahi, 2009; Le Dortz et al., 2009; Rizza et al., 2011).

1.4.2.1. Principe de la luminescence stimulée optiquement (OSL)

La datation par luminescence permet de déterminer le temps écoulé depuis la dernière exposition à la lumière des minéraux constitutifs des roches sédimentaires (Quartz et Feldspath) (Aitken, 1985; Forman et al., 2000; Huntley et al., 1985; Prescott and Robertson, 1997; Wintle and Huntley, 1979).

La décroissance radioactive des éléments tels que l'Uranium (U), le Thorium (Th), le Potassium (K) et le Rubidium (Rb), présents naturellement dans la croûte terrestre, conduit à une radiation ionisante qui affecte entre autres les minéraux détritiques tels que le Quartz et le Feldspath et conduit à une accumulation d'énergie en piégeant dans leur structure cristalline les électrons libérés. D'autres électrons peuvent provenir du rayonnement cosmique (Aitken, 1998). La luminescence des minéraux est due à la libération de cette énergie et a un retour à un état stable des électrons (Figure 3 - 5). Lorsqu'un des minéraux est soumis à une excitation lumineuse, il émet une lumière ou luminescence. De même, soumis à une augmentation de température, le minéral peut aussi émettre de la luminescence. Dans le premier cas, la méthode d'analyse est la luminescence stimulée optiquement dans le deuxième c'est thermoluminescence (TL). Dans le cadre de notre travail, nous avons utilisé l'OSL. Le nombre d'électrons piégés est fonction du temps depuis lequel les minéraux n'ont pas été exposés à la lumière, ainsi que de l'intensité de l'exposition. En cela, il constitue un géochronomètre permettant de dater le début du piégeage des électrons. Confinés dans des pièges cristallins, les électrons sont fixés sur des sites défaut et peuvent rester stables plusieurs millions d'années. Leur libération nécessite un apport d'énergie extérieur : lumière ou chaleur. Les électrons sont alors libérés et se recombinaient à des défauts cristallins appelés « centres luminescents », correspondant à des emplacements libres. Durant leur retour à leur état fondamental, les électrons libèrent de l'énergie sous forme de photons (Stokes, 1999).

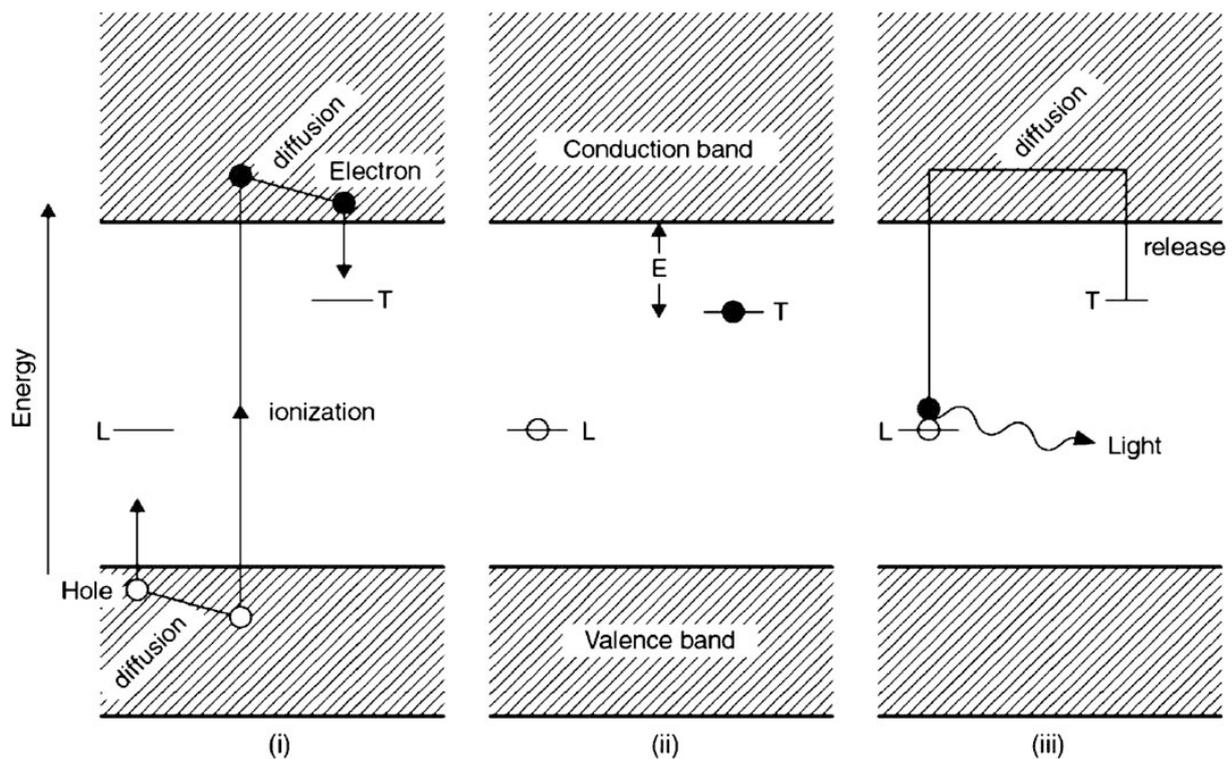


Figure 3 - 5 : Diagramme de niveau d'énergie expliquant le principe de l'OSL (d'après Aitken, 1985 ; 1998 et Fattahi 2009). (a) Après avoir été exposé aux radiations, les atomes sont ionisés et un électron est éjecté de la bande de valence vers la bande de conduction, créant un trou dans la bande de valence. (b) Les électrons et les trous sont ensuite piégés dans des défauts T et L. Le temps de stockage varie de la seconde aux millions d'années. (c) Après stimulation optique, les électrons sont expulsés des pièges. Certains atteignent des « centres luminescents » et vont produire de la lumière (photon de longueur d'onde spécifique).

Suite à son enfouissement, un sédiment contenant les minéraux détritiques luminescents n'est alors plus soumis au rayonnement solaire, donc à la lumière. L'accumulation d'énergie commence en réponse à la radiation ionisante des isotopes radioactifs présents autour et du rayonnement cosmique. Le « blanchiment » des minéraux, c'est-à-dire l'expulsion des électrons piégés peut résulter du remaniement du sédiment qui sera alors à nouveau soumis au rayonnement solaire, ou en laboratoire, lors de la datation. Dans ce cas, l'éclairage a lieu avec une lumière de longueur d'onde précise et appropriée (lumière bleue). A chaque exposition à la lumière, le chronomètre de l'échantillon est remis à zéro (Aitken, 1985). Il peut cependant arriver que les sédiments subissent un blanchiment incomplet, c'est-à-dire que leur chronomètre ne soit pas totalement réinitialisé lors du transport avant dépôt. Ceci peut se produire dans le cas de transport par tempêtes de nuit, ou lors de transports fluviaux turbulents de haute énergie au cours duquel la charge transportée est si importante que tous les éléments ne sont pas exposés à la lumière. Dans ce cas, si les éléments possèdent un signal OSL acquis précédemment, il s'ajoutera au signal acquis ultérieurement (Srivastava et al., 2009; Srivastava et al., 2006; Srivastava et al., 2008). Bien que la stratégie d'échantillonnage vise à éviter un prélèvement dans des sédiments dont le blanchiment avant dépôt ne serait que partiel, il est difficile d'affirmer avec certitude que l'échantillon a bien été blanchi. Au moment de la mesure de l'OSL, il est difficile de s'affranchir de cette incertitude (Duller, 2004). Pour répondre à cette difficulté, une méthode consiste à utiliser le protocole régénératif d'aliquote unique (SAR) proposé par Murray et Wintle (2000).

1.4.2.2. Détermination d'un âge à partir de l'OSL

En laboratoire, l'OSL est révélé par exposition de l'échantillon à une lumière naturelle ou infrarouge. On mesure alors la luminescence émise par les minéraux (quartz et feldspath) qui dépend de la dose d'irradiation absorbée (ces minéraux ont des propriétés dosimétriques). Pour calculer l'âge d'enfouissement, il faut connaître la dose équivalente (niveau d'irradiation responsable de la luminescence produite) ainsi que la dose d'irradiation annuelle reçue depuis l'enfouissement (Aitken, 1998). L'âge correspond à la dose intégrée (équivalente) accumulée par les grains pendant leur période d'enfouissement, divisée par la vitesse d'accumulation (Equation 3-5).

$$Age(ka) = \frac{Dose\ équivalente\ (Gy)}{Dose\ annuelle\ (\frac{Gy}{ka})} \quad \text{Equation 3 - 5}$$

Dans le système international, le Gray (Gy) correspond à l'unité de la radiation absorbée.

La dose annuelle est estimée en mesurant la radioactivité environnante, c'est-à-dire les concentrations en isotopes radioactifs à vie longue (K, U, Th et Rb) susceptibles de participer à la radiation du sédiment. Cette mesure est effectuée dans l'échantillon par ICP-MS (Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometer) ou spectrométrie gamma à bas bruit de fond (Stokes et al., 2004) ou sur le terrain aux environs de l'échantillon par spectromètre gamma de terrain (technique que nous n'avons pas utilisée dans le cadre de notre étude).

Déterminer la dose équivalente nécessite de protéger continuellement l'échantillon de la lumière. L'échantillon est donc préparé en laboratoire sous lumière rouge atténuée. Une série de traitements chimiques par dissolution ou liqueurs denses permet de séparer les grains de quartz et de feldspath, seule une granulométrie déterminée est conservée. Les fractions de quartz restantes sont finalement rincées, tamisées et fixées sur des disques en aluminium de 10 mm de diamètre en utilisant un adhésif en silicone. Plusieurs disques sont préparés pour chaque échantillon et constituent des aliquotes

1.4.2.3. Cas particulier des sédiments himalayens et procédure de mesure OSL

La datation OSL des sédiments déposés par les rivières en Himalaya pose plusieurs problèmes : la nature turbulente du transport fluvial en Himalaya, combinée à la faible luminescence des grains de quartz, limite la possibilité de réduire la taille des aliquotes. De plus, le faible nombre de photons comptés implique des contraintes sur le nombre d'aliquotes utilisables dans l'estimation de l'âge (Jaiswal et al., 2008). Par ailleurs, la contamination par les feldspaths est importante.

Certains échantillons prélevés pour les datations OSL ont été envoyés au Laboratoire de datation d'Oxford. Cependant, les mesures et résultats ne nous sont toujours pas parvenus à ce jour. Les résultats d'OSL présentés dans ce manuscrit proviennent de nos échantillons qui ont été analysés en Inde, à DehraDun au Wadia Institute of Himalayan Geology par le docteur Pradeep Srivastava. Le protocole de préparation et de mesure est le suivant :

La fraction de quartz des échantillons a été extraite par traitement chimique séquentiel. Tout d'abord débarrassé des carbonates par bains successifs dans l'acide chlorhydrique, il est ensuite lavé des matières organiques par traitement au peroxyde d'hydrogène. Les grains de quartz et feldspath sont séparés par une solution de polytungstate de sodium (liqueur dense). Seule la fraction de quartz de 90-150 µm est conservée pour ensuite subir des attaques à l'acide : acide fluorhydrique et chlorhydrique afin d'éliminer l'enveloppe des grains irradiée par le rayonnement alpha. Afin de mesurer la

contamination par le feldspath, des mesures de luminescence stimulée aux infrarouges (IRSL) ont été effectuées sur chaque échantillon. Les mesures de luminescence ont été effectuées sur un système RISO TL/OSL-12 avec une gamme de LED bleues comme source de stimulation. La fenêtre de détection contenant des filtres optiques Schott BG-39 et Hoya U-340 en face d'un tube photomultiplicateur EMI 9235 QA.

Une source beta de $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$ délivrant une dose de 5.5 Gy/min a été utilisée pour l'irradiation. Les concentrations en uranium, thorium et potassium ont été déterminées par analyse XRF. Un protocole d'aliquote simple à 5 points suggéré par Murray & Wintle (2000) a été suivi pour déterminer la paléodose. Une étape supplémentaire de nettoyage par IRSL (100 sec à 60°C) a été effectuée avant chaque mesure d'OSL afin de réduire le signal provenant du feldspath (Jain and Singhvi, 2001). L'OSL a été enregistré pendant 40 secondes à 125 °C. Trente à quarante disques ont été utilisés pour les mesures. Les résultats indiquent une large plage de paléodoses, suggérant un blanchiment non homogène. De ce fait, moins de 20% des valeurs de paléodoses ont été utilisées pour calculer l'âge final (Galbraith et al., 1999; Srivastava et al., 2009). L'estimation des paléodoses est basée sur les aliquotes avec un rapport de recyclage compris entre 1.1 et 0.9. La valeur minimale (least) obtenue correspond aux 20% les plus bas des paléodoses (Figure 3 - 6). Il s'agit de la valeur retenue lors de la datation, car ces valeurs correspondent aux aliquotes où le blanchiment du sédiment avant dépôt est maximal, donc la mesure la plus fiable.

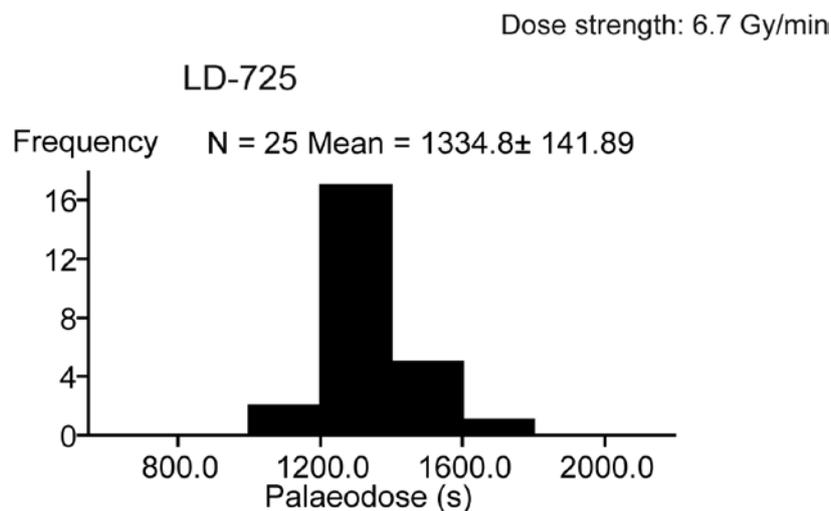


Figure 3 - 6 : Diagramme de distribution de la dose équivalente (paléodose) SAR. La distribution de dose équivalente est présentée comme fonction de la fréquence. N correspond au nombre d'aliquotes utilisés, et la moyenne arithmétique (mean) est donnée. On utilise la valeur minimale (least) (< 20 %) pour le calcul de l'âge.

1.4.3. Datation par ^{14}C

1.4.3.1. Principes

Le carbone possède un isotope radioactif : le ^{14}C , dont la demie vie est relativement courte : 5730 ± 40 ans. De ce fait, le ^{14}C est un bon outil pour dater les événements ne remontant pas au-delà de 50 000 ans. Dans un organisme vivant, la proportion du ^{14}C est de l'ordre de $10^{-12} \text{ }^{14}\text{C}/\text{C}_{\text{total}}$.

Le ^{14}C est produit dans l'atmosphère où le flux de neutrons libres (n) résultant du rayonnement cosmique entre en collision avec les molécules de l'air et réagissent avec l'azote pour former le ^{14}C et libérer un proton p .



Cette réaction a lieu en permanence, du fait de la concentration de l'azote dans l'atmosphère (78,11%), et se déroule principalement entre 15 000 mètres et 18 000 mètres d'altitude. Le ^{14}C ainsi produit, se combine sous la forme de dioxyde de carbone (CO_2) par réaction avec l'oxygène.

L'absorption du carbone par les organismes vivants a lieu avec un très faible fractionnement isotopique, assimilable au rapport existant dans l'atmosphère ou l'hydrosphère au moment de la vie de l'organisme. Il est absorbé lors de la photosynthèse par les végétaux et le plancton, dans les océans. Les végétaux sont consommés par les herbivores et eux même chassés par les prédateurs. De ce fait, tout être vivant possède la proportion de ^{14}C équivalente à celle de l'atmosphère au cours sa vie. A la mort de l'organisme, il n'y a plus d'échanges avec le milieu, le ^{14}C commence alors sa décroissance radioactive.

Pour dater les organismes, on détermine le temps écoulé depuis leur mort en mesurant leur activité radiogénique (comme le firent Arnold and Libby (1951) lors des premières mesures). Pour ce faire, on utilise la spectrométrie de masse (AMS) qui mesure les rapports isotopiques (un rapport de l'ordre de 10^{-15} correspond à une valeur d'une cinquantaine d'année (Finkel and Suter, 1993)). Lors du calcul des âges, la demi-vie utilisée est de 5568 ± 30 ans calculée en 1950. Cette demi-vie est fautive, l'erreur est rectifiée lors de la calibration des âges. Par convention, les âges sont exprimés en année « before present » (BP).

Du fait de la variation du champ magnétique terrestre et solaire, il existe des variations de la production du taux de production du radiocarbone naturel. Le rapport $^{14}\text{C}/^{13}\text{C}$ n'est donc pas constant dans le temps, et il est nécessaire d'établir des courbes d'étalonnage en confrontant les datations au radiocarbone à d'autres méthodes de datations telles que la dendrochronologie (Stuiver et al., 1998) qui permet d'atteindre une précision à ± 20 ans, les coraux jusqu'à 26 000 ans avec une précision de ± 300 ans (Reimer et al., 2004; Stuiver et al., 1998). Actuellement les courbes de calibration atteignent plus de 50 000 ans (Reimer et al., 2009) et sont spécifiques pour chaque hémisphère (McCormac et al., 2004) (Figure 3 - 7). Les âges donnés par les laboratoires de datations sont non calibrés et exprimés en années « before present » (BP).

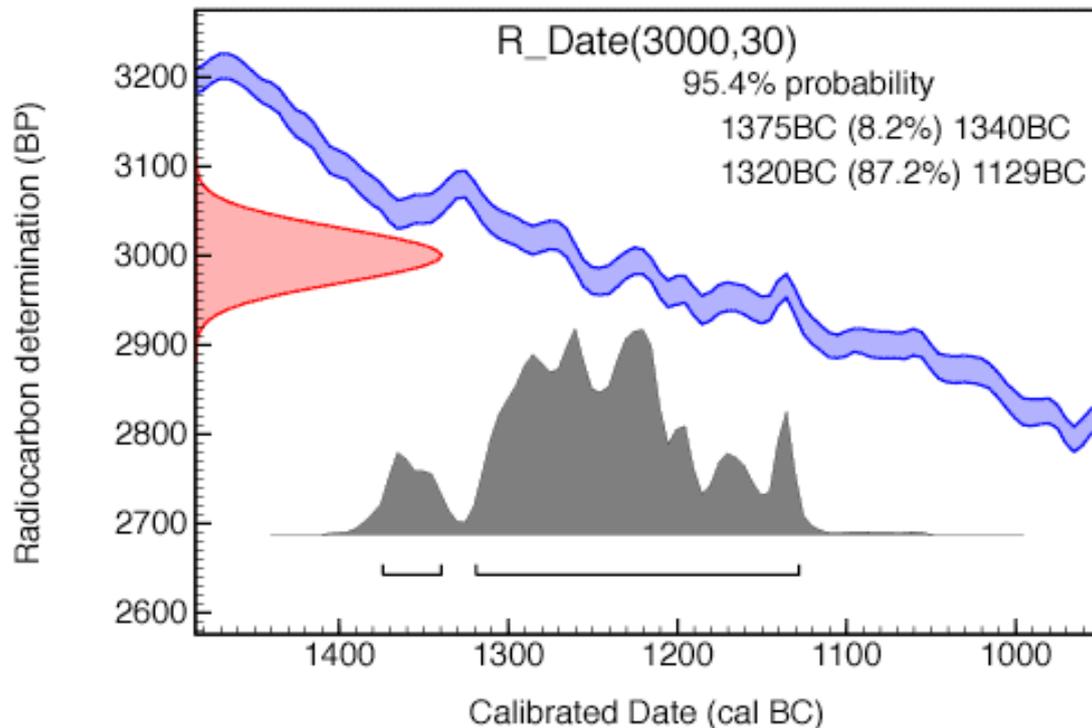


Figure 3 - 7 : exemple de calibration d'un âge obtenu par datation au ^{14}C à partir du logiciel libre OXCAL (Ramsey, 1995). L'âge donné par le laboratoire est de 3000 ± 30 BP (ans). En ordonnée, la concentration en années "before present" et en abscisse les années calendaires. La paire de courbes bleues montre les mesures de radiocarbone sur les anneaux annuels de croissance d'un arbre (plus ou moins l'écart type) et la courbe rouge sur la gauche montre les concentrations en radiocarbone dans l'échantillon. L'histogramme gris montre les âges possibles pour l'échantillon (plus l'histogramme est haut, plus la probabilité d'âge est forte).

Quelques complications dans les datations sont à prendre en compte :

- La datation de l'échantillon doit uniquement concerner l'échantillon et surtout pas le milieu environnant qui fausserait la datation. Il faut être capable d'identifier d'éventuelles contaminations
- L'effet réservoir. Il se produit, par exemple, quand une partie du carbone atteint l'échantillon par le biais de l'océan. En effet l'océan a une composition différente de celle de l'atmosphère. Ceci peut conduire à des erreurs lors des datations qui peuvent être palliées en mesurant la concentration en différents isotopes car la concentration en isotopes de l'océan est aussi différente. Il existe une autre calibration pour les échantillons marins (Shishikura et al., 2007).

1.4.3.2. Application à la datation de sédiments

Pour dater les niveaux sédimentaires, on part de l'hypothèse que la mort de l'organisme daté est contemporaine du dépôt sédimentaire. Il peut s'agir de débris végétaux transportés lors du dépôt, de racines de végétaux poussant sur le sédiment qui seront recouvertes lors de l'épisode suivant de dépôt, de coquilles de gastéropodes (en prenant garde qu'ils ne soient pas lacustres car chaque bassin hydrographique possède une dynamique du carbone qui lui est propre avec des possibilités

d'enrichissement en carbone ancien issu des phénomènes pédogénétiques) ou simplement de matière organique en suspension transportée et déposée en même temps que le sédiment.

1.4.4. Utilisation simultanée de plusieurs méthodes

Les trois méthodes de datation présentées ci-dessus permettent parfois de dater un objet identique à partir d'échantillons différents. Chaque méthode présente une précision différente, mais aussi une plage d'application différente. Ainsi, le radiocarbone sera très précis et performant pour dater des événements récents, voire très récents (quelques centaines d'années) que les cosmonucléides ou les OSL ne permettraient pas d'identifier. Cependant, pour dater au radiocarbone, il faut trouver de la matière organique, et être certain qu'elle soit bien contemporaine du dépôt sédimentaire. Nous verrons par la suite que nous avons daté un morceau d'os enfoui dans une terrasse, mais que celui-ci, vieux de quelques centaines d'années ne reflétait pas l'âge réel de la terrasse et résultait probablement d'un apport ultérieur (enterré par un animal ?). Pourtant, lorsque les 3 méthodes de datation peuvent être appliquées simultanément sur un même objet, elles permettent d'éprouver la fiabilité de chacune. Lorsque les erreurs se recourent, elles sont autant de preuves de leur pertinence (voir chapitres suivants).

Toutes les méthodes de datation et de mesure de la déformation des objets présentées ci-dessus ont été utilisées au cours de cette étude, et ont servi à la présentation des résultats présentés dans la suite de ce chapitre.

2. ANALYSE MORPHOTECTONIQUE DE LA DEFORMATION ACTIVE DANS LA VERGENCE EST DE LA SYNTAXE NORD-OUEST HIMALAYENNE

Dans la suite de ce travail, nous allons présenter les résultats de deux missions de terrain au cours desquelles nous avons étudié les failles et formations tectoniques traversées par la rivière Chenab. Cette rivière coule à la terminaison ouest de la chaîne himalayenne, et notamment sur la zone de rupture présumée du séisme de 1555 (voir chapitre 1, contexte sismotectonique 2.2.3), qui correspond au versant sud de la chaîne du Pir Panjal, au sud du bassin du Cachemire. La Chenab et ses affluents l'Ans et l'Anji croisent 3 failles majeures : le MBT au niveau de Kot Ranka et Budil, le MWT au niveau de Riasi et le MFT entre Riasi et Akhnoor.

2.1. Contexte géologique :

Nous allons ici présenter les différents ensembles géologiques et tectoniques rencontrés dans la partie externe de l'Himalaya correspondant à la chaîne du Pir Panjal, au niveau du bassin versant de la Chenab.

Les sédiments d'avant pays appelés **Siwaliks** sont divisés en 3 sous-unités : inférieurs, moyens et supérieurs, caractérisés par des faciès de plus en plus proximaux et grossiers (DeCelles et al., 1998; Nakayama and Ulak, 1999). Ainsi les Siwaliks inférieurs sont composés de grès et argiles, les Siwaliks moyens de grès plus ou moins grossiers et enfin les Siwaliks supérieurs sont caractérisés par la présence de graviers ou galets, parfois enchâssés dans des bancs de grès. Les Siwaliks sont plissés par un seul anticlinal au niveau du passage de la rivière Chenab, et latéralement au nord-ouest et au sud-est par plusieurs plis successifs (Figure 3 -8).

Les Siwalik sont affectés par deux failles majeures : le MFT (Main Frontal Thrust) au front et Le Riasi Thrust (RT) plus au nord, qui est une portion du MWT.

L'expression morphologique du Main Frontal Thrust (MFT) se traduit par un relief assez mou dans les Siwalik, formant des collines atteignant ~1000m d'altitude.

Le Riasi Thrust (RT) est une faille dont le nom a évolué au cours de l'histoire de la cartographie géologique locale : initialement désigné comme le MBF (Main Boundary Fault) par Medlicott (1864) puis par Pilgrim & West (1928) et Auden (1934), Wadia (1928, 1931) le présente comme le Boundary Fault. Ce n'est que plus tard qu'il acquiert son nom de Riasi Thrust (Karunakaran and Ranga Rao, 1979; Raiverman et al., 1994b), lié à la ville locale : Riasi. Le RT sera plus tard cartographié comme une grande structure tectonique s'étendant depuis la faille de Balakot vers le sud-est sur plusieurs centaines de km (Thakur et al., 2010). Le nom local de Riasi Thrust sera alors abandonné au profit du Medlicott Wadia Thrust en rapport aux premiers cartographes l'ayant identifié. Dans la suite de cette étude, du fait que nous étudierons le MWT dans la région de Riasi, nous utiliserons la dénomination Riasi Thrust.

A Riasi, le MWT entraîne le chevauchement des **calcaires protérozoïques à stromatolithes** (Jammu limestones d'après Wadia, 1931) sur les Siwaliks. On retrouve ces calcaires sur une quarantaine de km de large, et localement dispersés le long du MWT et de la faille de Balakot (Thakur et al., 2010). Lorsque le MWT n'exhume pas les calcaires, il entraîne le chevauchement des Siwaliks par des formations détritiques tertiaires, les **Murrees**, et des formations marines, les **Subathu**.

Au nord, ces formations sont délimitées par un chevauchement majeur, qui les met au contact du bas Himalaya (ou moyen pays) « Lesser Himalaya ». Il s'agit du **Main Boundary Thrust** (MBT). Initialement cartographié par Auden (1934) en tant que Krol Thrust, ou Murree Thrust latéralement, il est désigné comme MBT par Karunakaran et Rao (1979), Raiverman et al. (1994b) et Powers et al (1998).

A quelques kilomètres au nord, le Main Central Thrust (MCT) fait chevaucher le haut Himalaya ou « High Himalaya » sur le moyen pays. Le haut Himalaya est constitué de nappes cristallines et de traps (roches volcaniques).

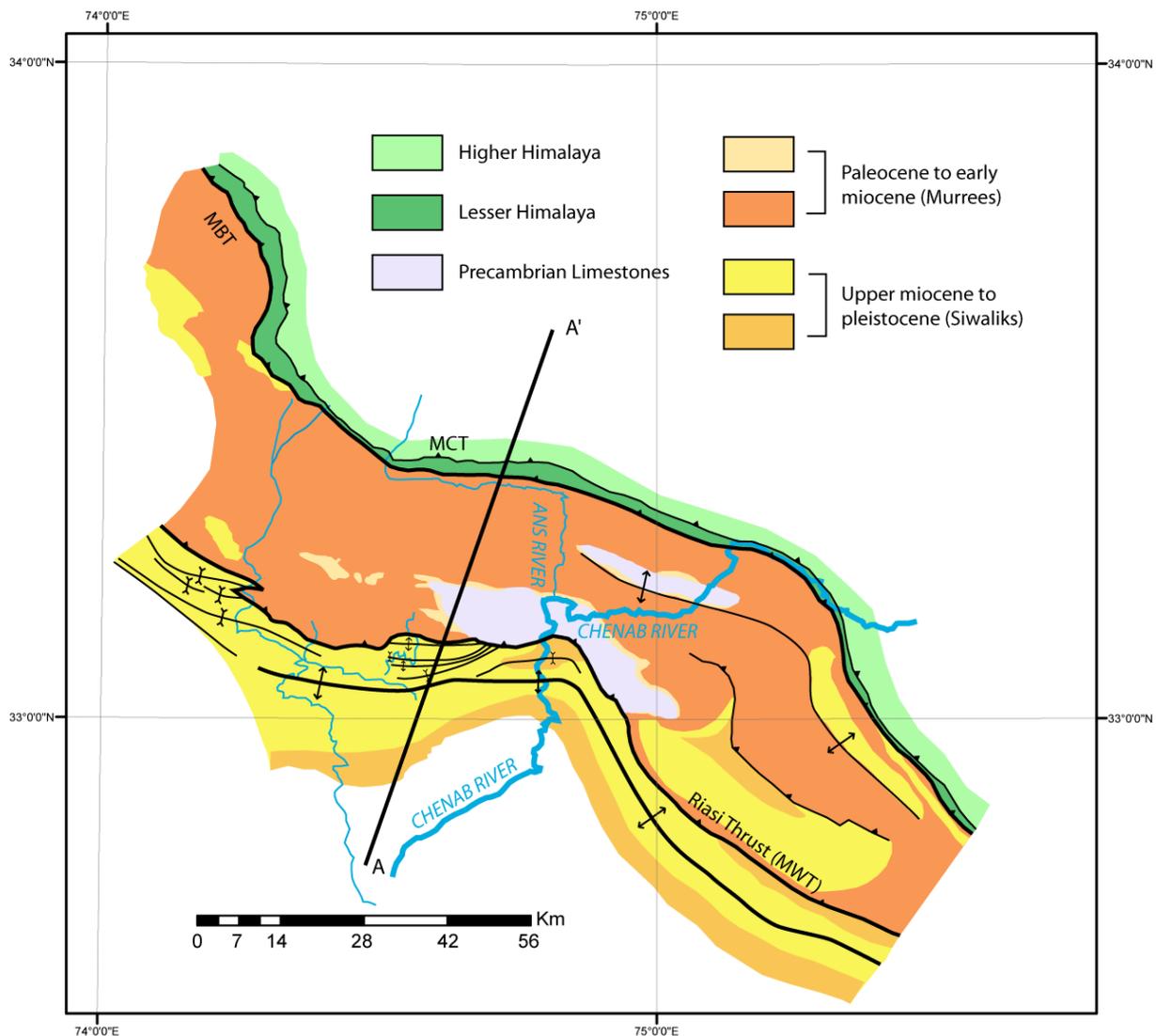


Figure 3 -8 : carte tectonique du versant sud de la chaîne himalayenne, au sud du bassin du Cachemire, au niveau du bassin versant de la Chenab et de son affluent la Ans River. MBT : Main Boundary Thrust ; MCT : Main Central Thrust ; MWT : Medlicott Wadia Thrust ; MFT : Main Frontal Thrust. La position de la coupe de la figure suivante est reportée par le trait noir AA'.

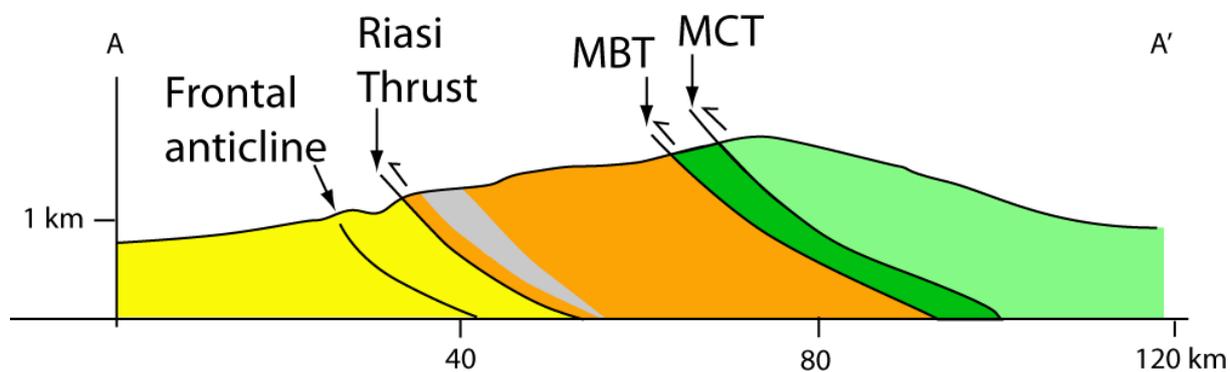


Figure 3 - 9 : coupe géologique schématisée illustrant la position du MWT (ici Riasi Thrust) par rapport au MBT. Modifié d'après Thakur et al, (2010)

Nous présentons les résultats de notre étude morphotectonique successivement en commençant par la structure la plus interne avec le MBT, pour ensuite se focaliser sur le Riassi Thrust et enfin la structure frontale à l'aplomb du MFT.

2.2. Zone amont de la coupe : le MBT

Nous nous sommes concentrés sur le croisement entre l'Ans River, l'affluent de la Chenab et le Main Boundary Thrust. A cet endroit, le MCT est très proche du MBT. Le MCT ne donne pas lieu à une signature morphologique dans le paysage. Il entraîne le chevauchement des traps sur le Lesser Himalaya caractérisé par des quartzites et des schistes. Le MBT met en contact ces quartzites enchâssées dans des schistes avec les Murrees chevauchés. Cette faille s'exprime très bien à l'affleurement (Figure 3 - 10), et les mesures d'orientation structurale indiquent une direction N 080, 75 N.



Figure 3 - 10 : photographie de l'affleurement du MBT au niveau de la zone de Kot Ranka. La faille entraîne le chevauchement de quartzites (à droite en blanc) sur les Murrees à gauche, couleur lie de vin.

Le suivi de la faille le long des pentes dans la vallée a montré qu'elle présente un faible « V » de vallée, confirmant le fort pendage mesuré.

La zone d'étude présente une zone de terrasses étagées, de grande ampleur, et déposées sur le passage de la faille. En parallèle, quelques affluents de l'Ans River ont déposé de hauts cônes alluviaux, eux aussi déposés à l'aplomb de l'émergence de la faille. Les marqueurs morphologiques que constituent

les terrasses et les cônes permettent donc de quantifier la déformation associée au mouvement le long de la faille.

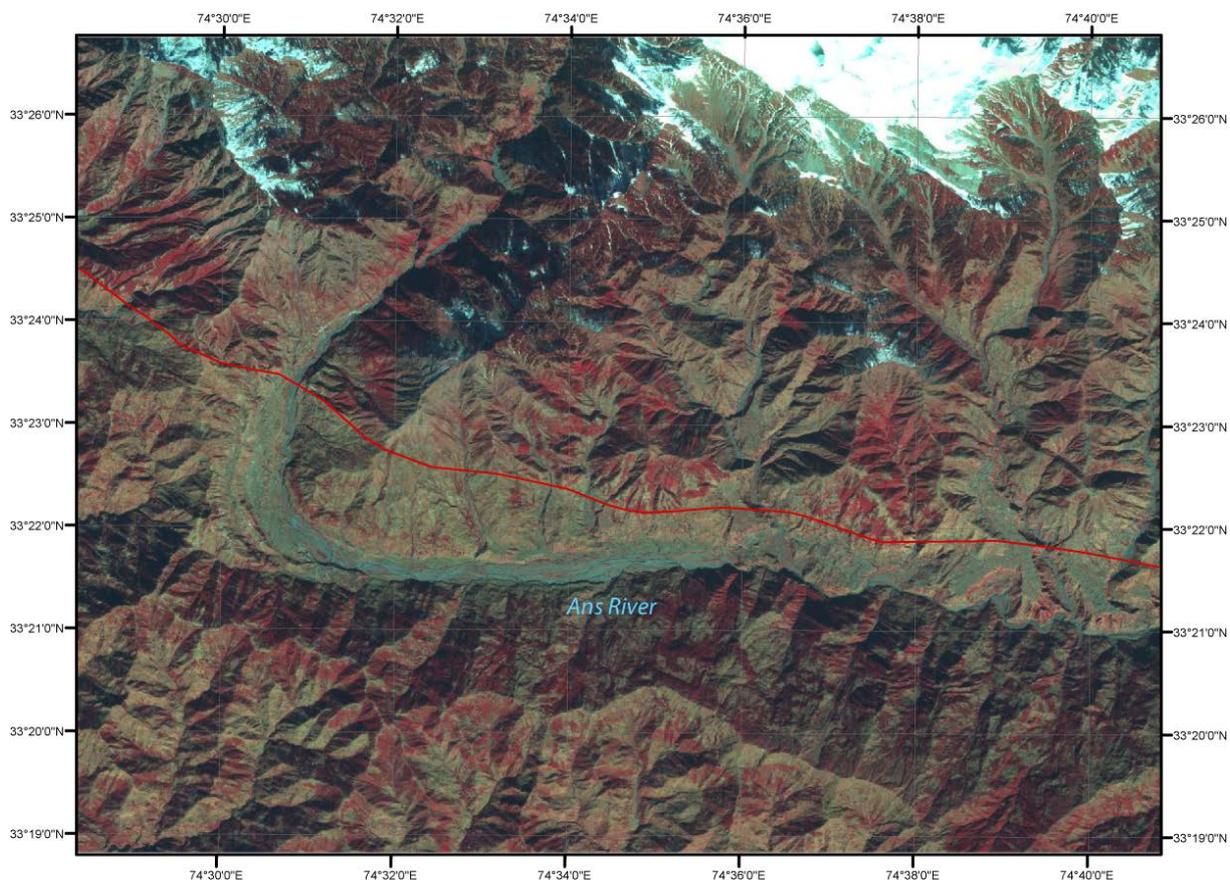


Figure 3 - 11 : image satellite de la zone de croisement entre l'Ans River et le Main Boundary Thrust (MBT) (en rouge). Sur cette image apparaissent les terrasses et les cônes(en gris bleu du fait des cultures) déposés à cheval sur le MBT. La faille est nettement visible sur l'image satellite.

A partir de l'observation d'images satellite (Figure 3 - 11) et de terrain, nous avons établi une cartographie détaillée des terrasses (Figure 3 - 12) situées à l'aplomb de la faille de manière à identifier les différentes générations de terrasses, en déduire les processus de formation, et pouvoir effectuer des datations pertinentes.

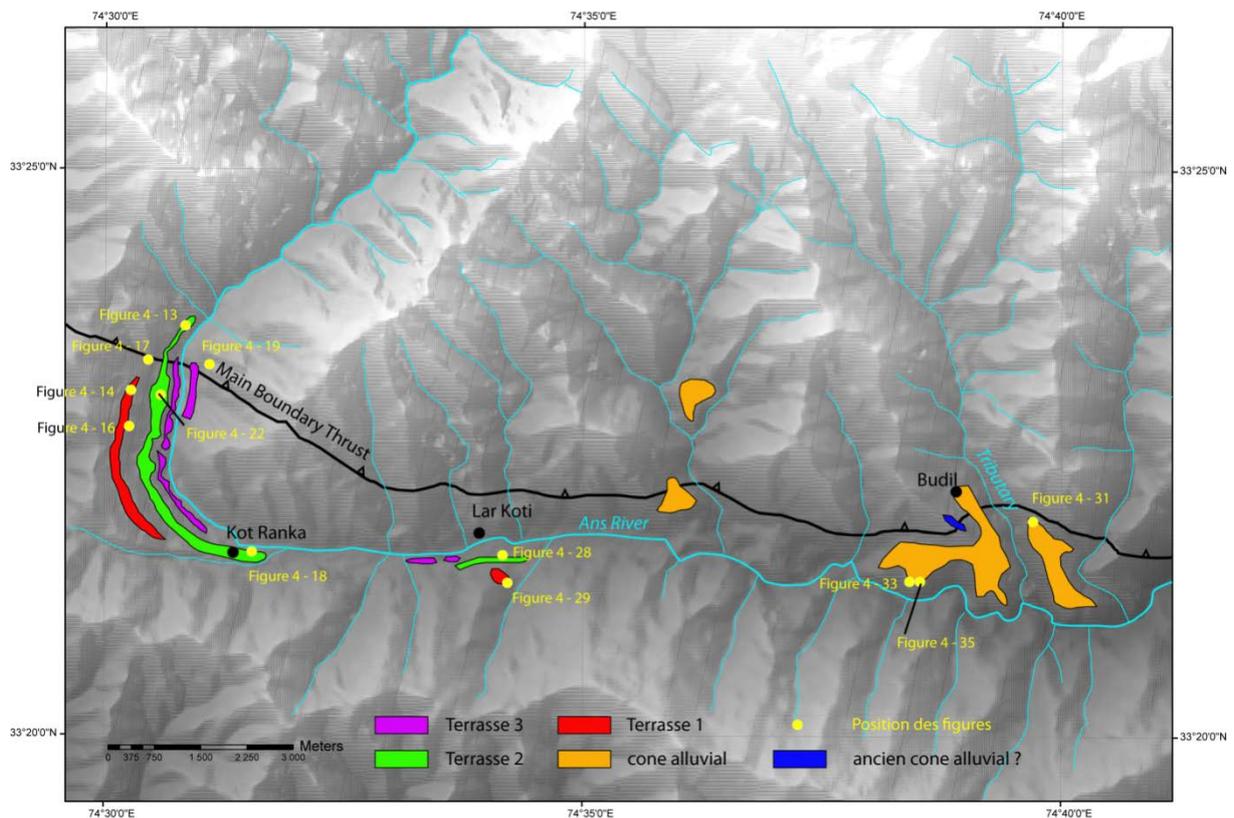


Figure 3 - 12 : cartographie des terrasses et cônes alluviaux déposés dans la zone de croisement entre l'Ans River et le Main Boundary Thrust (MBT), sur fond de modèle numérique de terrain. La numérotation des terrasses est croissante en partant de la terrasse la plus ancienne.

Nous avons donc séparé cet espace géographique en trois zones : (1) La zone de Kot Ranka, où trois terrasses sont emboîtées et déposées à cheval sur le MBT ; (2) la zone de Lar Koti, en aval de Kot Ranka où, à nouveau, trois terrasses sont déposées, mais cette fois ci loin du MBT ; (3) et enfin la zone de Budil, où un cône alluvial a été déposés par-dessus la faille. Nous allons donc présenter chacune de ces zones de manière séparée, et ferons à la fin de ce paragraphe un lien génétique entre toutes ces terrasses.

2.2.1. La zone amont de Kot Ranka

Dans cette zone, nous avons identifié trois générations principales de terrasses successives (Figure 3 - 13). Numérotées par ordre chronologique, elles sont présentées séparément.

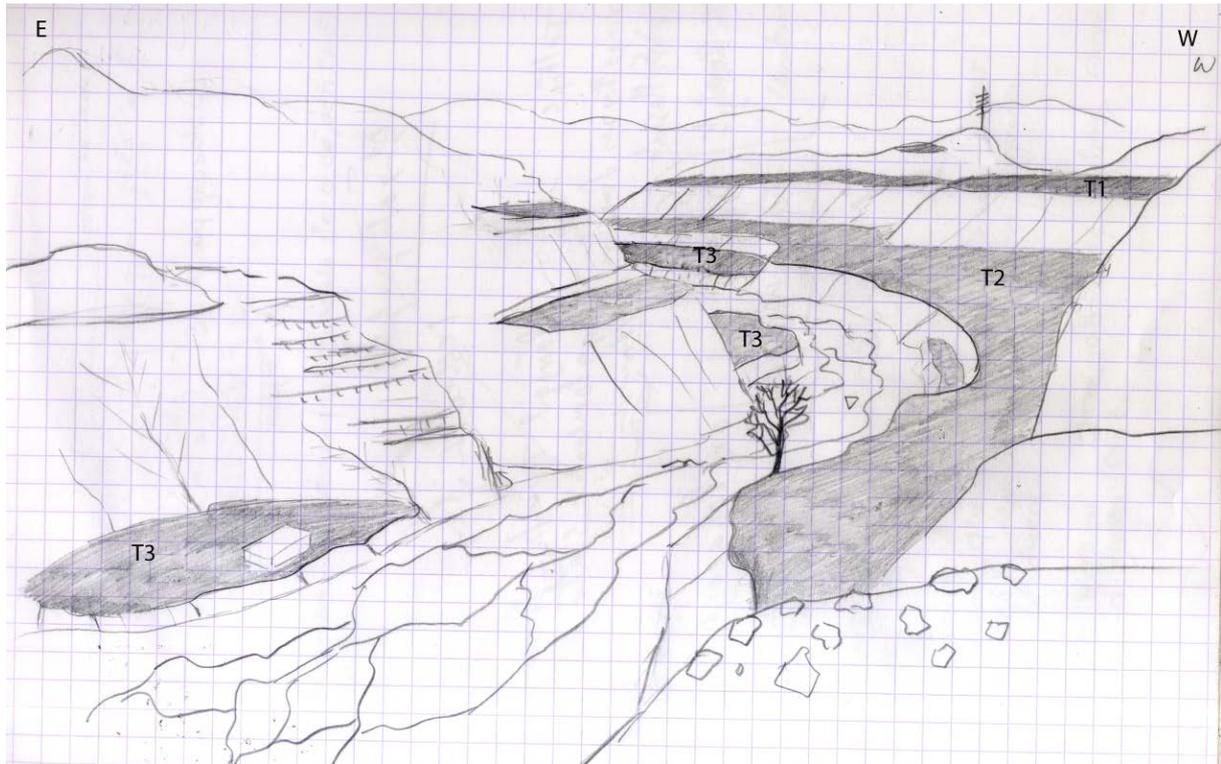


Figure 3 - 13 : Dessin des terrasses de Kot Ranka, vue depuis le nord.

2.2.1.1. Terrasse 1

Présentation de la terrasse

La première terrasse la plus haute, appelée terrasse 1 (T1) est située à une altitude comprise entre 1870 et 1770 m, soit 150 m au dessus de la rivière dans la partie amont. Sa pente est plus forte que celle de la rivière (voir Figure 3 - 36). Son altitude moyenne au dessus de la terrasse 2 (T2) est 90m. Située en rive droite de la rivière, elle est caractérisée par une forme allongée, parallèle au coude de la rivière en cet endroit. Elle est longue de 2.7 km et large de 200 m au maximum. Bien que très allongée, cette terrasse ne recouvre pas le MBT (Figure 3 - 12). Elle ne permet donc pas de contraindre l'activité de cette faille.

Sur sa partie supérieure, la terrasse est caractérisée par un dépôt de matériel fin argilo-sableux. Ce dépôt atteint jusqu'à ~4 m d'épaisseur (Figure 3 - 14), et est caractérisé par des dépôts fins de quartz, argile, feldspaths et micas : il pourrait s'agir de dépôts de plaines d'inondation ou de dépôts lacustres. Localement, les sables fins qui constituent le dépôt présentent une stratification oblique vers l'aval au-dessus d'un niveau horizontal au-dessous duquel les sédiments sont très argileux (Figure 3 - 15).

L'origine de ce dépôt fin ne correspond probablement pas à un dépôt lacustre car la terrasse présente une pente importante de sa surface vers l'aval (supérieure à celle de la rivière, voir Figure 3 - 36). En effet, dans l'éventualité d'un dépôt lacustre, la surface de la terrasse serait horizontale, et de plus il faudrait un barrage pour permettre la formation d'un lac. Or, nous n'avons pas observé de glissements de terrain ou autres cônes alluviaux susceptibles de former des barrages naturels. Il s'agit donc plus probablement de dépôts de plaine d'inondation, déposés à l'exutoire d'une vallée encaissée en amont (Figure 3 - 11). Cette configuration favorise ce type de dépôts.



Figure 3 - 14 : Photographie du dépôt supérieur de la terrasse 1 au moment de l'échantillonnage pour les datations OSL.



Figure 3 - 15 : Photographie des dépôts supérieurs de la terrasse 1 à Kot Ranka. L'amont est à droite, l'aval est à gauche. Observez les stratifications obliques dans la partie supérieure.

Au-dessous de ces dépôts fins, la terrasse présente un remplissage de galets et blocs non jointifs, enchâssés dans une matrice argileuse de couleur orangée. La taille des éléments peut atteindre plus d'un mètre de diamètre, la taille moyenne évolue entre quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres de diamètre (Figure 3 - 16). Les éléments sont principalement des galets de Traps, avec quelques galets de quartzite et de rares galets de Murree.

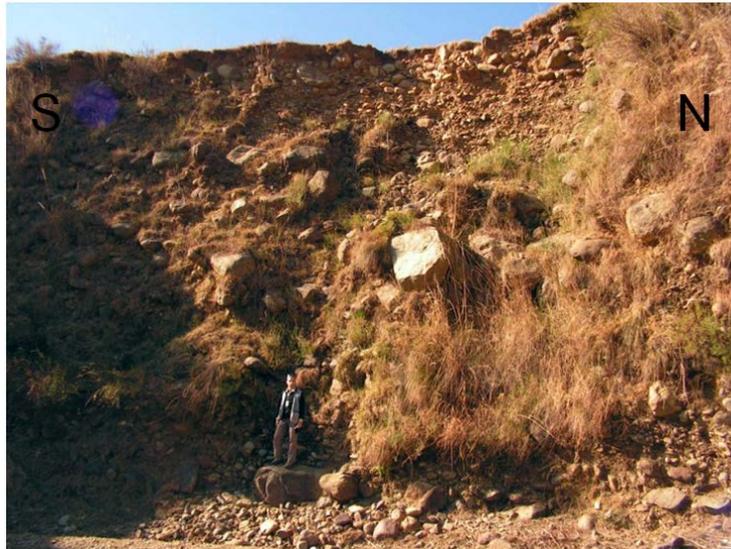


Figure 3 - 16 : Photographie de la terrasse 1 à Kot Ranka. Observation ici de la partie inférieure correspondant à un remplissage de matériel alluvial.

Le long de l'escarpement que forme la terrasse 1, on peut observer le substratum de Murree qui affleure localement, avec une pente importante typique des pentes des collines environnantes. Aucune surface d'abrasion n'a été observée. Ceci indique qu'il s'agit d'une terrasse de remplissage formée durant un épisode climatique au cours duquel la capacité de transport de l'Ans River était inférieure à l'apport sédimentaire et le remplissage de la vallée a atteint au moins 92 m d'épaisseur.

Stratégie de datation

En raison du dépôt fin à la surface de la terrasse, il n'a pas été possible d'échantillonner la terrasse pour une datation aux cosmogéniques. En effet, la présence de ce dépôt implique un écran au rayonnement cosmique qui n'atteint pas les galets susceptibles d'être échantillonnés. De ce fait, nous avons décidé d'échantillonner pour une datation aux OSL dans la partie supérieure de la terrasse dans les dépôts fins. Un échantillon avait été prélevé lors de la première mission de terrain en décembre 2008 et avait été envoyé au Wadia Institute of Himalayan Geology. La datation de l'échantillon n'avait pu être effectuée du fait de matériel trop fin. De ce fait, lors de la deuxième mission en janvier 2010, nous avons échantillonné à nouveau dans ce niveau, et envoyé les échantillons à Oxford. A ce jour, les échantillons n'ont toujours pas été datés.

Nous verrons par la suite que nous avons pu corrélérer l'âge de cette terrasse avec celui d'un autre niveau de terrasse situé plus en aval.

2.2.1.2. Terrasse 2

Présentation de la terrasse

Il s'agit d'une terrasse particulièrement longue avec presque 6 km de long et un demi-kilomètre de large. Parallèle à la rivière, elle est située en rive droite environ 70 m au-dessus (Figure 3 - 12 et Figure 3 - 17). De même que pour la terrasse 1, sa pente est plus forte que celle de la rivière actuelle. Contrairement à la terrasse 1, la terrasse 2 s'étend de part et d'autre du passage du MBT. Elle constitue

donc un élément permettant de déterminer l'éventuelle activité de la faille depuis le dépôt de la terrasse.

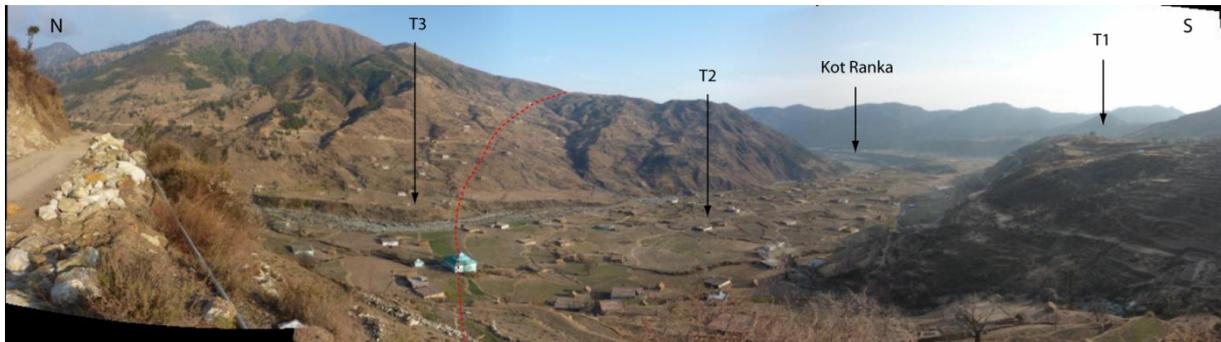


Figure 3 - 17: panorama photographique de la terrasse 1 (à droite) et la terrasse 2 (au centre) vue depuis le nord-ouest. Le passage du MBT est figuré en rouge pointillé. De par leur nature très fertile, les terrasses sont utilisées pour l'agriculture : irriguées, nivelées, parcellées, elles sont partiellement modelées mais conservent leur forme et leur pente moyenne initiale.

Cette terrasse est constituée de gros galets d'origine variée : quelques galets de Murree (rares), beaucoup de galets de Traps et quelques galets de quartzite, enchâssés dans une matrice sombre et argilo-sableuse. La taille des éléments s'échelonne entre quelques centimètres de diamètre et plusieurs dizaines de centimètres, voir jusqu'au mètre.

Dans sa partie amont, il est impossible de discerner le contact entre la terrasse et son encaissant rocheux. Il semblerait qu'il s'agisse d'un remplissage important. Près du village de Kot Ranka, la surface de contact apparaît, montrant une surface d'abrasion recouverte de dépôts sédimentaires (Figure 3 - 18). Il s'agit donc d'une terrasse d'abrasion, avec un fort remplissage dans la partie amont. On peut expliquer cette différence de dynamique sédimentaire par la configuration morphologique de la région : la partie amont de la terrasse correspond à l'exutoire de gorges vers une zone beaucoup plus ouverte, favorisant la sédimentation du matériel transporté par la rivière. En aval, l'épaisseur du dépôt diminue.



Figure 3 - 18 : photographie de la terrasse 2 à Kot Ranka dans sa partie aval, au niveau du village de Kot Ranka. Ici, l'épaisseur de la terrasse n'excède pas 5 mètres. Dans la partie amont, elle peut atteindre 50 m d'épaisseur.

Mesure de la déformation

Du fait de sa position à l'aplomb du MBT (Figure 3 - 19), nous avons mesuré précisément la topographie de la terrasse, afin d'y déceler une éventuelle déformation due à une éventuelle activité de la faille. Pour ce faire, nous avons localisé la faille, et déterminé une zone sur laquelle nous allons utiliser le GPS cinématique dans le but de construire un modèle numérique de terrain suffisamment précis pour visualiser l'effet de la faille sur la pente de surface de la terrasse 2.

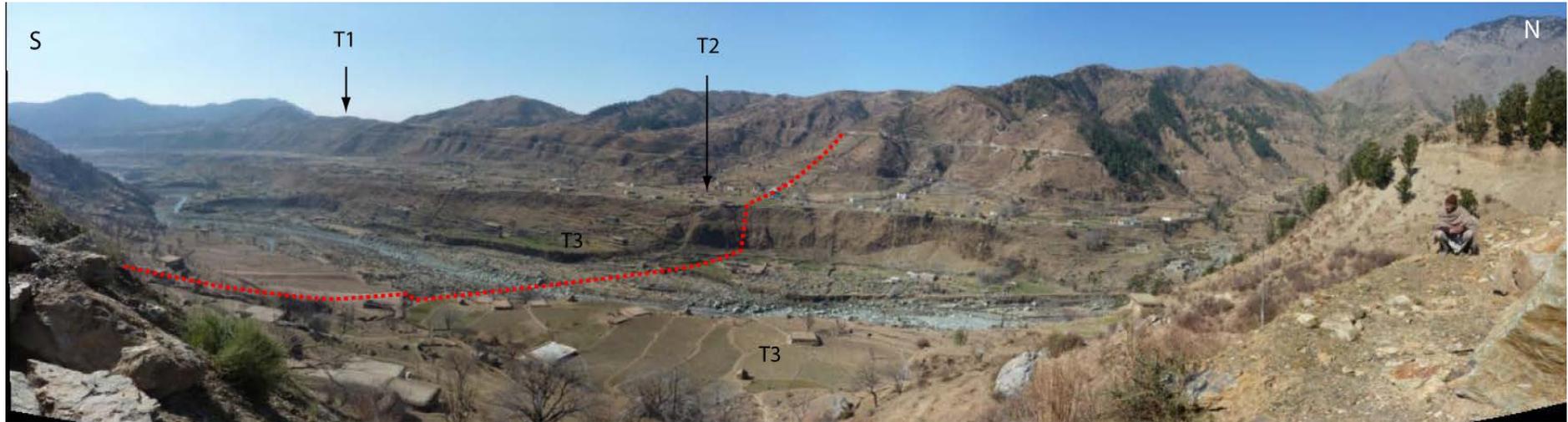


Figure 3 - 19 : panorama photographique de la terrasse 2 de Kot Ranka depuis la rive gauche de la Ans River. Le MBT est figuré en rouge pointillé.

Nous avons complété nos données de GPS cinématique avec les données du MNT ASTER 30m pour construire le MNT de la zone. Il est présenté sur la Figure 3 - 20 et la Figure 3 - 21.

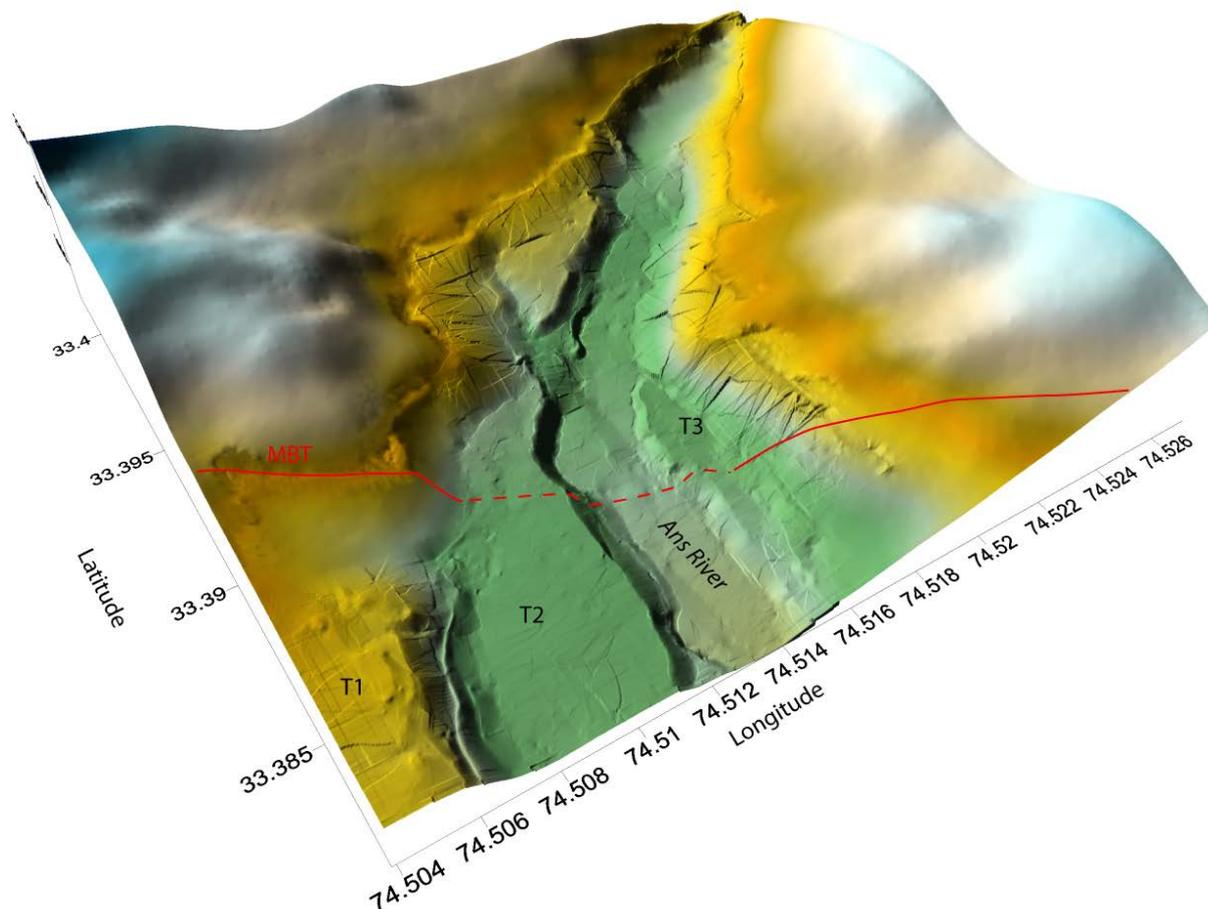


Figure 3 - 20 : Modèle numérique de terrain obtenu à partir des données de GPS cinématique, de la zone de passage entre le MBT et la terrasse 2 de Kot Ranka. Vue plongeante depuis le Sud-sud-ouest. (Remarquez la route qui monte à la terrasse 1 en bas à gauche, indiquant la précision du MNT)

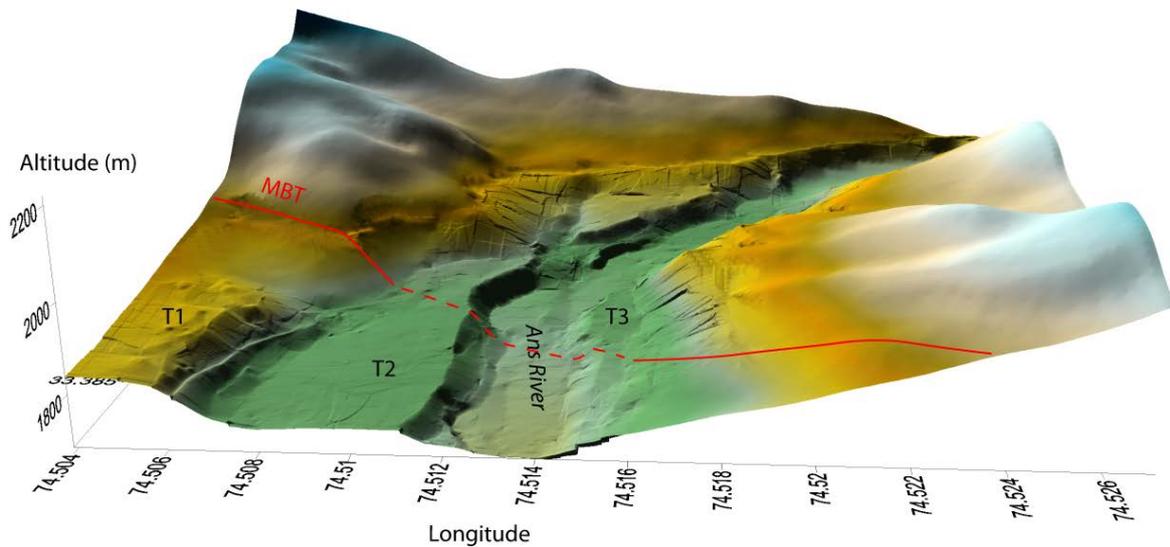


Figure 3 - 21 : Modèle numérique de terrain construit à partir des données de GPS cinématique, de la zone de passage entre le MBT et la terrasse 2 de Kot Ranka. Vue rasante depuis le sud.

Comme on peut le voir sur ce MNT, la terrasse 2 ne présente aucune déformation postérieure à son dépôt. En effet, sa pente est constante et homogène tout au long de sa longueur indiquant que la faille n'a pas eu d'activité suite au dépôt de cette terrasse. Le profil en long de la terrasse est aussi présenté dans la Figure 3 - 36. Il est donc intéressant de connaître l'âge de cette terrasse pour contraindre l'activité du MBT.

Datation de la terrasse

Au cours de notre parcours sur la surface de la terrasse 2, nous avons eu la chance de rencontrer des habitants en cours de creusement d'une fosse septique (Figure 3 - 22). Ceci nous procurait donc une tranchée tout à fait récente, idéale pour un échantillonnage dans l'optique d'une datation aux nucléides cosmogéniques.



Figure 3 - 22 : fosse septique en cours de creusement ayant servi à l'échantillonnage pour les datations de la terrasse 2 de Kot Ranka.

Dans cette tranchée providentielle, il y avait bien sûr les galets utiles à la datation par cosmogéniques, et, dans la partie supérieure de la fosse, une poche de sédiments plus fins, riches en matière organique, qui nous a permis d'échantillonner en vue d'une datation au radiocarbone ainsi qu'aux OSL.

OSL

Dans ce tableau ci-dessous, nous présentons les résultats de la datation aux OSL donnée par le Wadia Institute of Himalayan Geology :

Nom de l'échantillon	Latitude	Longitude	Altitude	De (SAR)Gy		
JK-08-21	N33 22,9027	E074 30,6519	1785 m	9.918±1		
U (ppm)	Th(ppm)	K(%)	Cosmic Ray (μGy/yr)	Dose Rate (Gy/Ky)	Age (yrs)	
2.65±1.04	8.20±3.56	Negative(K Conc needs to be done by Ge Detector)	170±30	2.63±0.33	3762±605	

Tableau 3 - 1: détail des mesures ayant servi à la datation OSL de l'échantillon JK-08-21 appartenant à la terrasse 2 à Kot Ranka.

Cette mesure révèle un âge très récent, avec 3762±605 ans.

¹⁴C (radiocarbone)

La datation au radiocarbone, effectuée au laboratoire de Poznan, donne un âge de 3645 ± 35 BP. La calibration de cet âge permet d'obtenir une fourchette d'âge probable pour la terrasse compris entre 1921 et 2135 ans pour une fiabilité à 95,4%, soit 2028 ± 107 Cal BC soit 4039 ± 107 cal BP (Figure 3 - 23).

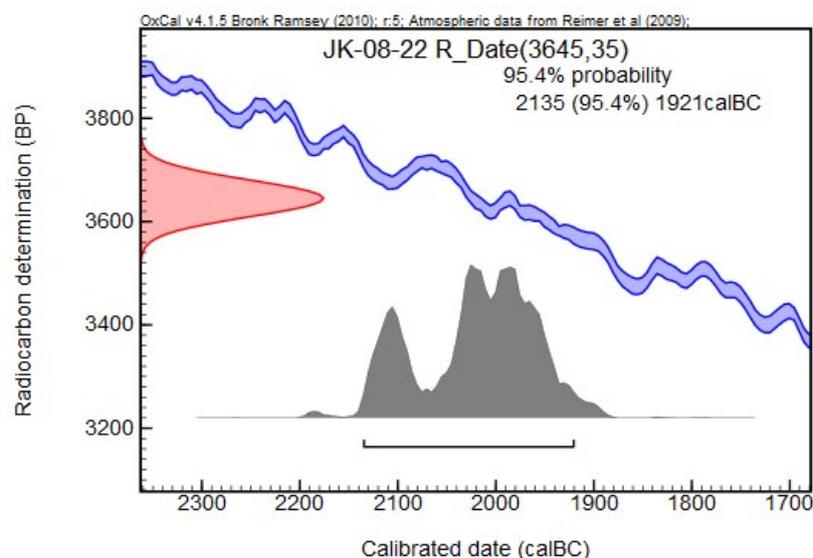


Figure 3 - 23 : Terrasse 2 de Kot Ranka : calibration de l'âge de l'échantillon JK-08-22 (tourbe) daté à 3645 ± 35 BP. L'âge obtenu est compris entre 3932 et 4146 ans pour une probabilité de 95.4 % (2 sigma), soit 4039 ± 107 Cal BP.

Cosmogéniques

L'échantillonnage dans la fosse septique a permis de ramasser des échantillons jusqu'à 180 cm de profondeur. Nous avons principalement échantillonné des quartzites (JK-08-26 et 28) et des grès (JK-08-23 et 25). Les échantillons de surface sont de gros blocs de roches ultrabasiques traversés par des veines de quartz que nous avons échantillonnées. L'échantillon JK-08-19 est un conglomérat, et JK-08-20 un énorme bloc de quartzite (2m de diamètre).

Les mesures sur les échantillons situés entre la surface et 80 cm de profondeur n'ont pas permis d'obtenir de résultat. De même, du fait de la profondeur de la fosse, il ne nous a pas été possible d'échantillonner plus profondément que 180 cm. De ce fait, il est difficile de contraindre l'héritage des échantillons. Cependant, du fait de la taille des blocs échantillonnés en surface (diamètre supérieur à 2 m) et de leur grand nombre en surface, nous avons estimé l'érosion de sa surface comme nulle.

Les résultats obtenus sont présentés dans le tableau ci-dessous

échantillon	Latitude	Longitude	altitude	écranage morphologique	profondeur le long du profil	$^{10}\text{Be} / ^9\text{Be}$	incertitude (%)	concentration (^{10}Be at/g)
JK-08-19	33,386	74,511	1790	0,988	0	9,7544E-14	5,73	97574
JK-08-20	33,386	74,511	1790	0,991	0	1,5216E-13	3,99	108946
JK-08-32	33,386	74,511	1790	0,991	0	1,4589E-13	4,74	128082
JK-08-28	33,386	74,511	1790	0,991	80	1,872E-14	7,93	52761
JK-08-26	33,386	74,511	1790	0,991	125	4,1112E-14	8,29	40545
JK-08-25	33,386	74,511	1790	0,991	160	2,4697E-14	9,69	25554
JK-08-23	33,386	74,511	1790	0,991	180	2,1312E-14	10,05	46202

Tableau 3 - 2 : Localisation des échantillons prélevés sur la terrasse 2 à Kot Ranka, écranage morphologique et concentration en ^{10}Be (après correction des erreurs de mesures).

L'utilisation du logiciel proposé par Hidy et al (2010) nous a permis d'utiliser une approche statistique pour contraindre l'âge de la terrasse. Lors de l'utilisation de ce logiciel, nous avons fixé l'érosion comme nulle, la densité de la terrasse à 2.0 en nous appuyant sur les travaux de Brocard et al (2003) et avons calculé 100 000 profils pour un χ^2 inférieur ou égal à 10 (Figure 3 - 24 : Terrasse 2 de Kot Ranka : profils de concentration en ^{10}Be produits in situ en fonction de la profondeur des échantillons et modèles de concentration obtenus à partir du logiciel de Hidy et al (2010). Figure 3 - 25). Cette approche nous a permis de contraindre l'âge de la terrasse entre 3700 et 4500 ans, avec une probabilité maximale à 4000 ans et une valeur de 4100 ans pour le χ^2 minimal. L'héritage est compris entre 15900 et 30500 at.g⁻¹, avec une probabilité maximale de 24700 at.g⁻¹ et une valeur de 23500 at.g⁻¹ pour le χ^2 minimal (Figure 3 - 25).

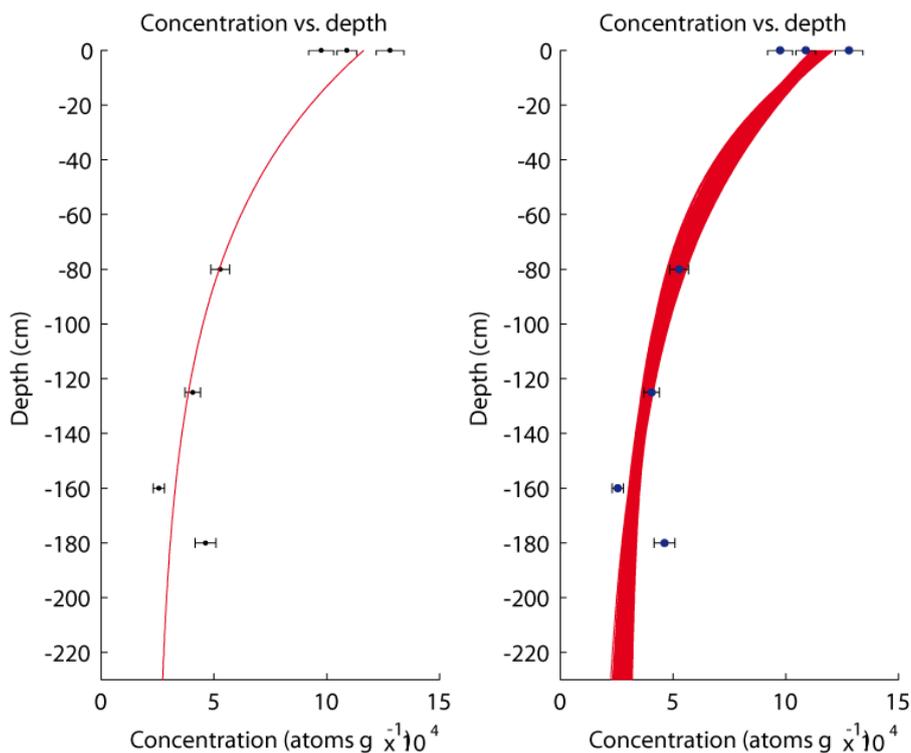


Figure 3 - 24 : Terrasse 2 de Kot Ranka : profils de concentration en ^{10}Be produits in situ en fonction de la profondeur des échantillons et modèles de concentration obtenus à partir du logiciel de Hidy et al (2010). A gauche, le profil correspondant au χ^2 calculé minimal. A droite tous les profils calculés.

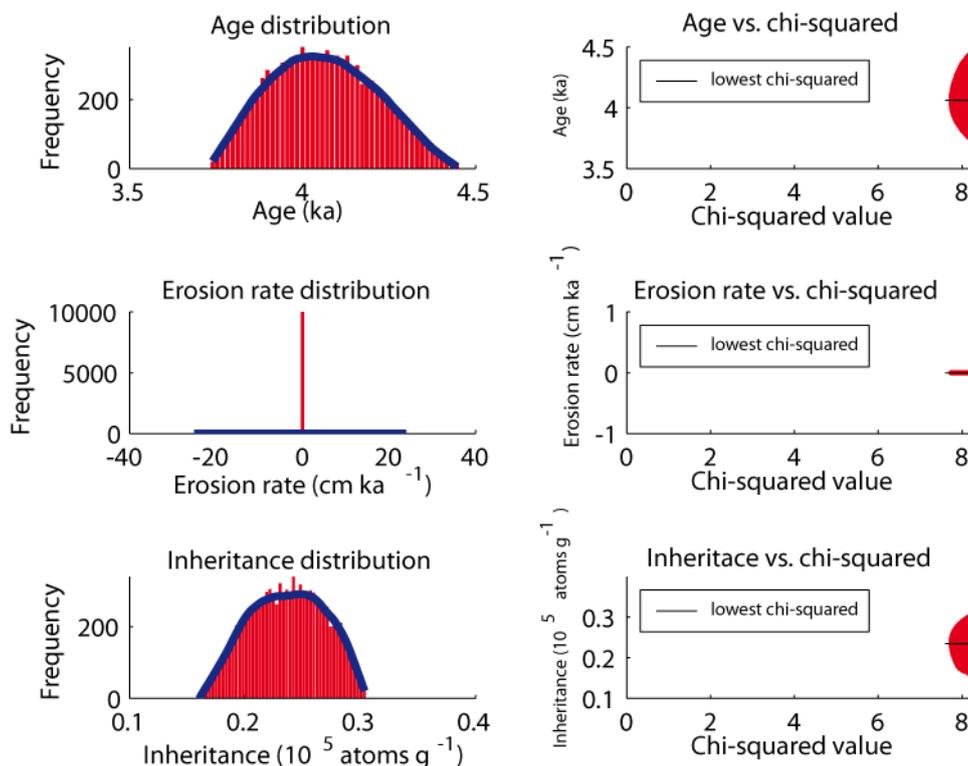


Figure 3 - 25 : Terrasse 2 à Kot Ranka : utilisation des cosmogéniques produits in situ pour estimer la probabilité d'âge et d'héritage. Graphiques obtenus en utilisant le logiciel de Hidy et al (2010).

Croisement des différentes méthodes de datation.

Lorsqu'on compare les résultats obtenus par les différentes méthodes de datation (Figure 3 - 26), on remarque que tous les âges obtenus sont compris autour de 4000 ans. Ces résultats tendent à montrer que les différentes méthodes utilisées présentent des résultats tout à fait du même ordre, avec une précision meilleure pour la datation au radiocarbone.

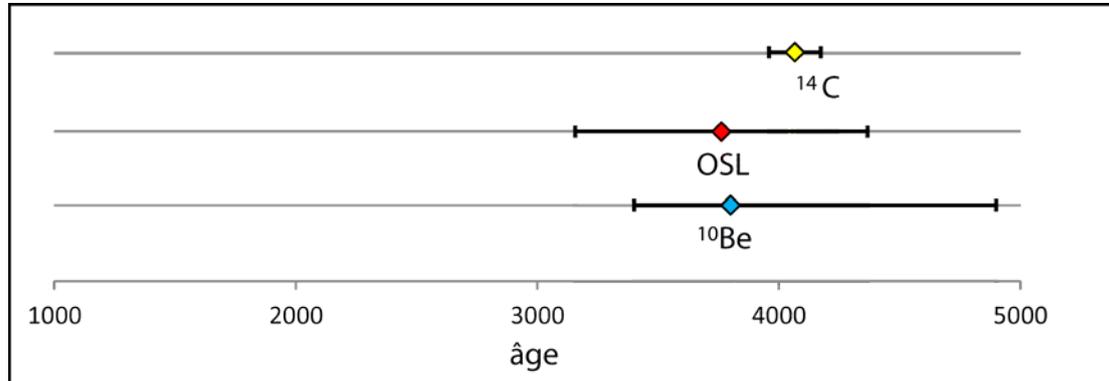


Figure 3 - 26 : âges de la terrasse 2 à Kot Ranka, obtenus grâce aux différentes méthodes de datations : radiocarbone en jaune, OSL en rouge et cosmogéniques en bleu.

2.2.1.3. Terrasse 3

Le long de l'Ans River, plusieurs terrasses basses sont déposées à des altitudes variables relativement à la rivière, mais toujours faibles (jamais au-dessus de 10m). L'une d'elle, en rive gauche de la rivière est déposée sur le passage de la faille. Bien que n'ayant pas été échantillonnée pour une quelconque datation, elle fait partie de la zone quadrillée pour l'élaboration du MNT. Comme cela est visible sur la Figure 3 - 20 et la Figure 3 - 21, cette terrasse ne présente pas de déformation dû au passage de la faille. De par sa position, on peut affirmer qu'elle est plus récente que la terrasse 2 de Kot Ranka, et est donc particulièrement récente.

2.2.2. Zone de Lar Koti, en aval de Kot Ranka

2.2.2.1. Corrélation des terrasses avec la zone amont

Au niveau du village de Lar Koti, nous avons pu observer trois terrasses étagées, allongées parallèlement à l'Ans River, en rive droite de cette dernière et assez éloignée de la faille située de l'autre côté de la vallée. La plus basse est située à peine quelques mètres au-dessus de la rivière (10 m), la seconde à 30 m et la plus élevée à 70 m, divisée en deux niveaux séparés de 10 m. Comme pour les terrasses situées en amont de Kot Ranka, la pente des terrasses est plus importante que la pente de la rivière (Figure 3 - 27).

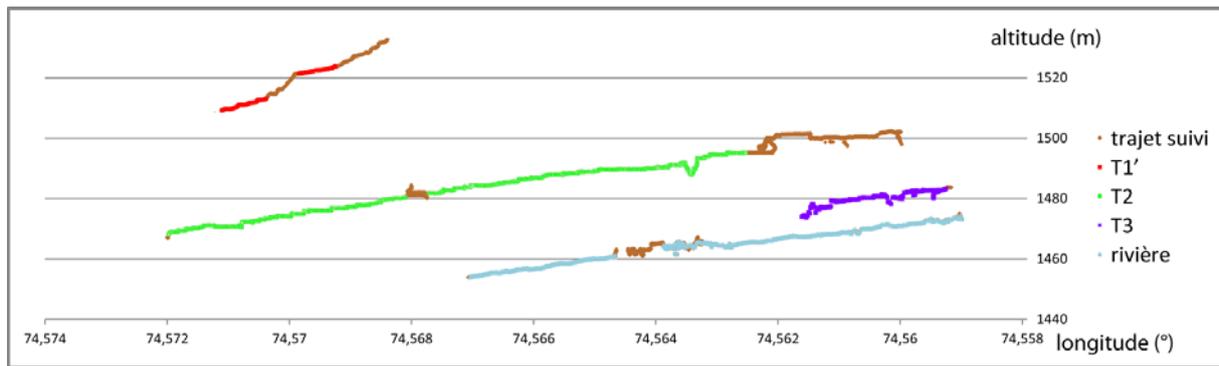


Figure 3 - 27 : projection dans la direction est-ouest du trajet suivi au GPS cinématique sur les terrasses en aval du village de Kot Ranka.

De la même manière que pour les terrasses situées en amont, la terrasse intermédiaire (terrasse 2) est une terrasse d'abrasion (Figure 3 - 28). Il en va de même pour la terrasse la plus basse. Ces terrasses présentent un dépôt sédimentaire tout à fait comparable à celui des terrasses observées en amont. Nous n'avons pas pu observer le contact entre la terrasse la plus élevée (terrasse 1') et le substratum de Murree. Cependant, ses caractéristiques sont proches de la terrasse 1 observée au niveau de Kot Ranka dans le type de dépôt. Les seules différences résident dans une épaisseur probablement plus faible pour la terrasse en aval, ainsi que l'absence du dépôt fin de plaine d'inondation. Il est à noter qu'en cet endroit, la vallée est plus étroite, donc moins propice aux dépôts fins. Nous avons donc corrélé ces terrasses avec celles observées en amont et présentées dans le paragraphe 2.2.1.



Figure 3 - 28 : terrasse 2 en aval de Kot Ranka. Remarquez que l'épaisseur du dépôt sédimentaire est limitée à ~8 mètres au-dessus du substratum de Murrees.

2.2.2.2. Datation de la terrasse supérieure

Dans la terrasse la plus élevée, nous avons trouvé une lentille d'argile utilisée par les habitants locaux. Celle-ci contenait des racines de plantes à la forme parfaitement conservées et à l'aspect charbonneux que nous avons échantillonnées dans le but d'une datation au ^{14}C (échantillon JK-08-36) (Figure 3 - 29). L'âge obtenu suite à l'analyse par le laboratoire de Poznan est de 28610 ± 250 BP, ce qui donne donc 33085 ± 1020 Cal BP (Figure 3 - 30).



Figure 3 - 29 : terrasse 1 en aval de Kot Ranka : lieu d'échantillonnage dans le but d'une datation au radiocarbone au niveau d'une lentille d'argile contenant des racines.

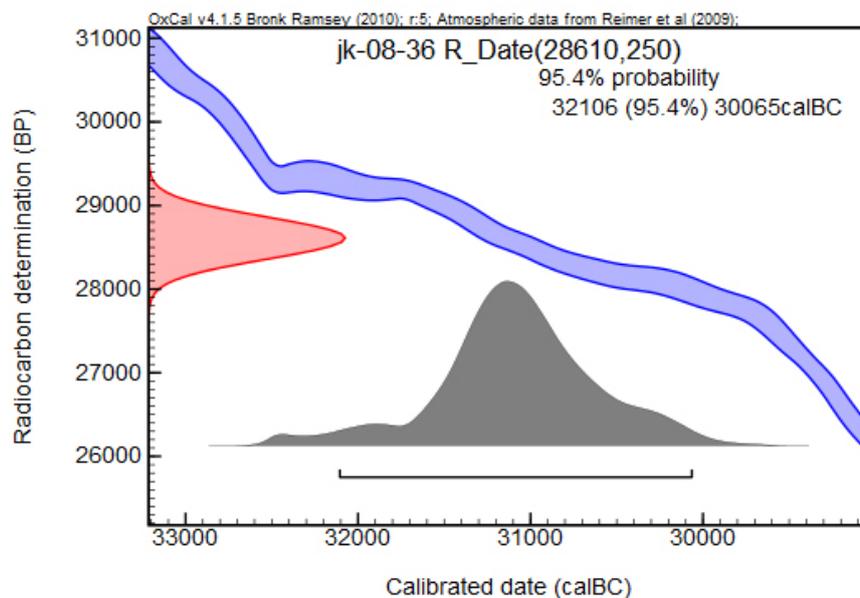


Figure 3 - 30 : Terrasse 1' à Lar Koti. Calibration de l'âge de l'échantillon JK-08-36 (racines dans une lentille d'argile) daté à 28610 ± 250 BP. L'âge obtenu est compris entre 30065 et 32106 ans avant JC pour une probabilité de 95.4 % (2 sigma), soit 331085 ± 1020 ans Cal BP.

Notre corrélation avec les terrasses en amont au niveau du village de Kot Ranka, nous a permis de conclure que la datation de la terrasse 1' de Lar Koti résulte de l'épisode de remplissage qui a conduit à la formation de la terrasse 1 en amont de Kot Ranka. Les deux terrasses supérieures correspondent donc à un même événement de dépôt, mais nous avons supposé que la surface de la terrasse 1' marque un épisode d'incision tardif dans le remplissage de la terrasse 1, formant une terrasse emboîtée «*fill cut terrace*», dont il ne resterait pas de traces en amont de Kot Ranka. Dans ce cas, l'âge obtenu pour la terrasse supérieure (terrasse 1') à Lar Koti correspond à l'âge du remplissage de la terrasse 1 à Kot Ranka. La fin du remplissage de celle-ci (l'âge de sa surface) est donc postérieur à 33085 ± 1020 Cal BP.

2.2.3. Le cône alluvial de Budil

2.2.3.1. Description du cône

Treize kilomètres à l'est de Kot Ranka en suivant l'Ans River, Le village de Budil est posé sur un immense cône alluvial formé à la confluence entre l'Ans River et son affluent (que l'on nommera ensuite Tributary) (Figure 3 - 12). Ce cône est donc situé en rive gauche de l'Ans River, et on n'en trouve pas de traces en rive droite. Il est long de 2.5 km environ dans la direction de l'affluent, et large de 3 km environ parallèlement à l'Ans River. La rivière de Budil le longe par l'est dans sa partie supérieure puis l'entaille à partir de la moitié inférieure, jusqu'à rejoindre l'Ans River. A son apex, le cône est presque au même niveau que la rivière de Budil qui l'entaille de quelques dizaines de mètres (~50 m maximum). A sa terminaison, sa surface est située 250 m au-dessus du niveau de l'affluent, et 120 m au-dessus du niveau du substratum rocheux (Figure 3 - 31). Ce cône est déposé par-dessus le passage du MBT, et constitue en cela un marqueur de la déformation associée à l'activité de la faille.



Figure 3 - 31 : panorama photographique du cône de Budil, vu depuis le nord-est, en rive gauche de la rivière de Budil. Remarquez le village de Budil situé en haut à droite sur le cône. Au milieu du cône, remarquez la zone de glissement entraînant une érosion importante (figure suivante).

Le cône de Budil est constitué dans sa partie sommitale de galets anguleux de taille variable, allant du mètre à quelques centimètres de diamètre, enchâssés dans une matrice argilo-sableuse de couleur grise à ocre en fonction des proportions d'argile (Figure 3 - 32). A la base, les niveaux à galets alternent avec des niveaux gréseux dont l'épaisseur varie entre quelques dizaines de centimètres et plusieurs mètres (Figure 3 - 33).



Figure 3 - 32 : partie supérieure du cône de Budil en coupe, au niveau d'une zone d'érosion importante.



Figure 3 - 33 : base du cône de Budil, avec niveaux gréseux en alternance avec les niveaux à galets anguleux.

2.2.3.2. Analyse morphologique du cône

Nous avons utilisé le GPS cinématique pour effectuer un profil le long du cône, perpendiculaire à la direction du MBT. Nous sommes donc partis du nord, et avons descendu le cône vers le sud jusqu'à atteindre l'Ans River. De même, nous avons effectué un profil le long de la rivière de Budil. L'objectif de ces deux profils est d'observer un éventuel saut topographique au niveau du passage de la faille.

Comme le montre la Figure 3 - 34, la surface du cône ne présente aucune déformation à l'aplomb de l'émergence du MBT. Du fait de la position encaissée de la rivière de Budil, combinée à une accessibilité limitée et un fond très chaotique, la qualité du tracé au GPS cinématique au fond de cette rivière est brouillée, ce qui ne permet pas de visualiser une éventuelle déformation à l'aplomb de la faille. Cependant, aucune déformation récente n'a été observée sur le terrain durant les mesures au GPS. Nous en déduisons donc que le MBT n'a pas eu d'activité entraînant une déformation en surface depuis le dépôt du cône de Budil.

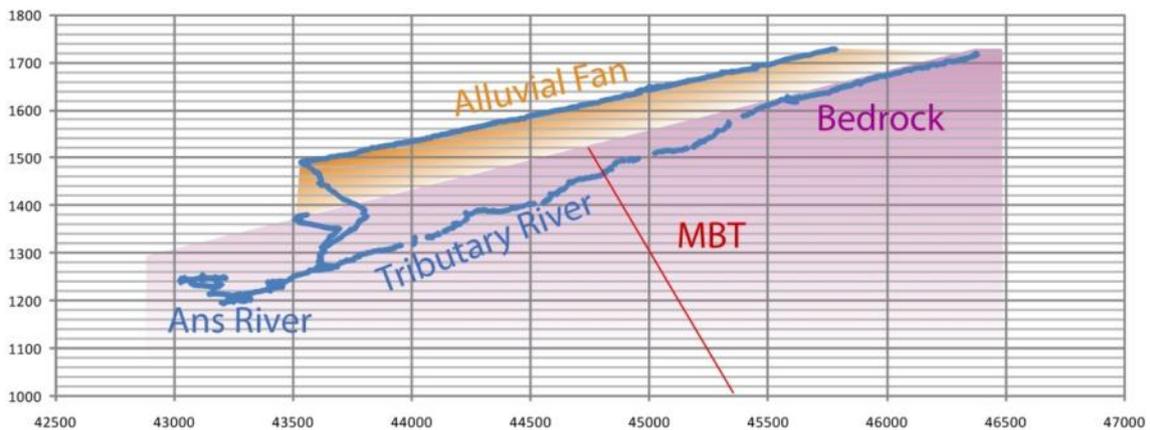


Figure 3 - 34 : projection en nord sud du trajet suivi (en bleu) pendant les mesures au GPS cinématique à la surface du cône de Budil (figuré en orange) et le long de la rivière de Budil jusqu'à l'Ans River. L'encaissant rocheux est figuré en violet.

2.2.3.3. Datation du cône

La partie supérieure du cône étant recouverte par un sol et cultivée, il est difficile de trouver un lieu propice à l'échantillonnage pour une éventuelle datation. Nous nous sommes donc concentrés sur la partie basale du cône, au contact avec l'encaissant rocheux. Le contact entre l'encaissant et les bancs de grès à la base du cône est caractérisé par la présence de bancs argileux peu épais (3 à 5 cm) de couleur rouge ou grise. Dans ces bancs, au contact avec l'encaissant de Murree, nous avons trouvé des de la matière organique charbonnée que nous avons échantillonnée dans le but d'une datation au radiocarbone. Deux échantillons ont été envoyés au laboratoire de Poznan.

Dans le niveau gréseux juste au dessus, nous avons échantillonné dans le but d'une datation aux OSL. L'échantillonnage a eu lieu à une distance de l'ordre de 1 à 2 m du contact avec l'encaissant. Un échantillon a été prélevé de jour dans un tube, un autre a été prélevé de nuit dans un sac plastique, sans lumière directe de la lune. Voir la Figure 3 - 35 pour visualiser le contexte d'échantillonnage. Un échantillon a été envoyé au laboratoire d'Oxford, celui prélevé de nuit au Wadia Intitute of Himalayan Geology.

L'échantillon OSL JK-10-09 donne un âge de 15000 ± 2000 ans (Tableau 3 - 2).

Chapitre 3 : les vitesses moyennes à court terme des failles du nord-ouest himalayen : utilisation de la morphotectonique.

Sample	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	Dose rate (Gy/ka)	Paleodose (Gy)		Age (ka)	
					Mean	Least	Mean	Least
JK-10-09	2.2	12.7	2.2	3.4±0.2	68±14	52±7	20±4	15±2

Tableau 3 - 3 : détail des mesures ayant servi à la datation OSL de l'échantillon JK-10-09 prélevé à la base du cône de Budil dans un banc de grès.

Par ailleurs, les échantillons de charbon JK-10-07 et JK-10-08 prélevés au contact cône / encaissant donnent des âges beaucoup plus anciens autour de 35400 ans en moyenne (Tableau 3 - 3).

Sample	Age BP (yr)	Age Cal BP (yr)
JK-10-07	33990 ± 440	36993 ± 1364
JK-10-08	31190 ± 330	33791 ± 721

Tableau 3 - 4 : calibration des âges obtenus avec les échantillons de charbon prélevés à la base du cône de Budil, au contact avec le substratum de Murree.

Il existe donc une grande différence d'âge entre ces deux échantillons prélevés à seulement quelques mètres d'écart. Pour expliquer cette différence d'âge, nous avons supposé que le charbon prélevé au contact de l'encaissant correspondrait à de la matière organique datant d'un épisode d'abrasion du substratum rocheux antérieur : les couches dans lesquelles le charbon a été prélevé ne sont pas continues à la base du cône. Les premiers sédiments du cône étant des grès, ceux-ci se seraient déposés dans un contexte abrasif faible, ayant préservé certaines « poches » de sédiments antérieurs dans lesquels nous aurions échantillonné le charbon. On peut aussi supposer que ces échantillons aient été remobilisés au moment de la construction du cône.

La surface du cône de Budil correspond donc à un épisode de remplissage synchrone du dépôt de niveau de grès échantillonné. Son âge maximal est donc de 15000 ± 2000 ans.

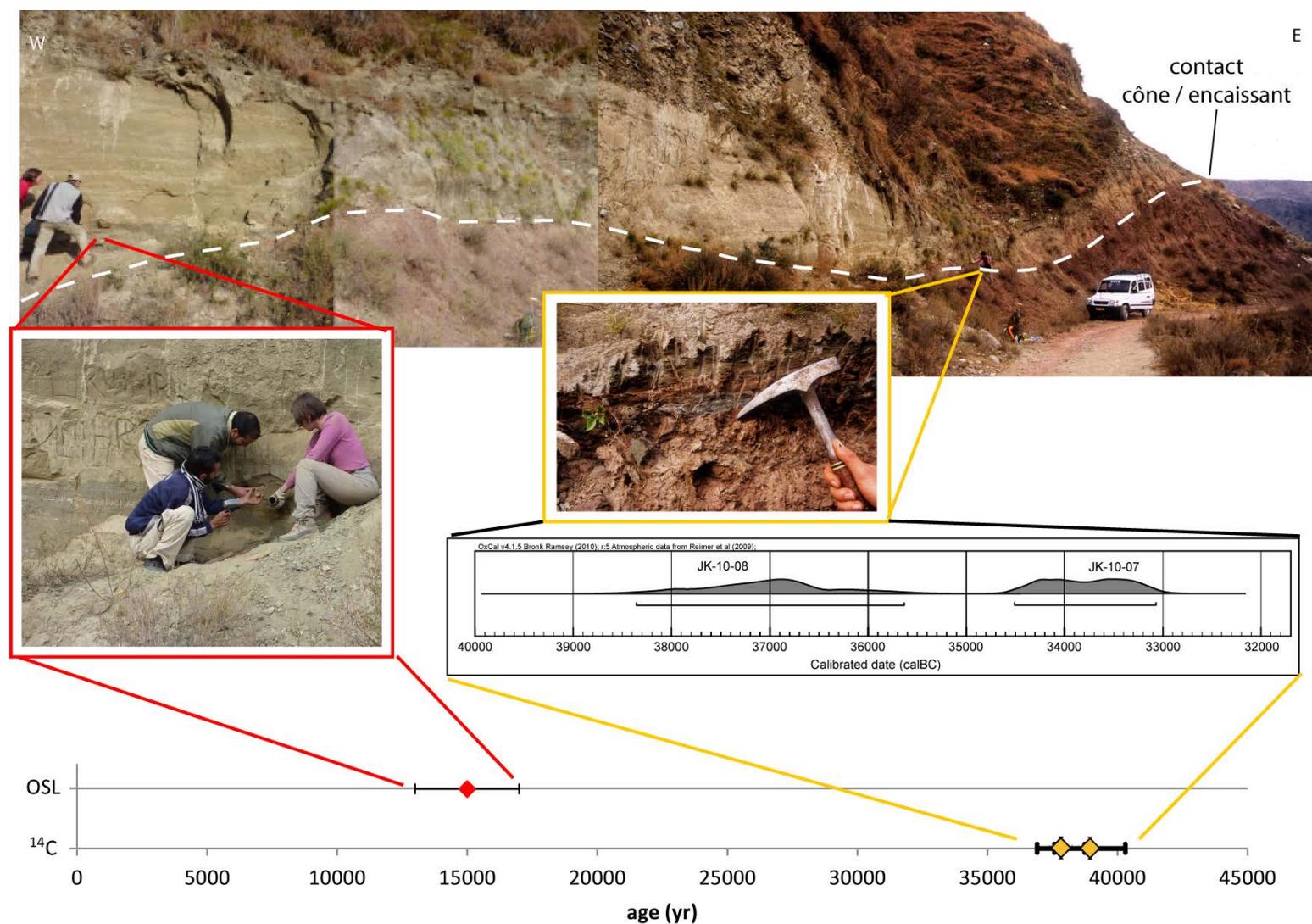


Figure 3 - 35 : Panorama photographique de la base du cône de Budil au niveau de l'échantillonnage pour les datations aux OSL et au radiocarbone. Dans les encadrés rouge et orange : photos de l'échantillonnage de l'OSL et du charbon respectivement. Les âges sont reportés sur un graphique en bas de la figure, avec l'âge OSL en rouge et l'âge ^{14}C en orange.

2.2.4. Reconstitution historique de l'apparition des terrasses

A partir du profil en long de l'Ans River Figure 3 - 36, le long duquel sont projetées les altitudes des terrasses relativement à la longueur de la rivière, on visualise la pente des terrasses plus importante que celle de la rivière actuelle. Cette pente nous permet de corréler les terrasses de l'amont de Kot Ranka avec les terrasses de Lar Koti. Les terrasses 2 et 3 de l'amont de Kot Ranka se corrélaient parfaitement avec celles de Lar Koti. Cependant la surface de la terrasse 1' à Lar Koti est trop basse pour être corrélée avec la surface de la terrasse 1 à Kot Ranka. Comme expliqué dans le paragraphe 2.2.2, nous avons donc corrélé la surface de la terrasse 1' à un niveau d'abrasion (terrasse emboîtée) dans le remplissage de la terrasse 1.

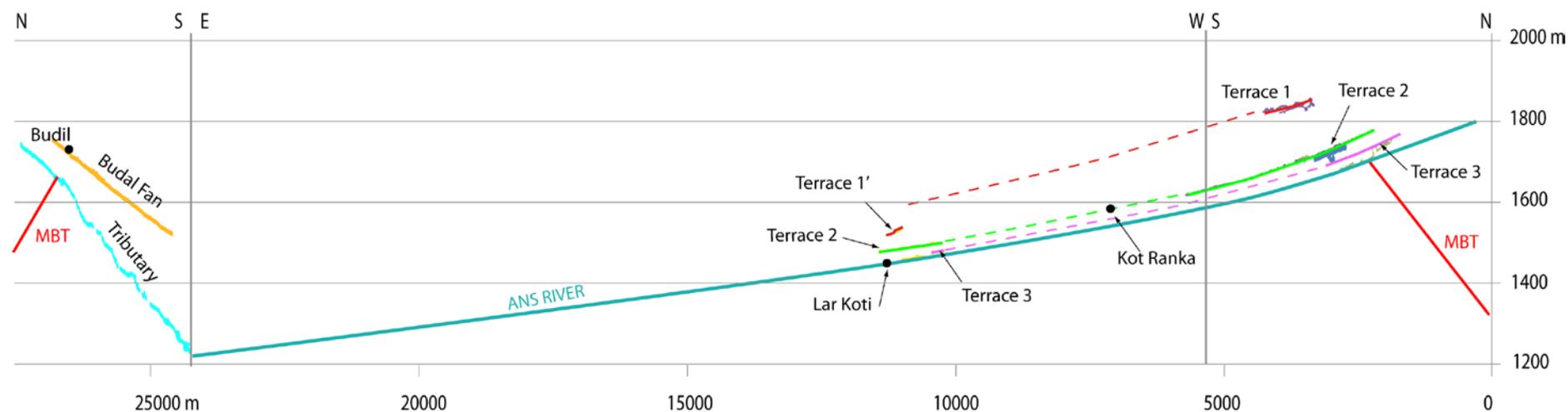


Figure 3 - 36 : Profil en long de l'Ans River et projection le long du profil, des altitudes des terrasses et cône obtenues par GPS cinématique. La projection des terrasses de Kot Ranka et du cône de Budil sont dans la direction NS, alors que les terrasses de Lar Koti sont projetées dans la direction EW, parallèlement à la rivière.

A l'issue de notre étude, nous avons entrepris la reconstitution d'un scénario de mise en place des terrasses et des cônes, en utilisant les corrélations des terrasses entre les différents sites et leur datation. Ce scénario est illustré par les figures 3 - 37 à 3 - 40 où la partie amont (équivalent à Kot Ranka et Lar Koti) et la partie aval (Budil) sont présentées en vis-à-vis avec deux échelles d'altitude et de distance à la rivière différentes.

La « surface » datée la plus ancienne correspond à la base du cône de Budil est datée à ~35000 ans. Nous disposons de très peu d'informations quant au contexte de mise en place de cette surface, mais on peut supposer qu'il s'agit d'une surface d'abrasion au-dessus de laquelle un dépôt argileux se serait déposé (Figure 3 - 37).

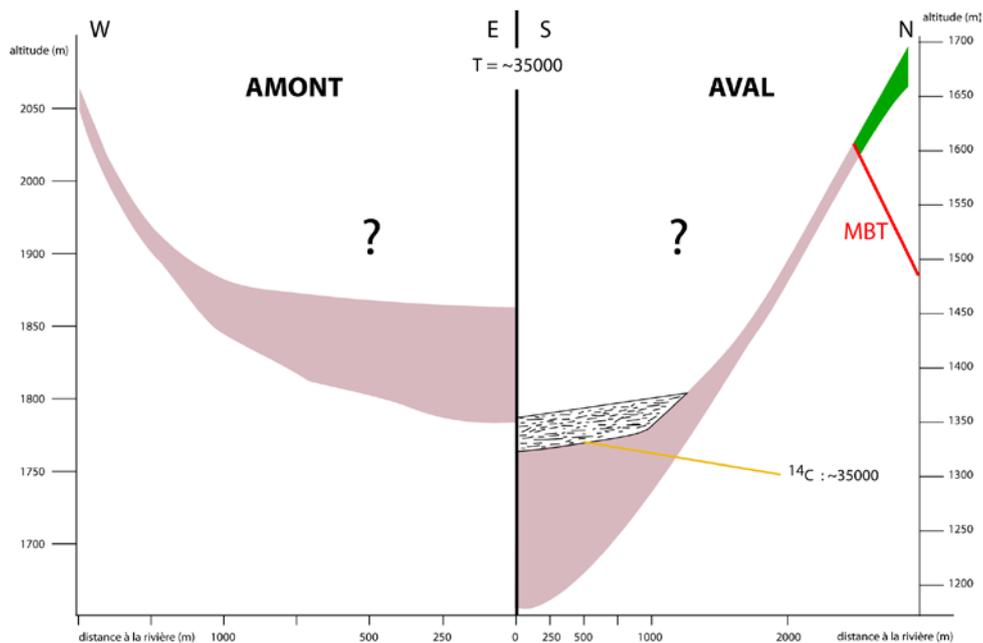


Figure 3 - 37 : reconstitution schématique de la morphologie des terrasses et cônes alluviaux il y a environ 37000 ans dans la zone d'intersection entre la Ans River et le Main Boundary Thrust.

A la suite de quoi se serait déposé la terrasse de remplissage terrasse 1 à Kot Ranka et Lar Koti il y a environ 31000 ans. Cet âge ne contraint pas la fin du remplissage de la terrasse 1. Par ailleurs, nous ne disposons pas d'informations sur l'état des dépôts dans la partie aval au niveau de Budil à cette période (Figure 3 - 38).

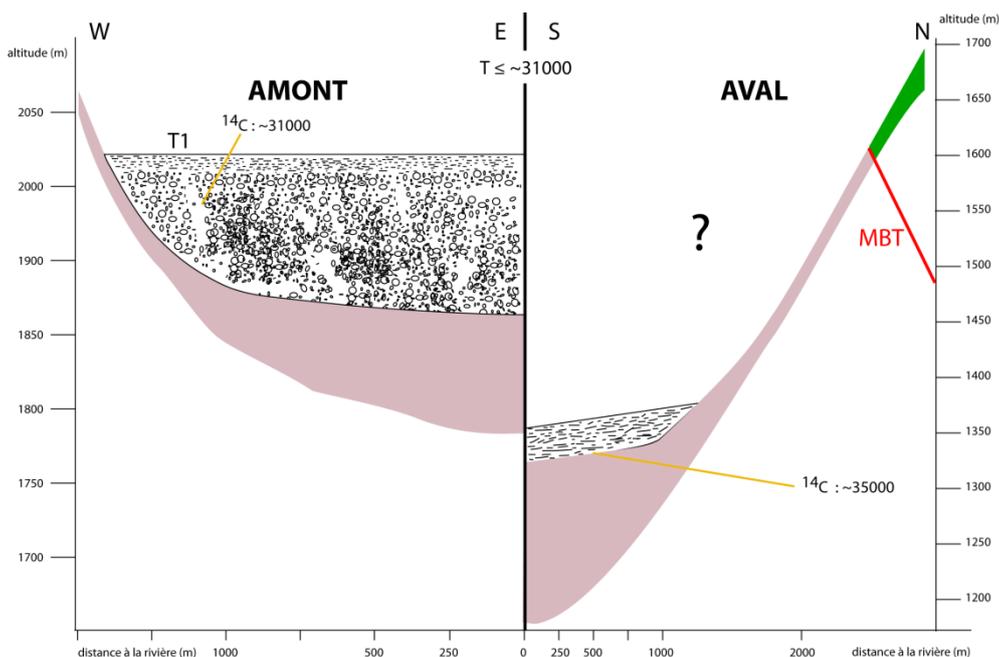


Figure 3 - 38 : reconstitution schématique de la morphologie des terrasses et cônes alluviaux il y a environ 31000 ans dans la zone d'intersection entre la Ans River et le Main Boundary Thrust.

Par la suite, il y a environ 15000 ans, le cône de Budil s'est déposé (Figure 3 - 39). Il s'agit d'un épisode de sédimentation que l'on peut supposer précédé d'une période d'abrasion (le cône de Budil repose sur une surface d'abrasion). Il n'existe pas dans la partie amont de surface d'abrasion directement équivalente à celle de la base du cône. Cependant, on peut supposer que la formation de la terrasse 1' emboîtée dans la terrasse 1 pourrait y correspondre. La datation de 15000 ans correspond au début du remplissage (base du cône).

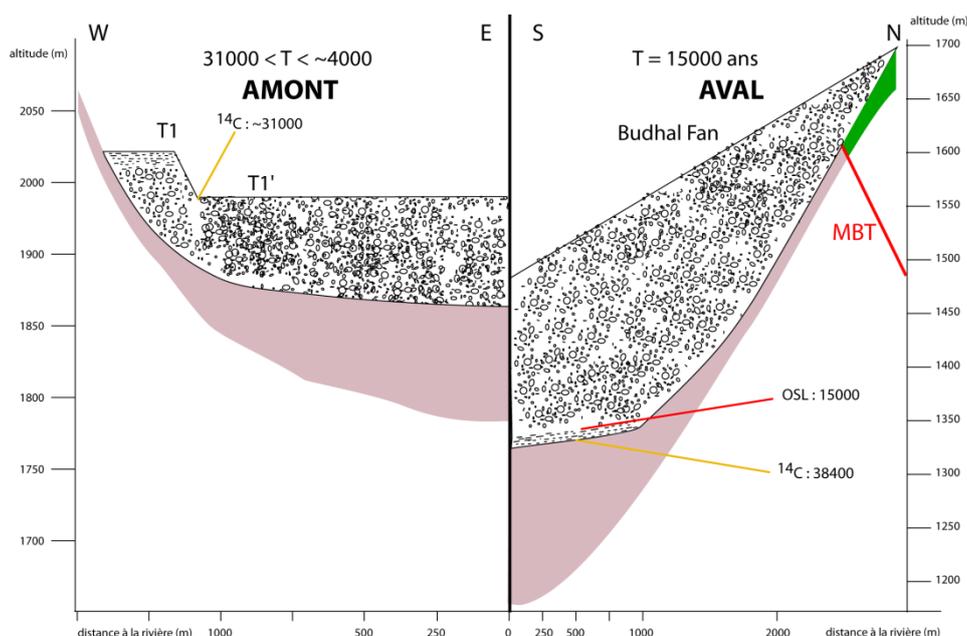


Figure 3 - 39 : reconstitution schématique de la morphologie des terrasses et cônes alluviaux il y a environ 15000 ans dans la zone d'intersection entre la Ans River et le Main Boundary Thrust.

Enfin, il y a environ 3800 ans, une phase d'incision a abrasé la base de la terrasse 2 de Kot Ranka et incisé le cône de Budil. L'incision s'est ensuite poursuivie et a été suivie du dépôt de la terrasse d'abrasion 3, qui elle-même a été incisée ultérieurement. Aujourd'hui, le niveau de la rivière est situé 250 m plus bas que la surface du cône de Budil, et presque 200 m au-dessous de la terrasse 1 dans la partie amont de Kot Ranka (Figure 3 - 40).

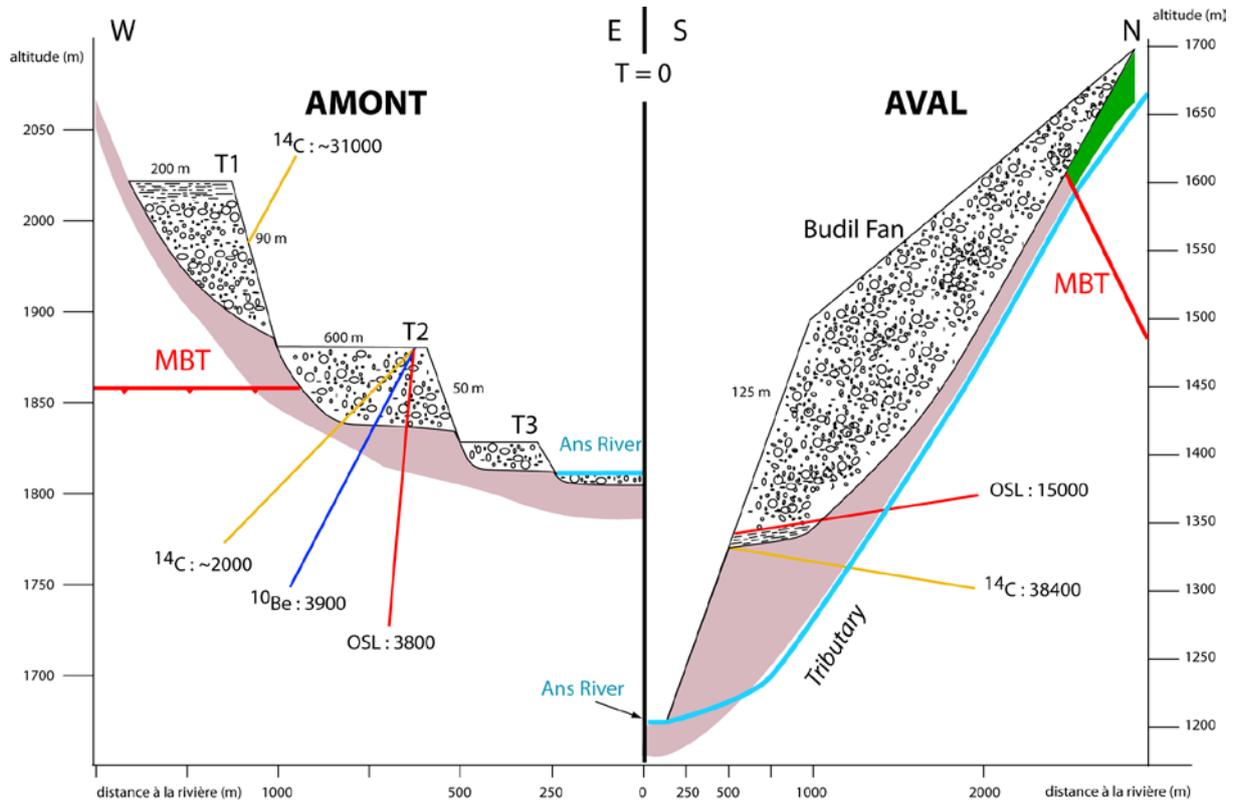


Figure 3 - 40 : schéma de l'état actuel de la morphologie des terrasses et cônes alluviaux dans la zone d'intersection entre la Ans River et le Main Boundary Thrust.

2.2.5. Activité du MBT

Suite à notre étude morphotectonique, nous avons pu dater deux surfaces déposées à l'aplomb du Main Boundary Thrust : la terrasse 2 en amont de Kot Ranka, et le cône de Budil.

2.2.5.1. Terrasse 2 de Kot Ranka

La datation de la terrasse 2 de Kot Ranka donne un âge compris entre ~2000 ans (datation au radiocarbone) et 5000 ans (datation aux isotopes cosmogéniques en prenant en compte les incertitudes). Bien que ces datations soient très dispersées, nous penchons pour l'âge résultant des datations aux OSL et isotopes cosmogéniques : 3800 ± 500 ans (voir discussion paragraphe 2.2.1.2).

L'analyse morphologique détaillée de cette terrasse nous permet d'affirmer que le MBT n'a pas eu d'activité depuis son dépôt. Cependant, l'âge très récent de la terrasse ne nous permet pas d'affirmer que le MBT ne soit plus actif du tout. En effet, avec un âge de ~3800 ans, cet intervalle de temps pourrait être inférieur à celui d'un cycle sismique sur cette faille.

2.2.5.2. *Le cône de Budil*

Le cône de Budil nous apporte un élément de réponse. En effet, n'ayant observé ni mesuré aucune déformation à la surface du cône ni à sa base, nous pouvons affirmer que le MBT n'a pas été actif depuis le dépôt du cône de Budil. Par ailleurs, la base du cône a été datée à 15000 ± 2000 ans. Cette durée est supérieure à la récurrence des séismes sur les failles actives en Himalaya du Tibet (Avouac et al., 2001). En effet, si on se réfère aux travaux d'Avouac, (2003) qui, en prenant en compte le taux de glissement sur le MFT et le taux de raccourcissement dans la chaîne, a montré que le cycles sismique en Himalaya du Nepal est estimé entre 180 et 330 ans. De plus, dans ses travaux, Avouac suppose que les variations latérales le long de la chaîne sont minimales (Avouac, 2003).

Nous pouvons donc en déduire que le MBT n'est pas une faille active.

2.3. Zone intermédiaire : Riasi Thrust (MWT) ; Active tectonics of a western Himalayan out-of sequence thrust inferred from a geomorphologic study

Le travail effectué sur le chevauchement de Riasi a consisté en l'analyse morphotectonique de la zone, à travers la datation de terrasses aux ^{10}Be et aux OSL, et la mesure de la déformation à l'aide du GPS cinématique et de la station totale. L'ensemble de ce travail est présenté sous la forme d'un article qui sera probablement soumis à **Geomorphology** ou **Tectonics** une fois obtenues les datations des échantillons OSL envoyés à Oxford.

Active tectonics of a western Himalayan out-of sequence thrust inferred from a geomorphologic study.

Authors:

Violaine VIGNON¹ ;

Then by alphabetic order (temporary)

J. CARCAILLET¹ ; R. JAYANGONDAPERUMAL² ; F. JOUANNE¹ ; Manzoor A.MALIK³ ; Jean-Louis MUGNIER¹ ; Anne REPLUMAZ¹ ; P. SRIVASTAVA² ; Riccardo VASSALLO¹

1 : Institut des Sciences de la Terre (ISTerre), Université Joseph Fourier, CNRS, BP 53, 38041 Grenoble cedex 9, France

2: Wadia Institute of Himalayan geology, Dehra Dun, India

3: Department of Geology, University of Jammu, India

Abstract :

The Main Himalayan Thrust is the major seismogenic feature of the Himalaya and its rupture is responsible for $M > 8$ shallow earthquakes. We have studied the surface expression of the Main Himalayan Thrust in Jammu-Kashmir (northwestern Himalaya), locally called the Riasi Thrust. The study area is located to the south of the Pir Panjal range that borders the Kashmir basin in the south. This thrust is in the same structural location as the Balakot Fault, which ruptured during the 2005 M_w 7.6 Kashmir earthquake (Pakistan).

In the Riasi area, the Chenab and the Anji Rivers, flowing southward and westward respectively, have built large fluvial terraces. We have mapped nine abrasion terraces of the Chenab River on the hanging wall of the fault, and five terraces on its footwall. Moreover, a natural trench has been cut by a tributary inflowing stream, the Nodda River. The Nodda has deposited 2 steep fans composed of local limestone clasts. Along this natural trench of the Nodda tributary, we have observed three splays of the Riasi Thrust. Along the northern splay, Precambrian limestones are thrust over Quaternary sediments. This splay is sealed by Chenab and Nodda deposits. The second splay faults the alluvial fan, leading to a 20-m high scarp. The southern splay folds the alluvial fan into a fault-cored anticline, leading to a 30-m high scarp. We have carefully mapped the geometry of the terraces using kinematic GPS and a total station in the field, aided by satellite imagery and a digital elevation model. The terraces have been dated combining several methods: ^{14}C on charcoal embedded in the terraces, cosmogenic-nuclide dating (^{10}Be) on sandstone boulders constituting the terrace treads, and Optically Stimulated Luminescence (OSL) on fine-grained deposit levels. This work confirms that the Riasi Thrust is one of the main emergences of the Main Himalayan Thrust (i.e. the active Indian/Asian plate boundary) during great earthquakes that impact it ($M_w \geq 7.6$).

1. Introduction:

The present-day tectonics of the Himalaya is characterized by the under-thrusting of the Indian lithosphere below the Main Himalayan Thrust (MHT), while a pile of upper crust sheets is stacked above it (Coward et al., 1986; Le Fort, 1975; Zhao and Nelson, 1993). Historical archives indicate that large earthquakes of ~ 8 magnitudes have episodically ruptured several hundred kilometers long segments of the MHT. Although numerous earthquake ruptures occur along the MHT and reach the front (Avouac, 2003; Kumar et al., 2006), some of them occur north of the front, i.e. out-of sequence (Mugnier et al., 2005). The 8th October 2005, Mw 7.6 earthquake occurred in Kashmir and northern Pakistan (Avouac et al., 2006; Kaneda et al., 2008) and ruptured an out-of-sequence Himalayan thrust, the Balakot–Bagh thrust (BBT), located more than 150 km north from the Main Frontal Thrust (MFT), itself characterized by a blind thrust anticline. The earthquake hypocenter was located at a depth of 15 km on the ramp, close to a ramp/flat transition (Jouanne et al., 2011).

Historical archives show seismic gaps along several segments of MHT (Seeber and Armbruster, 1981). The major seismic gap in Western Himalaya is located in the Jammu-Kashmir area, between the 2005 Kashmir earthquake and the 1905 Kangra earthquake (Hussain et al., 2009). This segment did not suffer major events since the Mw > 7 Srinagar 1555 event (Ambraseys and Douglas, 2004) and this gap is a potential place for great earthquake rupture.

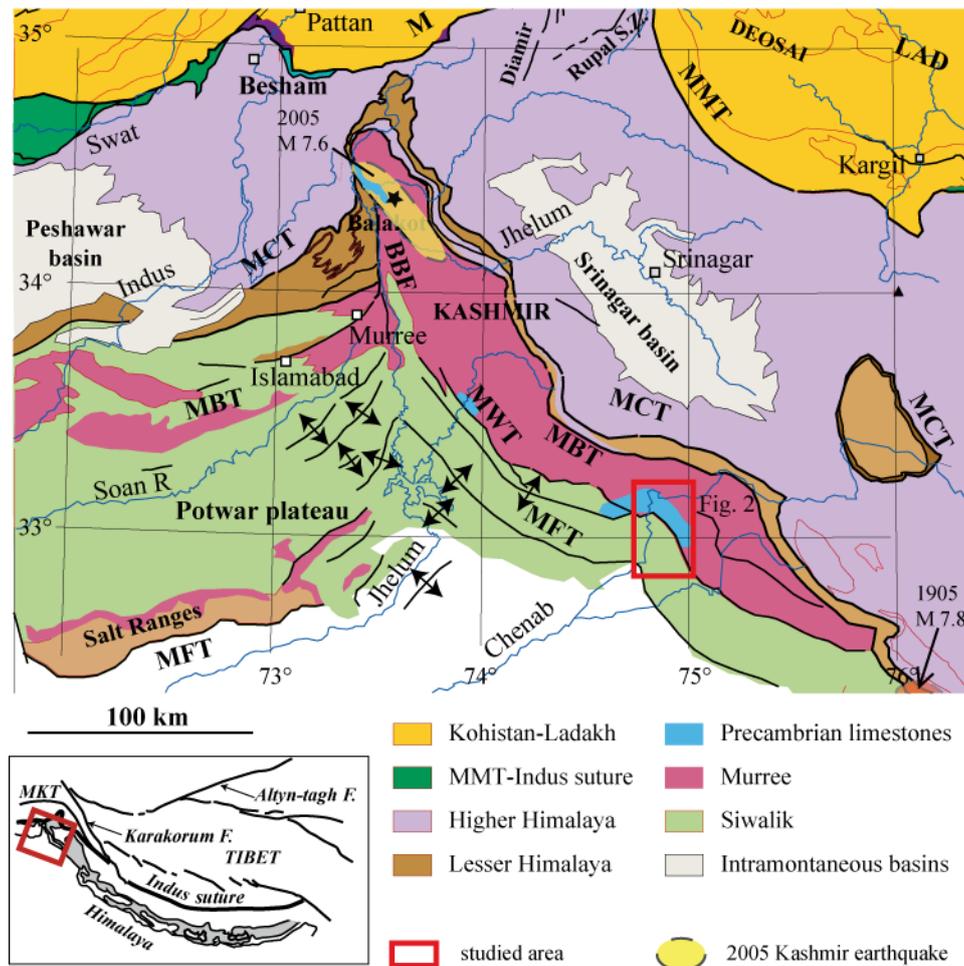


Figure 1: Geological map of northwest Himalaya modified after (Pêcher et al., 2008) showing the 8 Oct 2005 Kashmir earthquake (dashed, shaded ovals) and its epicenter (black star). MMT: Main Mantle Thrust; MCT: Main Central Thrust; MBT: Main Boundary Thrust; MFT: Main Frontal Thrust; MWT: Medlicott-Wadia Thrust.

In this seismic gap, the Medlicott-Wadia Thrust (MWT) is the major thrust out-of sequence located between the Main frontal thrust (MFT) and the Main Boundary Thrust (MBT). The name of this major thrust evolved through time: from the Boundary Fault (Wadia, 1928) and the Main Boundary Fault (Wadia, 1931), to the Medlicott-Wadia Thrust (MWT) (Thakur et al., 2010).

The aim of this paper is to characterize the tectonic activity of the MWT in order to identify the structural continuity of the active Balakot-Bagh fault towards the East. The question is to determine whether the 8 October 2005 earthquake was very specific and related to its location in the core of Hazara-Kashmir syntax at the Western termination of Himalaya or if this event can be considered as characteristic of out-of sequence seismic rupture in Western Himalaya. In this last case, the simple sismo-tectonic model inferred for the Central Himalaya (Avouac, 2003; Feldl and Bilham, 2006) where great earthquakes always reach the front would not be applicable to the Western Himalaya and a model that takes into account out-of sequence rupture would be necessary to understand the origin of the Jammu-Kashmir seismic gap.

We focused on the Riasi City area where mapping, dating and offset measurements of terraces on both sides of the MWT, locally called the Riasi thrust (Karunakaran and Ranga Rao, 1979), allowed us to determinate and quantify the rate of the deformation along the out of sequence thrust. The tectonic uplift will be discussed, directly function of the seismic hazard because of the proximity with the Riasi town, and the Chenab dam upstream. We could also characterize interactions between tectonics and sedimentation during the past 30-40 ka and the implications on the incision rates on both sides of the fault.

2. Contribution of alluvial markers study for active tectonic inferring

Alluvial markers are used in morphotectonic because they allow estimating quaternary movements and tectonic activity, and also can be used to estimate incision.

2.1. Formation of terraces

Formation of terraces results from a balance between sediment supply and / or transport capacity of the river. Fill and strath terraces respectively develop when sediment supply is larger than or balanced with the transport capacity, whereas incision occurs when sediment supply is smaller than the transport capacity (Bull, 1979). Both sediment supply and transport capacity are related to tectonic uplift and climate: climatic fluctuation leads to changes in sediment supply and / or water discharge whereas tectonics modifies the river geometry (i.e. its transport capacity) and the topography of the water shed (i.e. the sediment supplied by hill-slope processes of erosion). The influence of sea level change is considered to be small in a mountain belt far from the sea (Hancock and Anderson, 2002). Fluvial terraces of Himalaya were developed at a distance more than hundreds kilometers from the sea, and therefore the climatic and tectonic control is much more important than eustatic variations.

Fill terraces result from alluviation events that buried the river valley bottom (Pazzaglia, in press). The simplest way to define an alluviation event is its sedimentation rate S . If this alluviation occurred in a zone where the folding and/or faulting tectonics induces spatial variations of uplift, then lateral evolution of the river morphology can occur. In the case of a thrust fault, V_t is the uplift velocity in respect to the substratum of the alluviation zone and is the vertical component of motion on the fault (Fig. 2 top). If:

$S > V_t$: sedimentation occurs above the hanging wall block;

$S = V_t$: large strath develops due to lateral incision of the hanging wall block;

$S < V_t$: incision affects the hanging wall block.

Thus events that induce alluviation at the footwall of a thrust might induce lateral incision and strath surface development at the hanging wall of an active thrust, or above a growing anticline. Fluctuations at a smaller scale of the dynamic of the river during extreme flooding events could nonetheless induce the development of strath terraces. At a longer time scale, the evolution of the hanging wall and footwall would not be exactly synchronous: hanging-wall abandonment would only be synchronous with decrease in sedimentation rate if this decrease is instantaneous; otherwise the hanging-wall

abandonment occurs as soon as the sedimentation rate S is smaller than V_t and postdates the deposition of the upper part of the footwall sediment. Figure 2 illustrates this delay in the case of a linearly changing sedimentation rate. Furthermore, footwall abandonment could largely postdate the top of the aggrading sediment because the period between the alluviation event and the abandonment is not passive and extreme flooding events could remobilize the top of the sediments.

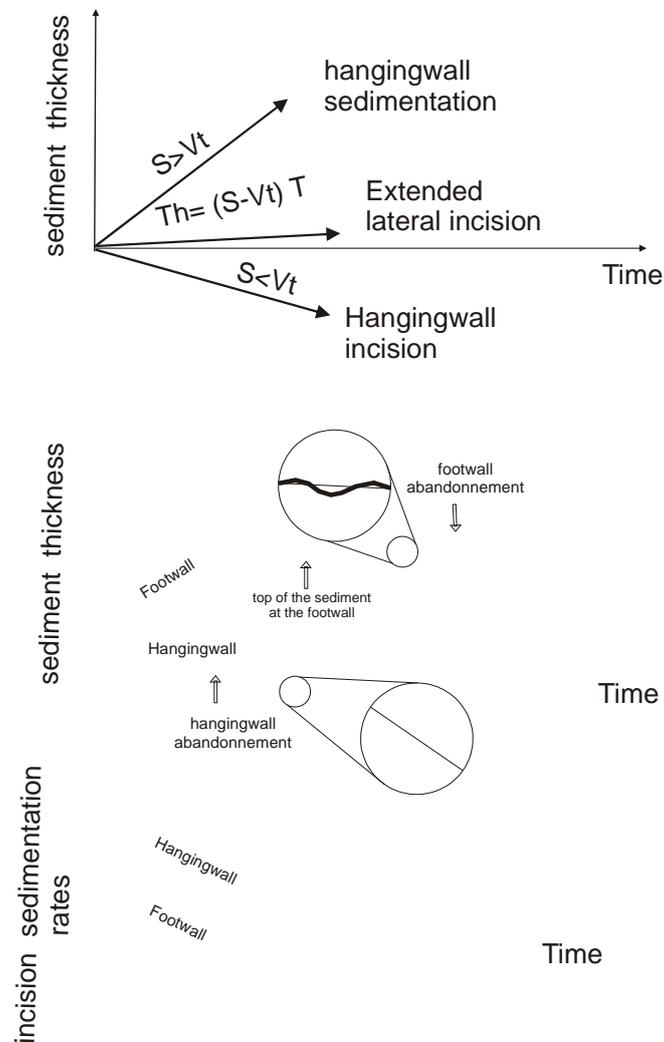


Figure 2: Comparison of the hanging-wall and foot-wall evolution in respect of the sedimentation rate at the footwall and vertical throw rate; a) Sketch of the different cases at the hanging depending of the values of S and V_t ; b) comparison of the timing of hanging-wall abandonment and footwall deposition assuming a constant tectonic input and a linearly changing sedimentation rate.

In term of dating methods, measurements of terrestrial cosmogenic nuclides (TCN) concentrations date the abandonment of terraces assuming that duration of sedimentation is negligible (Carcaillet et al., 2009; Vassallo et al., 2005), whereas optically stimulated luminescence (OSL) dates the timing of local deposition. Due to the uncertainty about the dating techniques, we are not able to distinct events separated by less than few thousand years, and therefore we use the assumption that abandonment of strath terrace and end of alluviation of fill terrace are close in order to propose a correlation of the terraces during our study.

2.2. Incision and tectonic vertical slip rate

Measures of the height and estimation of the age of fluvial surfaces on both sides of a thrust allows estimating the vertical throw of the thrust and changes in the river profile (Avouac et al., 1993; Bucknam and Anderson, 1979; Ritz et al., 2006).

Incision can be written as a function of tectonic uplift and change in river profile (adapted from Lavé and Avouac (2001) :

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

With I: incision; U: tectonic uplift and B: change of river level. $I(x,t)$, $U(x,t)$ and $B(x,t)$ are considered at location x and at time t . Uplift and change in the level of river bed are defined in a reference frame fixed to the Indian plate. The change in river height ($B(x,t)$) is induced by several changes affecting the downstream part of the river (Active tectonics; Subsidence of the foreland basin; Change in the slope of the river profile and its sinuosity related to climatic fluctuations...). Due to this complexity, we decided to not discuss its origin in this paper.

Two equations derive from equation (1) applied to the foot-wall and hanging-wall of a thrust:

$$I(xh, ti) = U(xh, ti) + B(xh, ti) \quad 2$$

$$I(xf, ti) = U(xf, ti) + B(xf, ti) \quad 3$$

With (xh, ti) and (xf, ti) that refer to abandonment since ti years of terraces at the hanging-wall and at the footwall respectively.

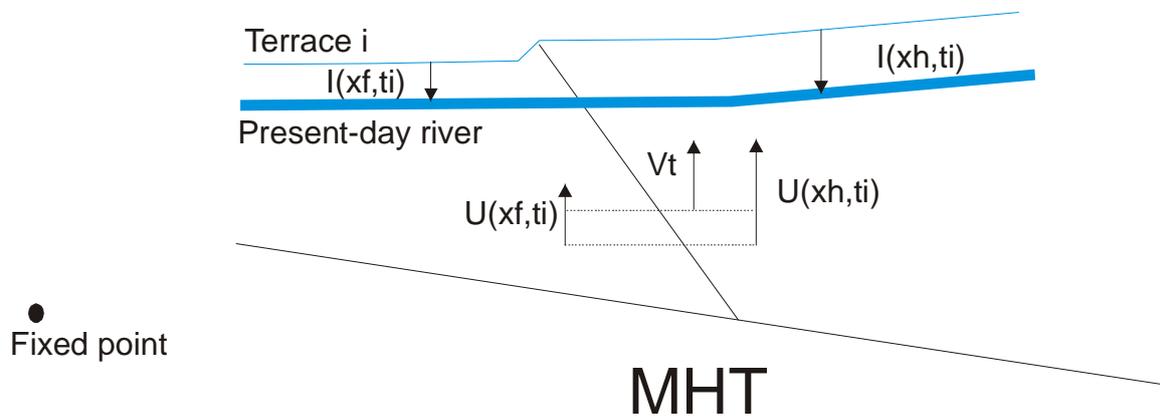


Figure 3: sketch illustrating the vertical movement of the fault calculated after incision on both sides of the fault.

By definition, Vt : vertical throw of the fault is:

$$Vt = U(xh, ti) - U(xf, ti) \quad 4$$

And

$$B(xh, ti) \approx B(xf, ti) \quad 5$$

Because even if the slope changes, the horizontal distance is short.

By difference of eq. 3 and 2, and substitution in eq. 4 it is found:

$$Vt = I(xh, ti) - I(xf, ti) \quad 6$$

This implies that the difference of incision between the hanging-wall and the foot-wall for a same marker only reflects the local tectonic activity and is not affected by regional uplift or change in the base level of the river bed. In this calculation, we neglect the horizontal component of motion because it has been shown that it can be neglected when channel gradient is small (Kirby and Whipple, 2001).

Thus, for similar ages, if we remove the elevation of terraces at the footwall from the elevation of terraces at the hanging wall, the vertical component of the throw of the fault can be deduced.

2.3. Utility of fluvial markers for active tectonics

Alluvial construction deposited above active faults might consist in a marker of tectonic activity. When abandoned, they are not deformed and represent isochrones surfaces. To measure the fault activity, we measure their vertical deformation corresponding to fault scarps (e.g. Avouac et al., 1993; Bucknam and Anderson, 1979; Ritz et al., 2006). Deformation rates can be expressed as a function of the time of abandonment of the alluvial construction and the deformation of the surface.

$$S(t) = \frac{D(t)}{T} \quad 7$$

With S(t) the deformation rate, D the deformation measured at the surface of the alluvial construction at a time t and T age of abandon of the surface.

If the deformation is distributed along several splays of the active fault, they might not fault synchronously or with the same amplitude. Summing the deformation along each splay allows deducing the total deformation rate. The deformation rate calculated is an average since the abandon age of the surface. Using several surfaces abandoned at different time, one measure variations of deformation through time.

The deformation measured at the surface of an alluvial construction corresponds to most of the deformation, although a part of it might be distributed through immeasurable processes. Therefore, the deformation rate inferred from surface deformation measurements is a minimum rate.

3. Methods:

3.1. Topographic measurements and analysis

To measure the topography and surface area, we made a kinematic GPS survey, using two receivers. The first one was used as the base and placed at the top of a building in Riasi town; the other one was mobile. Both receivers recorded positioning data (from at least 4 satellites, GPS or Glonass) at intervals of 1 second. The route depended on the expected precision for the campaign: profiles or surface cross-ruling for thinner topographic details.

The position of the base was accurately calculated with one day recorded data from permanent IGS stations and then forced for the rest of the survey to avoid step between different days of record. The accuracy location of the base was performed as follow: (1) initial ionosphere-free analysis with computation of residuals, (2) residuals analysis; (3) resolution of wide-lane ambiguities using the Melbourne–Wubben linear combination (Melbourne, 1985; Wübbena, 1985) with DCB files when available, (4) computation of the ionosphere-free solution introducing the resolved Melbourne–Wubben linear combination ambiguities, and (5) computation of the normal equations. Troposphere-induced propagation delays were estimated from observations made every 2 hours. The solution was transformed in the ITRF2005 (Altamimi et al., 2007) reference frame with a seven-parameter Helmert solution. Coordinates were then estimated using the Bernese 5.0 software in the ITRF2005 reference frame.

We used the Topcon Tool software to treat the kinematic data. Only data with a horizontal precision order of one centimeter were used. Data which vertical precision was over 50 cm have been rejected.

We also used a total station system (Theodolite) to measure topography, fault planes and strata. The main uncertainty of precision is due to the adjustment of the vertical axis that is in order of 1°. The survey was made with a telescope, pointing a target with a laser. Horizontal and vertical angles between the target and the telescope were measured. The location of the total station was measured by kinematic GPS in order to locate the measurements of total station in the same reference.

The kinematic GPS data were compiled to develop a digital elevation model completed by ASTER GDEM in the areas we had not covered. This DEM was used ultimately to build cross sections, to measure precisely offsets of surfaces and relative altitudes between different surfaces. On the cross sections we projected total station data to place faults and stratum orientations.

3.2. Dating morphotectonic markers

3.2.1. ¹⁰Be cosmogenic dating

We used in situ-produced ¹⁰Be concentration (TCN – Terrestrial Cosmogenic Nuclides) to quantify the age of abandonment of morphological markers (e.g. van der Woerd et al., 2006; Vassallo et al., 2005) (See Figure 4 for location and table 1 for results). We sampled decimetric scale pebbles well encased in the alluvial matrix to reduce the risk of post-depositional remobilization. We sampled along depth profiles because the attenuation in respect to the depth is dependent of: a) the age of deposit of the terrace sediment (assuming a constant age); b) the post depositional erosion; c) the ¹⁰Be inheritance from prior exposure (geological blank). This requires that the terrace was deposited during a single event. The deepest sample was thus collected deep enough to evaluate the geological blank (Anderson et al., 1996; Brown et al., 1998) and the best attenuation profile is calculated using the statistical procedure defined by Hidy et al, (2010). The SLHL Production rates (4.76 at.g⁻¹.a⁻¹) (Nishiizumi et al., 2007), were corrected for altitude/latitude sampling using the scaling factors of Stone (2000) modified from Lal (1991). If a depth profile could not be performed on a terrace, we collected only surface samples of lithology similar to samples collected on surrounding terraces, assuming that the ¹⁰Be inheritance was equivalent.

Beryllium oxide targets were extracted following the chemical procedure of Brown et al (1991). ¹⁰Be Target was measured at the at the French National Accelerator Mass Spectrometry facility ASTER in Aix en Provence and normalized against NIST SRM 4325 with the certified value of (¹⁰Be/⁹Be) =

$(2.79 \pm 0.03) \times 10^{-11}$. Analytical uncertainties include uncertainties associated with AMS counting statistics, AMS external error (0.5%), and chemical blank measurement ($6,799 \pm 1.50 \times 10^{-15}$; $4,099 \pm 1.18 \times 10^{-15}$ for 2008 and 2010 measurements respectively).

No correction for snow cover was applied because of warm climate under these latitudes and altitudes. No geomagnetic effect correction was applied.

To estimate the age of dated surfaces, we used the software presented by Hidy et al (2010). Muonic production was calculated with a depth of muon fit of 5 meters. We used a constant density for terraces of 2.0 (Brocard et al., 2003).

3.2.2. Optically stimulated luminescence

We sampled sand and silty banks to date by optically stimulated luminescence (OSL) on multiple grains. Sampling was performed using opaque stainless steel pipes. This technique relies on the premise that prior to burial geological luminescence stored in the minerals is zeroed by day light exposure during the erosion and transportation (Aitken, 1998). Fluvial sediments in Himalaya are generally deposited under high-energy turbulent conditions and thus carry a possibility of poor and inhomogeneous zeroing. The uncertainty arising due to this is tackled by reducing the size of aliquot and by accounting the least palaeodoses in age estimation (e.g. Srivastava et al., 2009; Srivastava et al., 2006; Srivastava et al., 2008). Therefore, to optimize the accuracy of the dating, we sampled levels where the reset of geological luminescence before sedimentation was maximized, i.e. in thin grain levels. The dating was carried out in the Wadia Institute of Himalayan geology, Dehra Dun, India. The OSL measurements were performed following the technique described in Srivastava et al, (2009).

4. Morphotectonic results:

4.1. Geology of the selected site

Two preliminary field investigations have been performed between the Punch River (Pakistan) and the Tawi river (India) to find areas with fault zones crossed by rivers leading to the construction of morphotectonic markers. The Riasi area appeared to be a good place of study because Chenab River flows from north to south, crosses the MWT and meets its tributary: the Anji River flowing from east to west. These rivers and smaller tributaries (Nodda River and Agharnala flowing from NE to SW) built alluvial surfaces on both sides of the fault and above the fault. The different streams led to different deposits with easily identifiable source lithologies.

The hanging wall of the Riasi thrust is characterized by Precambrian dolomitic and cherty limestones called the Great Limestone or Sirban Limestone (Krishnaswamy et al., 1970; Srinivasan and Khar, 1996). They were described as Jammu Limestone in the “Geology of Himalaya” (Gansser, 1964). Reliefs associated to this lithology reach more than 2000 m high and were described as denudation hills by Nawani et al, (1982). Jammu Limestone is folded at its contact with Riasi thrust, and north of it dips sharply to the North. It is overlain by non-marine Murree formation consisting of hard sandstone and purple to chocolate colored shale and siltstone. Murree formation is also folded and faulted. At the footwall of the Riasi thrust, the Siwalik foothill range reaches 700-900 m high,

described as structural hills by Nawani et al (1982). Middle Siwalik formation consists of grey sandstone and red-orange shale. Upper Siwalik formation ranges from grey sandstone to boulder conglomerate.

We used SPOT satellite images (51992830811220552062J1; 51992840805080603392J0 and 52002840811230532562J0) allowing the mapping of alluvial terraces and fans in the area of Riasi to study interaction between fluvial deposits and tectonic activity (Figure 4).

Our mapping of alluvial surfaces takes into account (1) the position with respect to the Riasi thrust (H for Hanging wall; F for Foot wall); (2) the relative altitude of the terrace in the vicinity of Chenab River, in respect to the present-day river (1 for the highest; 7 for the lowest); (3) The origin river (C for Chenab; A for Anji; N for Nodda or Agharnal and double letters for inter-bedded sediments). The Nodda's fan is located on both sides of the fault and its structural position is not mentioned but studied in detailed on paragraph 0. The correlation of these distinct terraces will be performed in the discussion.

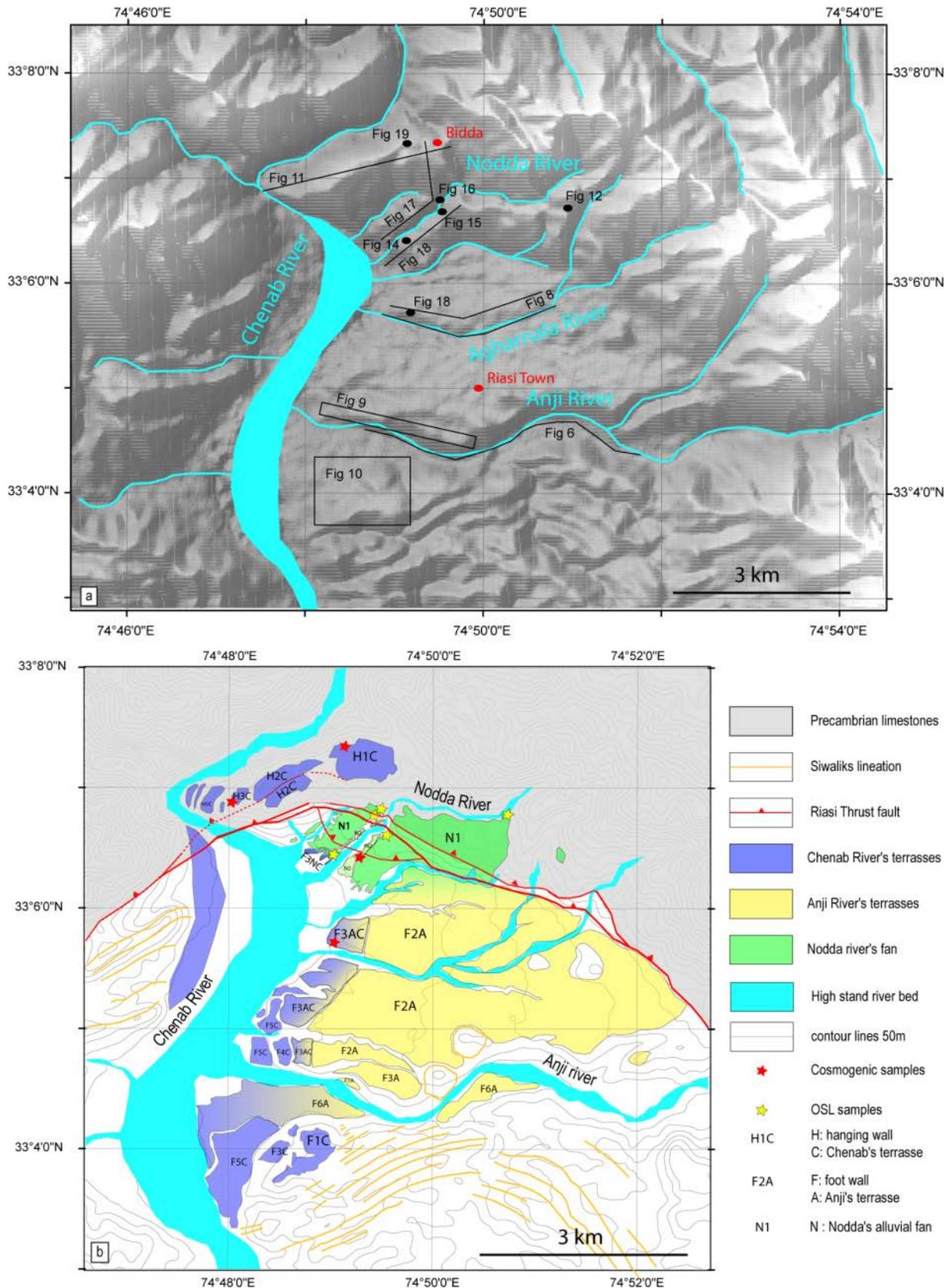


Figure 4: morphotectonic map of the Riasi area. a_ DEM picture of the studied area with location of other figures. b_ morphotectonic interpretation of the DEM picture. Name of the fluvial construction depends on (1) the position in relation to the Riasi Thrust (i.e. F: Foot wall; H: Hanging wall); as the Nodda alluvial fan cuts the fault, we did not mention its position. (2) the elevation compared to

present day river beds (i.e. 1 the highest, 6 the lowest). Note that we used two different numbering systems at the footwall and at the hanging wall of the thrust. (3) The river at the origin of the construction: C: Chenab River; A: Anji River; N: Nodda River;

4.2. River Sediments

In the Riasi area, Chenab River flows from north to south and drains a catchment of more than 11500 km². It originates in the High Himalaya, and crosses different geologic units: traps, crystalline rocks, quartzite, Murree sandstones and siltstones and Jammu limestones before reaching Siwaliks close to Riasi. The Chenab River builds fluvial terraces characterized by rounded boulders of all those lithologies, interbedded with sand banks enriched with lots of micas resulting from the High Himalaya erosion. As illustrated on Figure 5, the terraces present a globally grey color. The boulder size ranges from centimeter to tens of centimeters of diameter and they are embedded in a gravel and sand matrix. These formations have been described as Chenab River Terraces by Nawani et al (1982).

In the South of Riasi, the Anji River, a tributary of Chenab River, flows from east to west. Its catchment is smaller than Chenab's with 114 km². It originates in the red Murree sandstones and then exclusively crosses Precambrian limestones upstream to Riasi. Anji deposits are characterized by limestone and Murree sandstone boulders, but less rounded than Chenab's and they are often supported in a matrix formed of reddish sand resulting from erosion of Murree and limestone gravels (see Figure 5). This formation has been described as Anji Khad terraces by Nawani et al., (1982).

In the Riasi area, small tributaries draining only Precambrian limestones also build thick alluvial fans. These limestones sediment formations extent widely towards the East at the footwall of the thrust, were described as the Vaishno Devi Formation by Thakur et al, (2010). Nodda River with its catchment of 5 km² built its own alluvial fan at the vicinity of the Chenab River. Its deposits are characterized by thin layered sand and gravels limestone deposits and locally interbedded with angular blocs of limestones whose size ranges from centimeter to a few tens of centimeters. The matrix is beige and made by poorly cemented limestones gravels. Erratic Chenab boulders can be deposited on the terrace, probably pulled out from close Chenab terraces and slopes, and more frequently at the base of the terrace cover. A calcrete is formed on the surface of the fan because of the circulation of highly calcareous waters.

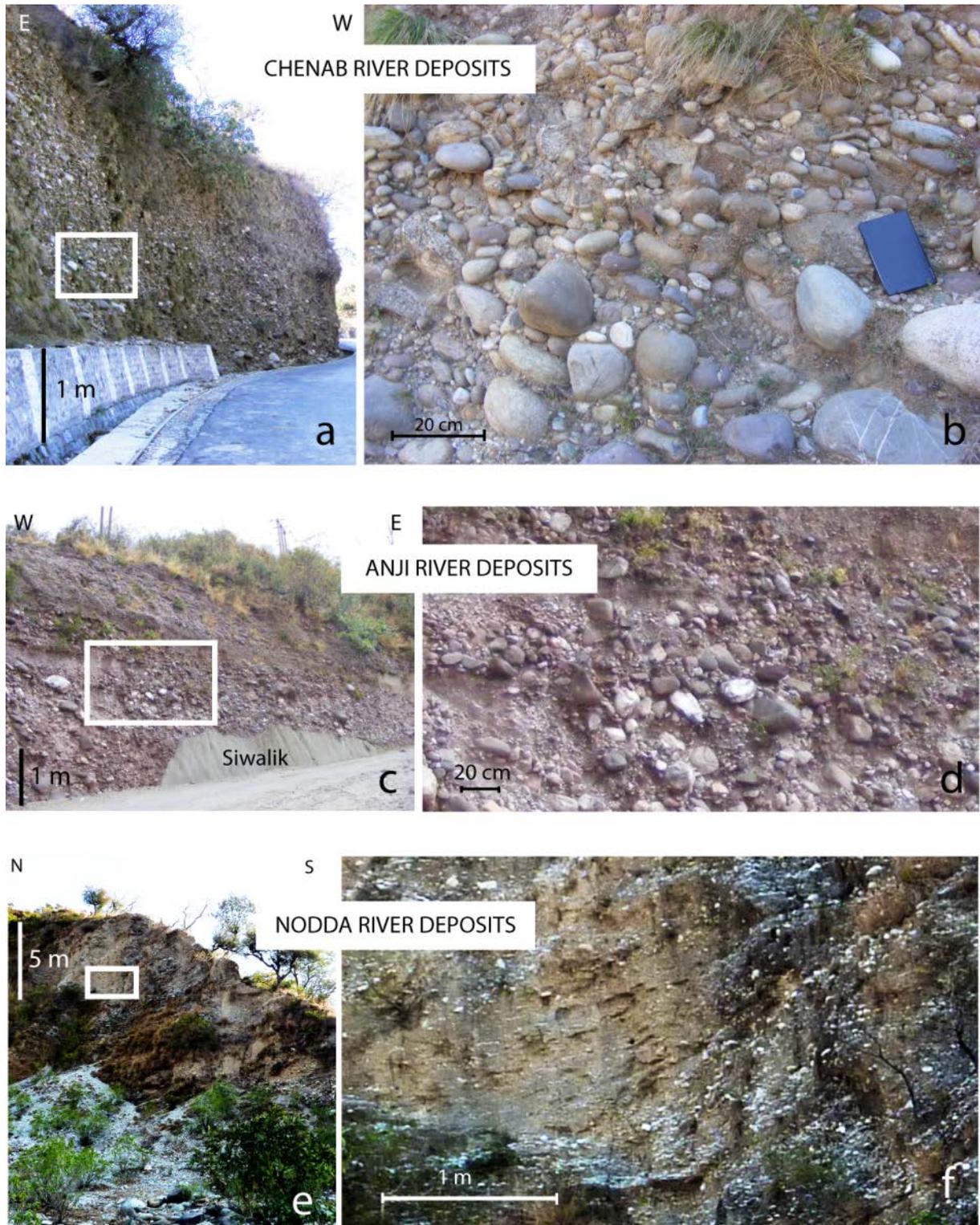


Figure 5 : a_ and b_: Pictures of Chenab deposit facies on HIC terrace; the white box in a_ corresponds to b_; c_ and d_: Pictures of Anji deposit facies on F2A terrace; the white box in c_ corresponds to d; e_ and f_: Pictures of Nodda deposit facies on Nodda Fan; the white box in e_ corresponds to f_

4.3. Morphology of footwall terraces

The town of Riasi is built on F2A, the largest terrace, located on the Northern side of Anji River. Sediment beneath F2A has a typical Anji facies. The slope of F2A is constant in the east-west direction on its whole length: 4,4% (see Figure 6), stronger than the present-day Anji River slope (1,7 %). It also presents a 1% slope toward the north direction, i.e. in the opposite direction of Chenab flowing direction. The terrace is 7 km long, widens from east to west, and reaches 4 km north to south extent. The thickness of the deposits evolves from 60 m to the North to ≈ 10 m meters to the South. Lateral variations of facies are observed at the northern and western extremities. At the North, the elements of the terrace change of lithology until a domination of limestone origin. At the west, close to the Chenab River, the facies are locally interbedded with Chenab deposits. F3AC is a fill-cut terrace in F2A. This is consistent with the slope variation at the western extremity of F2A measured with kinematic GPS (see Figure 6). Contrary to F2A, the slope of F3CA is parallel to Chenab River, i.e. gently dipping southward.

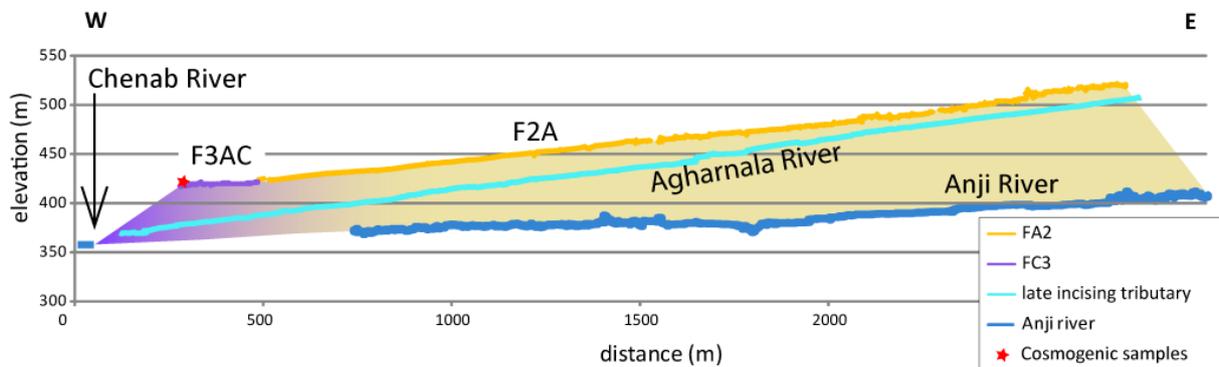


Figure 6: Comparison of kinematic GPS profiles in EW direction along F2A, Anji River and a late incising tributary: Agharnala River with location of ^{10}Be sampling site. See Figure 4 for location on the map.

F2A Terrace is edged by lowermost strath terraces on its present-day Chenab and Anji sides (F4C and F5C along Chenab River and F3A and F6A along Anji River), as shown on the Figure 4b). Terraces show same lithologies and slope as those of present day river.

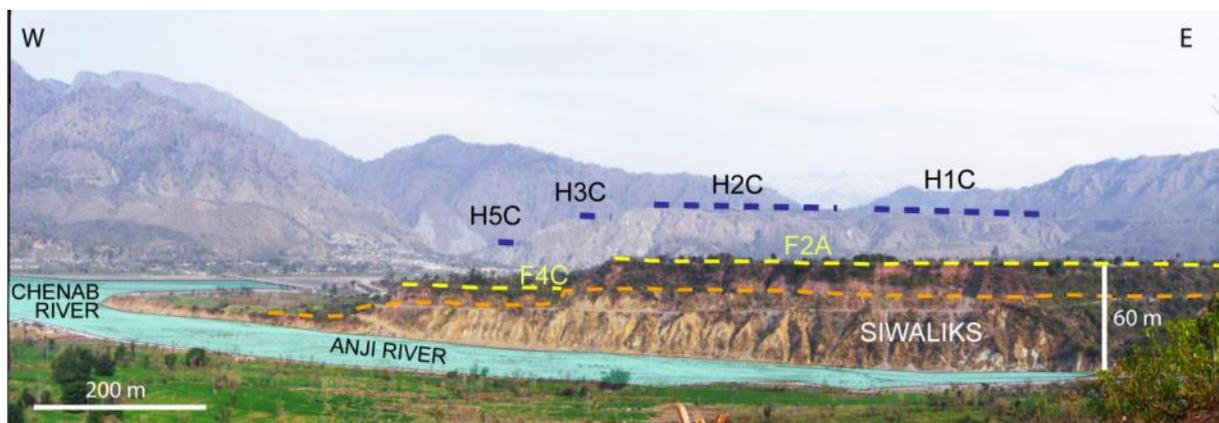


Figure 7: a) view on terraces F2A and F4C from the south;

To the south of Riasi area, the frontal tectonics led to a growing anticline in Siwalik sediments and relief formation. Siwalik facies evolve from upper Siwaliks with big pebbles interbedded with sand banks in Riasi area, to middle Siwaliks made of grey sandstones in the core of the anticline (Srinivasan and Khar, 1996). The dip of Siwalik layers is gentle in the south flank of the anticline and is vertical in the northern limb close to Riasi (Figure 8). Several terraces are deposited along the Chenab River above the frontal anticline. The southernmost terraces tilt southward while the northernmost, just in the south of Anji River, tilt northward.

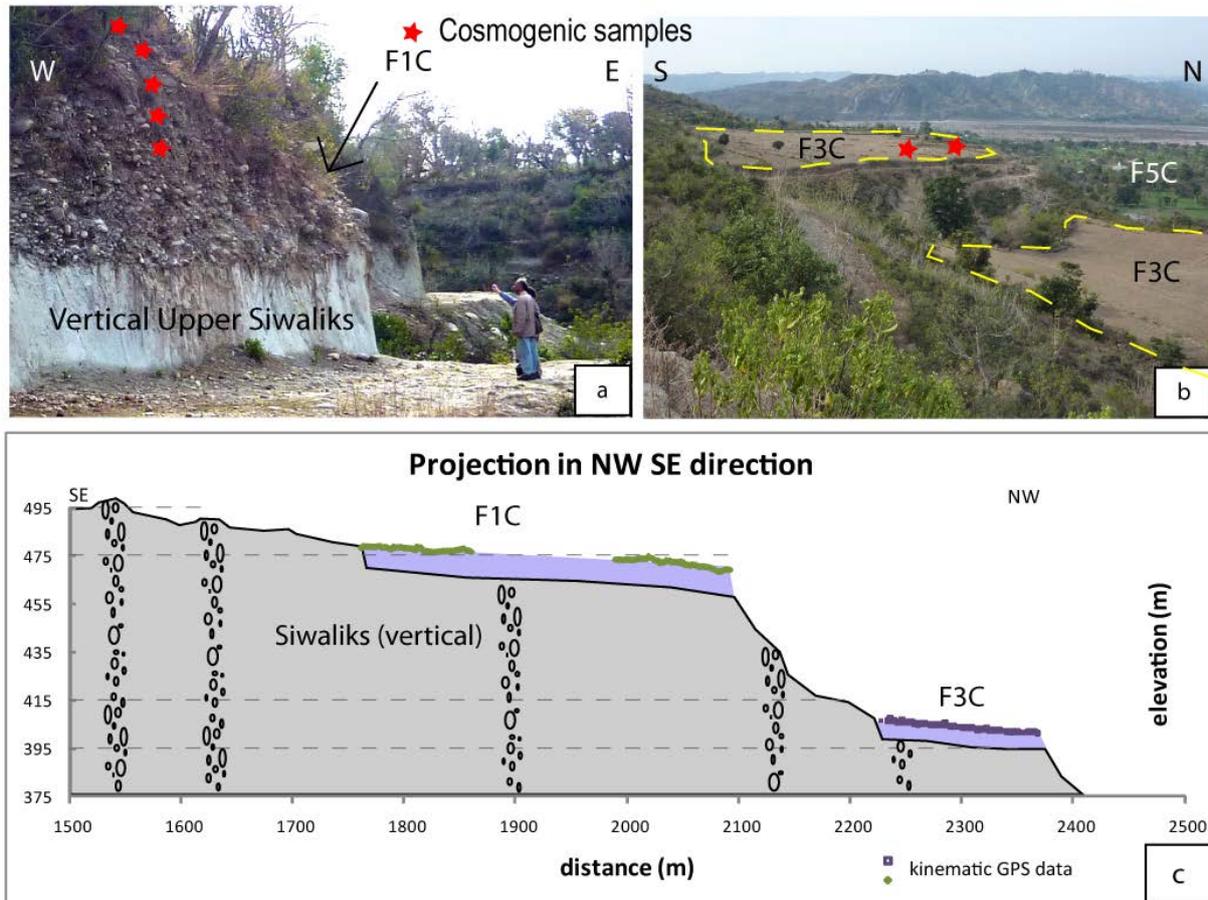


Figure 8: a) strath surface on of the tilted upper Siwaliks overlapped by the Chenab terrace F1C with position of samples for cosmogenic dating (red stars); b) Picture of F2C terrace with position of samples for cosmogenic dating (red stars); c) kinematic GPS route projected in the NW-SE direction for F1C and F2C. Projected in the NS direction, F1C presents a tilting in the N direction while F2C is tilted in the south direction with a slope more important than Chenab River flowing southward, 70 m beneath F2C.

The northern terraces above the anticline, called F1C and F3C have been mapped. They are strath terraces, about ten of meters thick and show the typical Chenab facies. They were deposited above almost vertical Upper Siwalik beds. F1C is the highest terrace at the Footwall of the Riasi Thrust with a height above the present day Chenab of 165 m. It is 1 km long in the NE direction, i.e. parallel to the strike direction of underlying Siwaliks while its surface slope is perpendicular: toward NW (see Figure 8). F3C, less extended is only half a kilometer long and has been divided into two by a seasonal

stream. F3C is rather flat and does not present any striking slope. Its elevation is in the continuity of F3AC previously described on the right bank of Anji River.

4.4. Hanging wall terraces and structures

4.4.1. Chenab Hanging wall terraces

In the Hanging wall of the thrust, Chenab River goes around a Precambrian limestone spur, more than 3 km wide from East to West, and 1 km from North to South. Limestones are orientated N090 65N. Flat Chenab terraces lay directly upon the Precambrian Limestones bedrock at the top of this spur. The highest terrace H1C, 375 m above the Chenab River (see Figure 9), is located on the eastern side of the spur. It is 1 km wide and its thickness evolves from 4 m at its western side to 15 m eastward (Figure 4).

We distinguish to the west H2C slightly lower (35 m) than H1C. At the western end of the spur, 5 less extended terraces step until Chenab River (see insert b in Figure 9). Their thickness can reach a ten of meters. H3C is locally covered by limestone gravel (see Figure 9, (c)) deposits resulting from Chenab tributaries. H2C is separated in two different levels. The position of the lower surface is 15m under the upper one. This difference of elevation is due to a splay of the fault that divided H2C in two and uplifted the northern part.

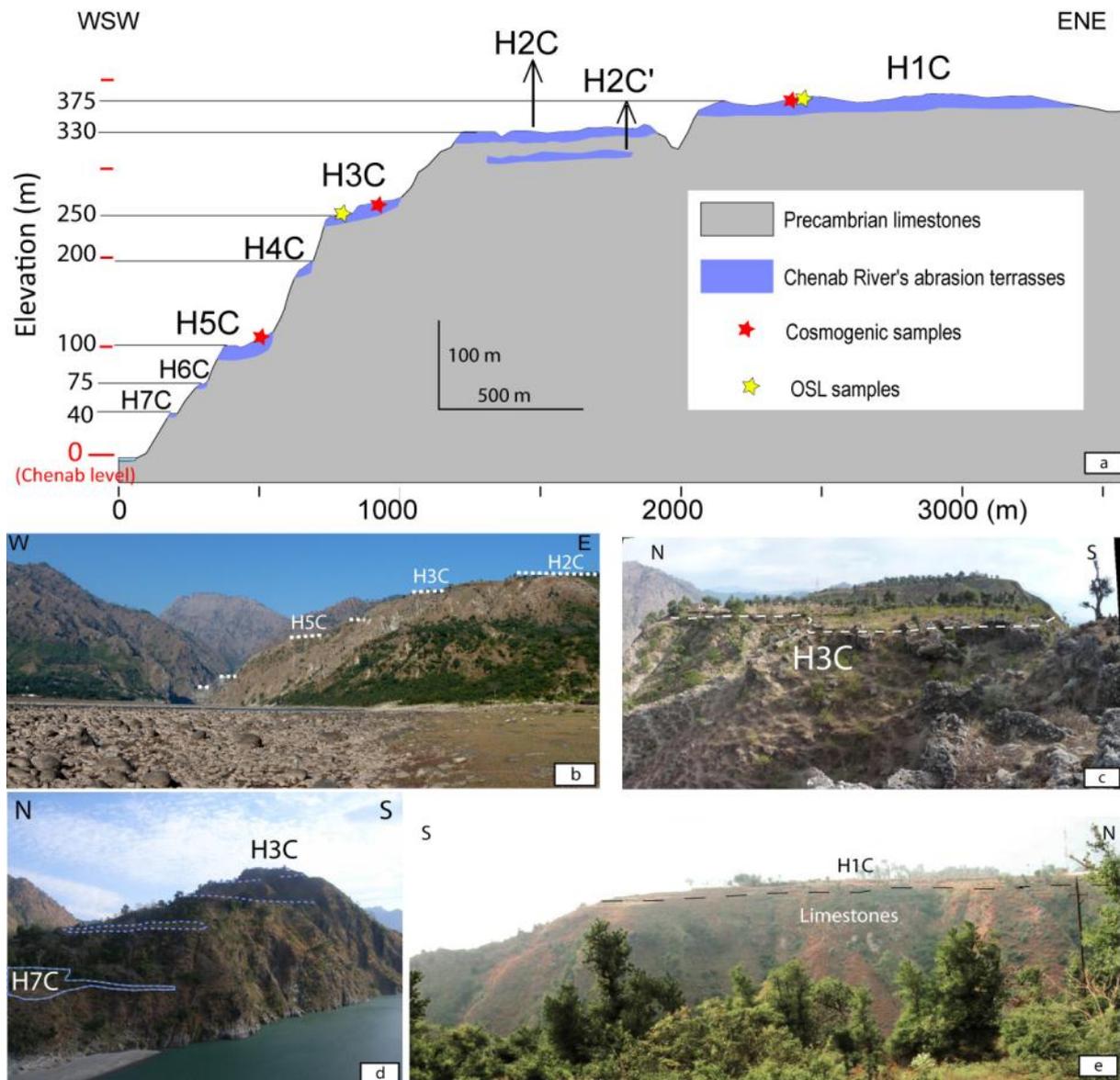


Figure 9: a_ Cross section through Chenab's strath terraces at the hanging wall of the Riasi Thrust (Note that the vertical axis is exaggerated). The 7 stepped terraces illustrate different stages of aggradation at the hanging wall of the fault. The altitude of terraces is measured in reference to Chenab River's level. b_ c_ and d_ Pictures of hanging wall terraces from different viewpoints.

4.4.2. Tilted quaternary sediment at the hanging-wall

Along the lower part of relief slopes, quaternary sediments, described as part of the Vaishno Devi formation (Thakur et al., 2010), show strong dip toward the south-west (parallel to the hill slope). They are composed of consolidated limestone angular pebble size clasts. Some layers of this formation can be interpreted as avalanche breccias cemented in a calcareous matrix, but others show sedimentary evidences of alluviation (layered clay levels deposited between big pebbles) associated to minor streams such as Nodda River. The dip of this formation evolves between 45 and 30° toward south or west directions and can be related to the surface slope of alluvial formations and post-depositional deformation, for example with evidence of folding (Thakur et al., 2010).

4.5. The Riasi thrust splays

4.5.1. Fault-crossing Nodda fan

The Nodda River alluvial fan (N1) (see Figure 4) crosses the Riasi Thrust fault zone. It has an average slope of 6 ± 1 % from east to west -when the effect of tectonic is removed- and widens downstream. Upstream, its slope reaches almost 30° locally. Its thickness reaches more than 50m above present-day Nodda River. Nodda River incised in the border of the fan in its upper part and cuts through its lower part (Figure 4), providing a natural trench. A fill-cut terrace called N2 developed within the Nodda fan. It widens downstream and its western termination merges with the paleo-Chenab River which deposited a thin fill-cut terrace on the western side of present-day Nodda River, called F3NC. The height of F3NC is 50 m above Chenab River at its southern termination and 10 m under the surface level of N1. The fan presents two major scarps. The upstream one is linear, trending NW-SE, parallel to the Riasi thrust. It is 20 m high, with a lateral variation up to 37 m eastward. The downstream one is curved, matching the downstream spreading of the fan and reaches 34 m high north-westward.

The Nodda fan onlaps on the limestone at the base of the relief and the present-day Nodda incision shows that the base of the sediments lies above a limestone strath surface. Stratification within the limestone dips 40° towards the North-East and a bedding-parallel fault presumably reached the paleo-surface beneath the Nodda fan at the base of the paleo-slope of limestone hills.

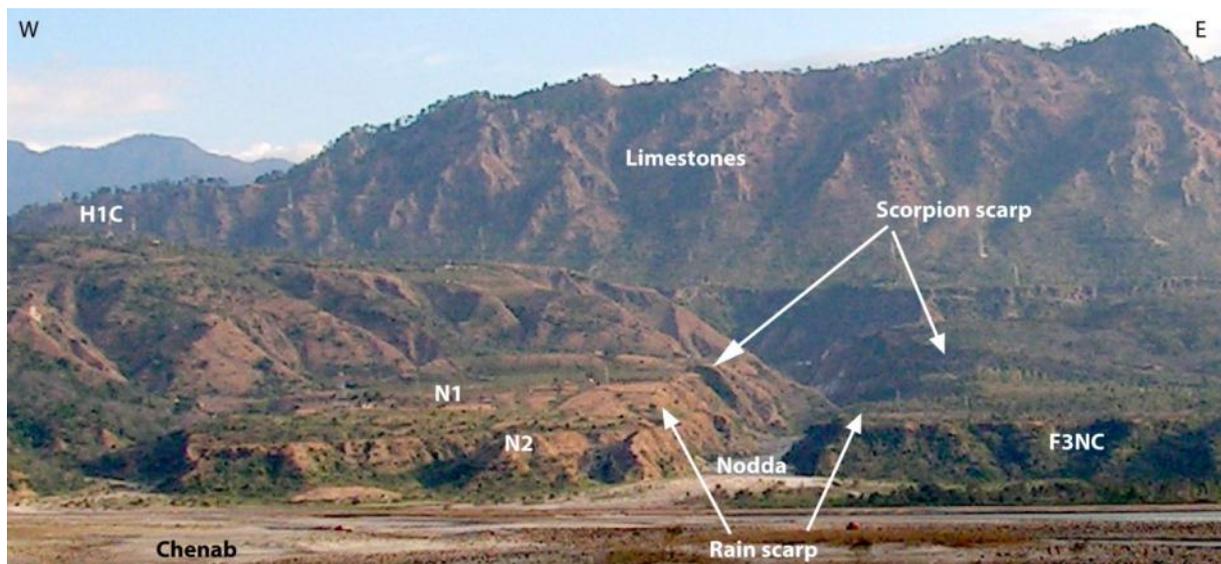


Figure 10 : picture of Nodda Fan N1 from the South. Tectonic scarps are pointed by white arrows.

4.5.2. Faults of the Nodda natural trench

The Riasi thrust is located at the base of the limestone relief, and the natural trench provided by Nodda River shows clearly three splays to the south of the Riasi Fault. The upper-stream splay is sealed by the Nodda fan (N1), and the two others are associated with scarps at the surface of the fan.

(1) The downstream tectonic scarp corresponds to the downstream splay called the Rain Fault and reaches 34 m high on the western side of the present day river. Below the scarp, layers of the hanging

wall are folded while layers of the footwall are gently sloped downstream. At the base of the fan, at the present-day Nodda level, the Rain fault entails a wide anticline fold 100 m long and with a minimum height of 16 m. In the core of the fold, outcrop Chenab deposits. We measured the orientation of folded layers under the scarp. They are presented in right stereogram figure 15. The pole of these beds is N 29 and suggests a shortening direction that corresponds to the movement direction of the Scorpion Fault (presented below).

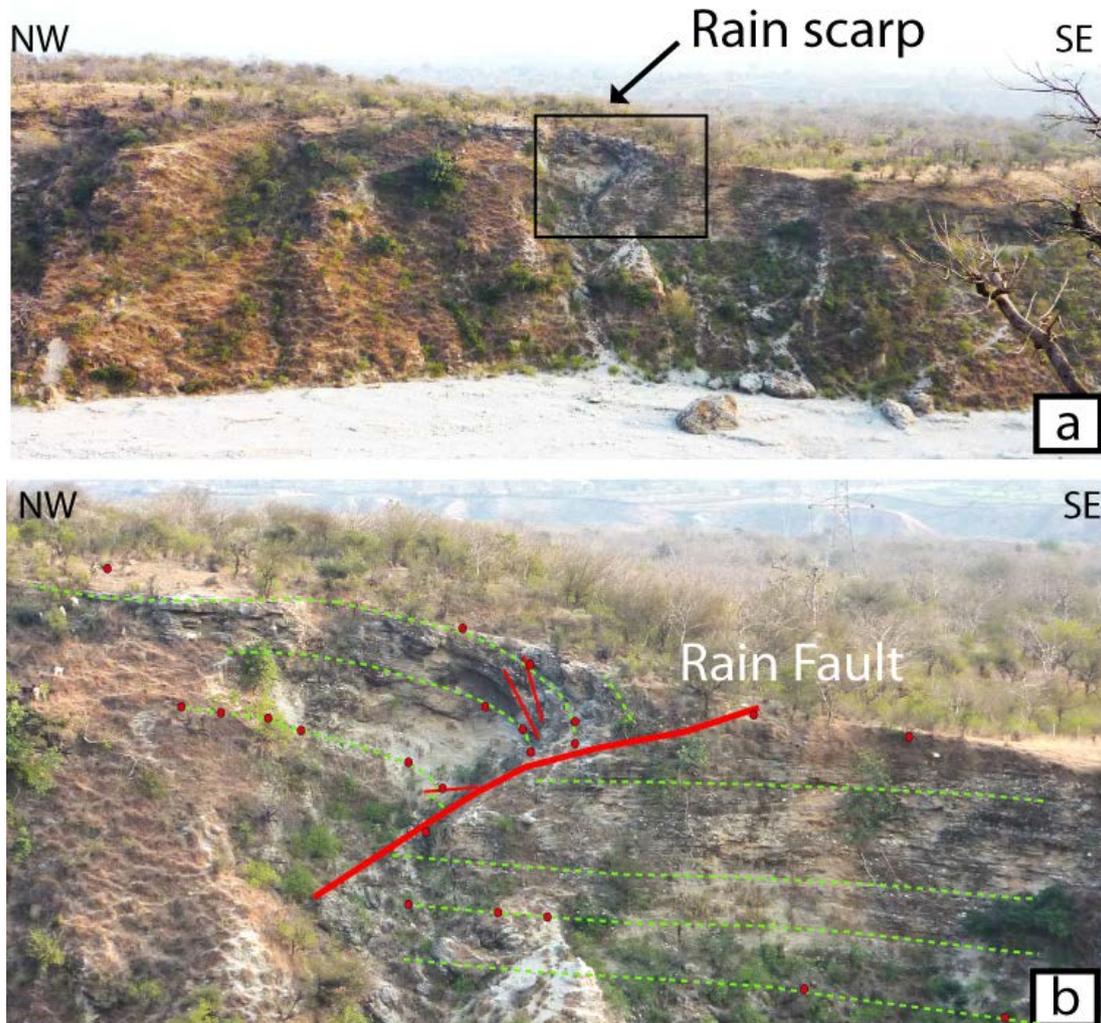


Figure 11: a) Picture of Rain Fault and associated tectonic scarp on the left bank of Nodda River. Black box in (a) corresponds to (b); red dots on b) refer to total station measurement used for Fig. 16 a

(2) The upstream tectonic scarp corresponds to the middle splay, called the Scorpion Fault. This fault thrusts Chenab deposits over Nodda fan. At the footwall, Nodda deposits are slightly deformed in a drag fold at the contact with the fault. The direction of the fault plan is N 131, 35 E. A deformation zone is associated to the fault, with several pebbles highly sheared (see green pebble of Panjal trap on Figure 12). Within this zone, we measure 3 cleavage plane, which mean direction is N163 60E. Calculated intersection between fault plan and cleavage indicates the perpendicular of movement direction (Vialon et al., 1976) which is therefore N 33.

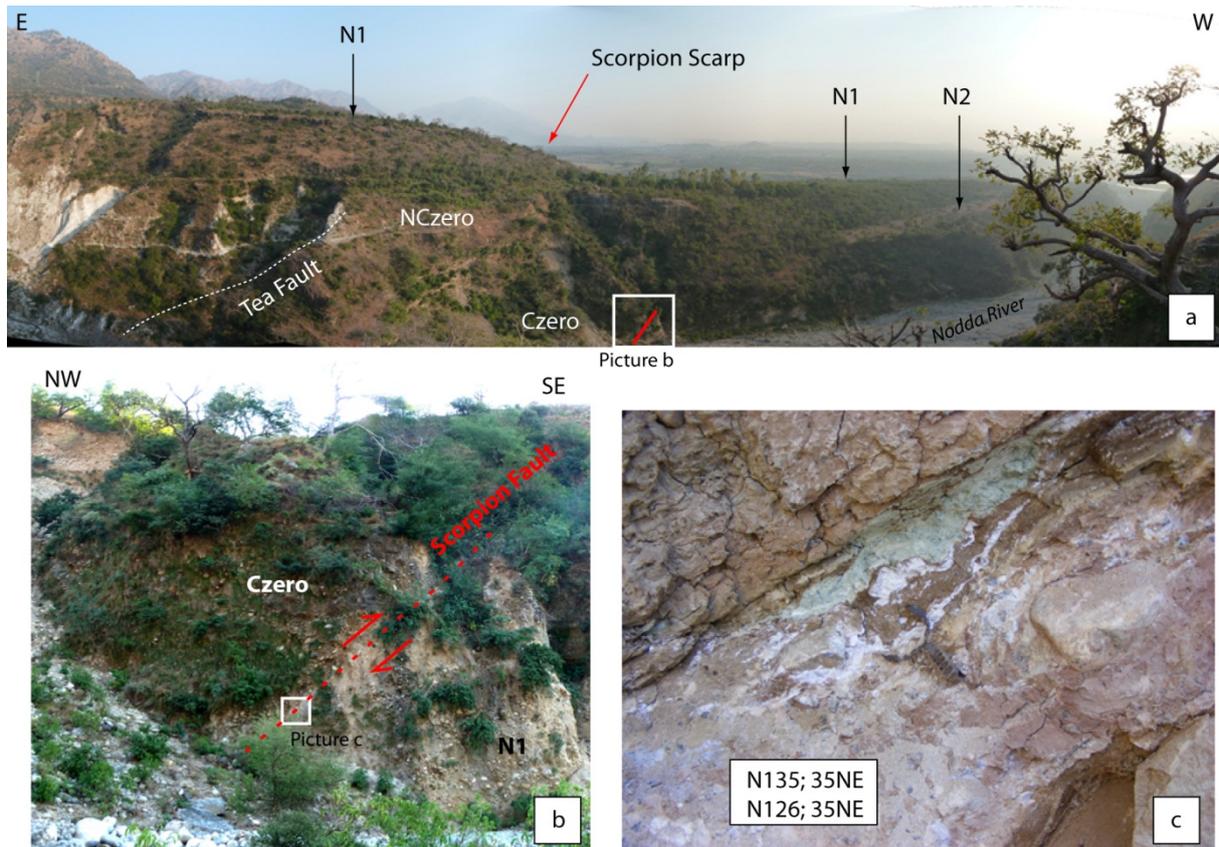


Figure 12: (a) Picture of Nodda fan N1 on left bank of Nodda River with scorpion scarp pointed by the red arrow, The upstream splay (Tea fault) is also visible; white box corresponds to (b); (b) Picture of scorpion fault on left bank of Nodda River, thrusting Chenab deposits Czero over the base of the Nodda fan N1; white box corresponds to (c). (c) Picture of the fault plane of scorpion fault with associated fault direction measurements. The scale is given by the scorpion.

(3) The upstream splay, called the Tea Fault weakly affects the surface of the Chenab Nodda fan. The fault thrusts Precambrian limestones above Chenab deposits that we call Czero. Czero sediments present an alternation between sand and pebble levels. They are deposited above horizontal lying Middle Siwalik that outcrop 30 m downstream the fault. Close to the fault, Czero layers are deformed by the fault activity and tilt toward the fault plane. Some boulders are fractured at its vicinity, illustrating the stress suffered during surface rupture. In the hanging wall, the limestones near the fault plane are highly fractured. Several fault planes are observed. The main direction varies from N 072, 48N on the right side of the river to N130, 35°N on the left side. The fault plan was consolidated by fluid circulations, visible to the change in orange color of the plan.

At the hanging wall, along the right bank of the Nodda, the limestones and Czero sediments are cut by a regular strath surface, appearing almost horizontal. On this surface, we observed a level of mainly limestone angular boulders up to 1 meter diameter large, locally inter-bedded with boulders and mica sands corresponding to Chenab deposits. The matrix is abundant and locally very muddy. This level is sealing the Tea fault with a step matching the last event; we call it NCzero as it is located beneath the Nodda fan N1. It is discordant upon Czero sediments. Above the fault, this level is slightly tilted, related to the last event.

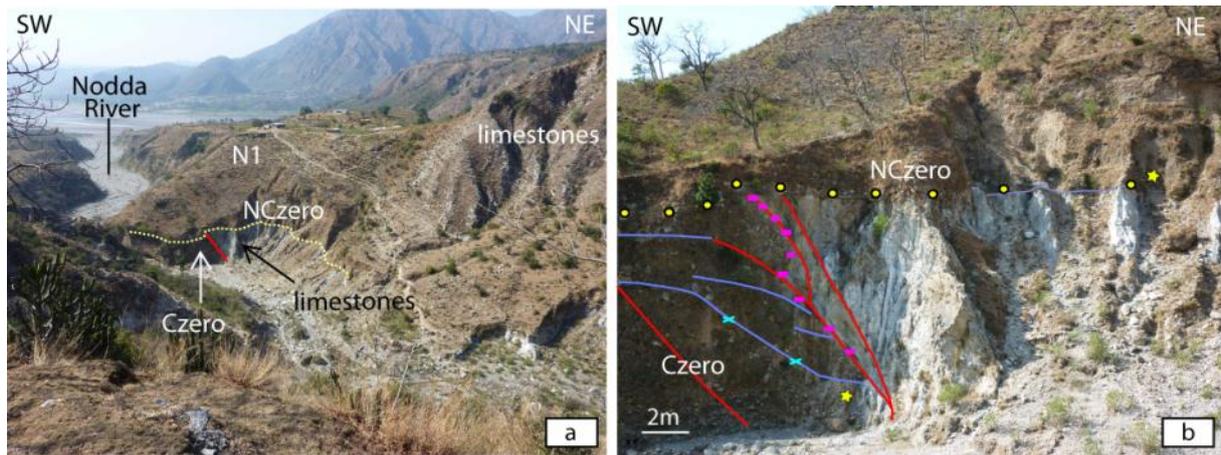


Figure 13: Pictures of Tea Fault; (a) dashed yellow line highlights the strath surface above Tea fault and Czero deposits (b) interpreted picture with blue lines standing for chenab layers, red lines for fault plane and yellow circles for strath surface above Tea fault and Czero deposits.

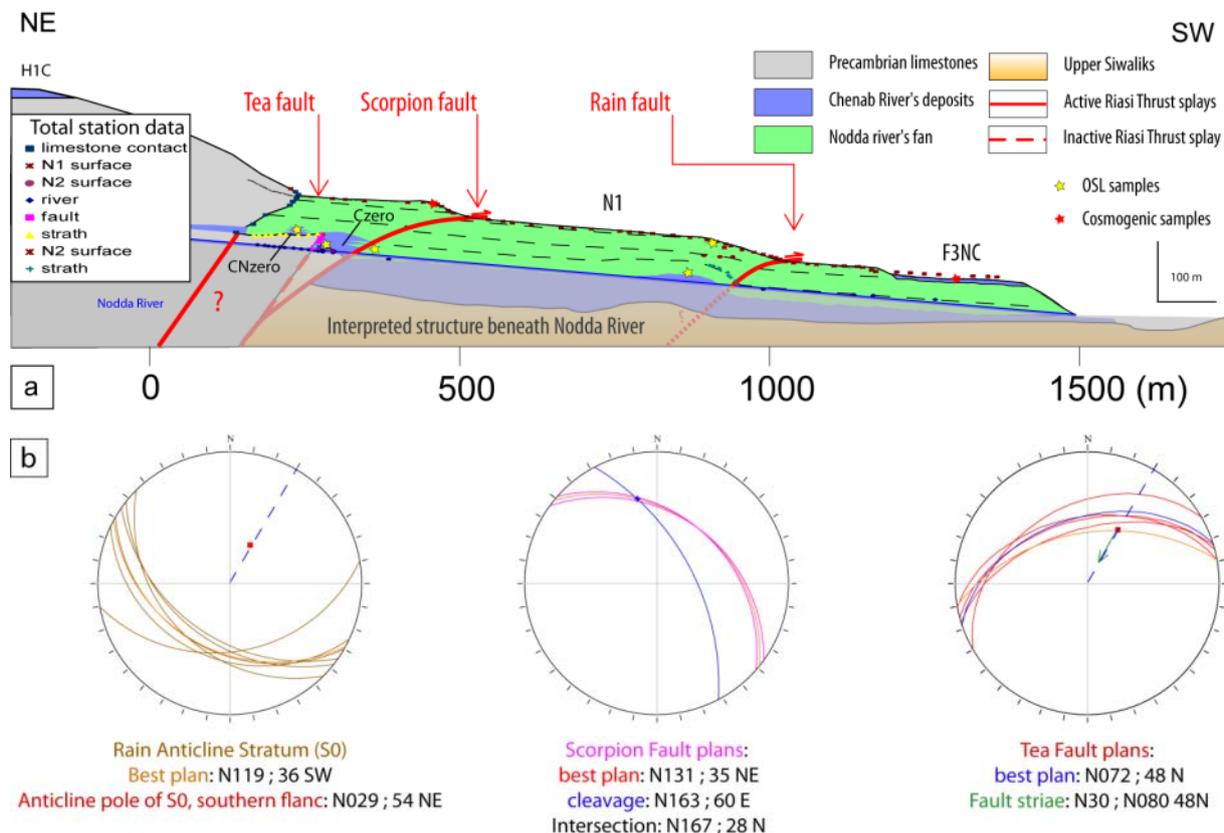


Figure 14: a_ Schematic cross section of Nodda fan N1 and Riasi Thrust splay, drawn from DEM and total station data. Total station data are plotted projected along the direction perpendicular to the cross section. b_ Fault/striae/cleavage/stratigraphy for each splay of Riasi Thrust. Stereographic projection, Wulff net lower hemisphere. The general displacement direction is N30, direction marked by the dashed blue line.

The two active splays of the Riasi Thrust present a mean fault plane orientated N 120, and a displacement direction N 120 according to the scarp orientation at the surface of N1. It indicates that these splays have a pure dip component contrary to the upper splay: the tea fault which striae indicating a movement direction N 30, presents an oblique dip component with a fault plane orientated N 072. The relative position of the Tea and Scorpion faults suggests that movement along Scorpion fault may have tilted the Tea fault, inferring a steeper plane than the probable slope during activity along the tea fault. We suppose the Rain fault presents a strong dipping below the Nodda river bed, but we cannot discard a flat prolongation above the Siwalik layer that would explain the curved shape of the scarp around the fan (Figure 4).

5. Dating results:

To estimate the tectonic uplift on the Riasi Thrust and incision rate of Chenab River, we dated terraces on both sides of the fault.

5.1. Cosmogenic nuclides:

Terraces were sampled for Terrestrial nuclide cosmogenic production dating on ^{10}Be . Most of the boulders sampled on terraces were Murree sandstones. Results are presented in table 1.

terrace	Sample ID	Latitude ($\pm 0,001$ N°)	Longitude ($\pm 0,001$ E°)	Alt (m asl)	Height above Chenab River (m)	Shielding factor	depth along profile (cm)	^{10}Be (10^4 at/g)	error on ^{10}Be (at/g)
chenab Sand	JK.10.22	33,114	74,792	390	0	1	0	18661	3590
H1C	JK.08.15	33,123	74,818	762	375	0,998	0	197753	5804
	JK.08.11	33,123	74,818	762	375	0,998	10	151413	5370
	JK.08.08	33,123	74,818	762	375	0,998	70	62128	11424
	JK.08.07	33,123	74,818	762	375	0,998	125	14987	2782
	JK.08.05	33,123	74,818	762	375	0,998	280	7686	1686
	JK.08.04	33,123	74,818	762	375	0,998	424	17553	2086
	JK.08.03	33,123	74,818	762	375	0,998	565	22275	3242
H3C	JK.10.19	33,114	74,8	650	250	0,993	0	9233	2308
	JK.10.18	33,114	74,8	650	250	0,993	0	60074	4313
F3AC	JK.08.46	33,093	74,813	480	50	0,998	0	23035	2152
	JK.08.47	33,093	74,813	480	50	0,998	0	29052	1965
	JK.08.48	33,093	74,813	480	50	0,998	0	32733	2106
	JK.08.50	33,093	74,813	480	50	0,998	25	13871	1300
	JK.08.44	33,093	74,813	480	50	0,998	52	23608	2988
	JK.08.43	33,093	74,813	480	50	0,998	75	12474	1058
	JK.08.42	33,093	74,813	480	50	0,998	145	39532	2897
JK.08.37	33,093	74,813	480	50	0,998	550	11146	1942	
N2	JK.10.89	33,106	74,819	480	50	0,998	0	34602	5494

Table 1: Sampling location for terraces dated by TCN concentrations, topographic shielding and ^{10}Be concentration

5.1.1. *Hanging wall of Riasi thrust*

5.1.1.1. **Chenab sands**

In order to compare the inherited concentration of samples deposited by Chenab River during alluviation events and steady-state or incision periods (as currently), we measured the TCN content in sand of the present day river bed, upstream the Riasi Thrust. To allow such a comparison we make the hypothesis that the catchment did not evolve since deposition of oldest terraces. The catchment of Chenab River is more than 11500 km², and initiates in the upper Himalaya, where the tectonic activity is currently weak, or even absent (Burbank et al., 1986). Therefore we can suppose that the catchment did not evolve significantly since late Pleistocene (Chirouze, 2011). The TCN concentration of this sample is $1.87 \pm 0.36 \cdot 10^4$ at/g.

5.1.1.2. **H1C**

Samples of H1C terrace come from an entrenchment resulting from the construction of a road. At the sampling location, the surface of the terrace was constituted by a 30 cm thick layer composed of small gravels embedded in a clayey matrix. This layer showed a constant maximum thickness along a ten of meters, suggesting low erosion at this place, but could not be observed all over the area of the terrace. Taking into account this information, we used the MATLAB code developed by Hidy et al, (2010), to estimate the best fitting inheritance and age considering no erosion. No solution existed at or below the chi-square of 2.5. Consequently, the chi-square limit was increased, which allowed us to constrain the distribution of parameter's solution values to fit the data the best possible. Although this cripples our ability to quantify error in the calculated parameters, it still allows the determination of most probable (modal) values based on the data. We limited the chi-square to 21 and calculated 10000 profiles. In order to estimate the minimal age of the terrace, we fixed the erosion as nil. Results are presented in Figure 15. The age is comprised between 20.2 and 24.7 ka with 22.4 ka for the highest probability and 22.7 ka for the minimum χ^2 . A clear Gaussian distribution of probability characterizes the inheritance. It is comprised between 1.97 and 0.61×10^4 at/g, with a maximum at 1.21×10^4 at/g and 1.32×10^4 at/g for the minimum χ^2 . In the following, we will consider that the minimum abandonment age of H1C is 22.7 ka. Considering the terrace could have suffered erosion, this age could be greater.

These results allow us to constrain the inheritance of boulders deposited upstream the fault, between the modal value of inheritance of H1C and the measured value of Chenab River sands, i. e. 1.21 and 1.86×10^4 at/g. We can use these values to constrain the inheritance for TCN measures of surface sample when we could not sample in depth.

To estimate the maximum age of the terrace, we widened the window of erosion rates up to 5 cm/ka and fixed an erosion threshold at 300 cm. The calculated possible abandon age of the terrace is comprised between 20.7 and ~100 ka (figure 15). The mean value is ~45 ka. This implies that the minimum abandon age of H1C is ~22 ka, and can reach more than ~40 ka if erosion occurred on the terrace.

Widening the window of erosion rates also enabled us to evaluate the possible erosion rates in the Riasi area. The maximum calculated erosion rate reaches 3.5 cm/ka. Distribution of TCN along depth implies that calculated erosion rates on H1C do not present a Gaussian distribution with a more

probable value. In the following, this range of erosion rates (between 0 and 3.5 cm/ka) will be used to determinate age of terraces sampled exclusively in surface.

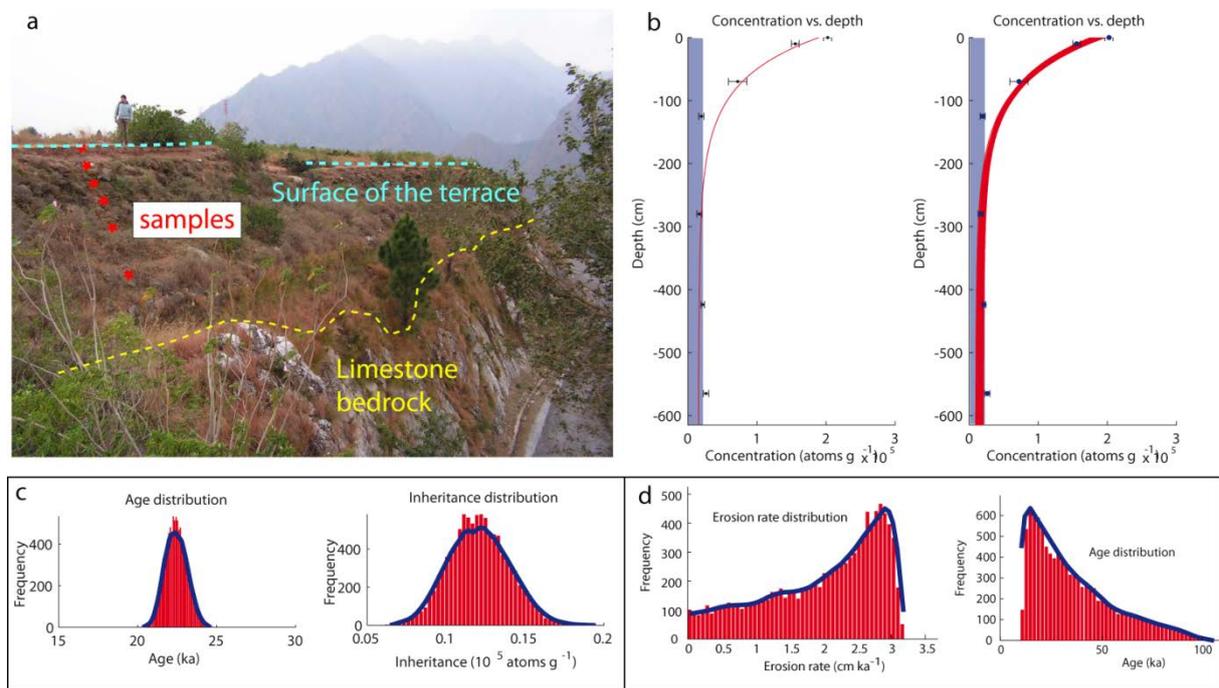


Figure 15: (a) H1C terrace picture of sampling site. (b) erosion fixed as nil: TCN concentration versus depth of H1C samples (right) calculated solutions for χ^2 limited to 21, (left) best fit between model and sample repartition (minimum χ^2); the blue box corresponds to the allowed inheritance range. (c) Statistical repartition of ages and inheritance calculated with the erosion fixed as nil and the χ^2 limited to 21. (d) Statistical repartition of erosion rates and age of H1C when erosion rates and age are not limited.

5.1.1.3. H3C

Two samples have been collected on H3C. JK-10-19 presents a very low concentration with $9.23 \pm 3.2 \cdot 10^4$ at/g and JK-10-18 has a concentration of $60.07 \pm 4.31 \cdot 10^4$ at/g. As the concentration of JK-10-19 is comprised in the inheritance range, and taking into consideration the elevation of the terrace above present-day Chenab River (250 m), the age of this terrace must be at least a few thousand years. Therefore, we did not include this sample into our model.

To estimate the minimum age of abandon of this terrace from TCN concentrations, we limited the parameters to the probable values modeled with H1C and Chenab sands, i. e. inheritance between 1.22 and $1.86 \cdot 10^4$ at/g, and the erosion to 0. The Chi-square was limited to 2.5 in order to present solutions with 95% (2σ) confidence window (Hidy et al., 2010). JK-10-18 yields modal values of $6.9 +1.5 -1.6$ ka for age.

Contrary to H1C that, because of its position at the summit of a spur, only receives water from rainfall, H3C is also subjected to rain wash that might infer higher erosion rates than for H1C. Allowing erosion to reach 3.5 cm/ka (maximum erosion possible on H1C from depth profile), with a maximum threshold at 50 cm, the maximum age of the terrace reaches 10.4 Ka.

5.2.2 *Foot wall of Riasi thrust*

The geometry of Chenab River changes from gorges at the hanging wall of Riasi Thrust to a wide flat zone, 4 km long and 7.5 km wide before reaching the frontal anticline relief. This flat zone is a potential place to deposit boulders, stock them, and then remobilize them. Therefore, boulders from Chenab terraces collected at the footwall of the Riasi Thrust may present a wide dispersion of inherited concentration. Moreover, at the footwall of the Riasi Thrust, Anji River brings material and led to terraces construction. The catchment of Anji River is only 114 km². It has been shown that inheritance reduces with catchment size (Yanites et al., 2009). Therefore, we decided not to apply to Anji terraces the inheritance calculated for Chenab terraces at the hanging wall of the Riasi Thrust. We suppose the inheritance can be as low as nil.

5.2.2.1. *F3AC*

A depth profile was performed for terrace F3AC. The depth profile shows a strong and atypical variation of TCN concentration as a function of depth. This dispersion can be explained by the numerous episodes of deposits/erosion during the construction of the terrace, coupled with a strong variability of the inherited concentration of samples relatively to the duration of exposure: the mixing between boulders from the Chenab (with a high inheritance as explained above) and the Anji (with a probable low inheritance because of the dimension of its catchment) implies a strong dispersion. Because of this dispersion, comparing the depth profile with a model did not seem adapted.

Therefore, to calculate the age of the terrace, we used the surface sample with the lowest TCN concentration (plotted in red in Figure 16) and supposing the inheritance as nil, we calculated its age. It is comprised between 3.2 and 4.7 ka, with a modal value at 4.1 ka. The age distribution is presented in Figure 16 in red, with the concentration of samples as a function of depth.

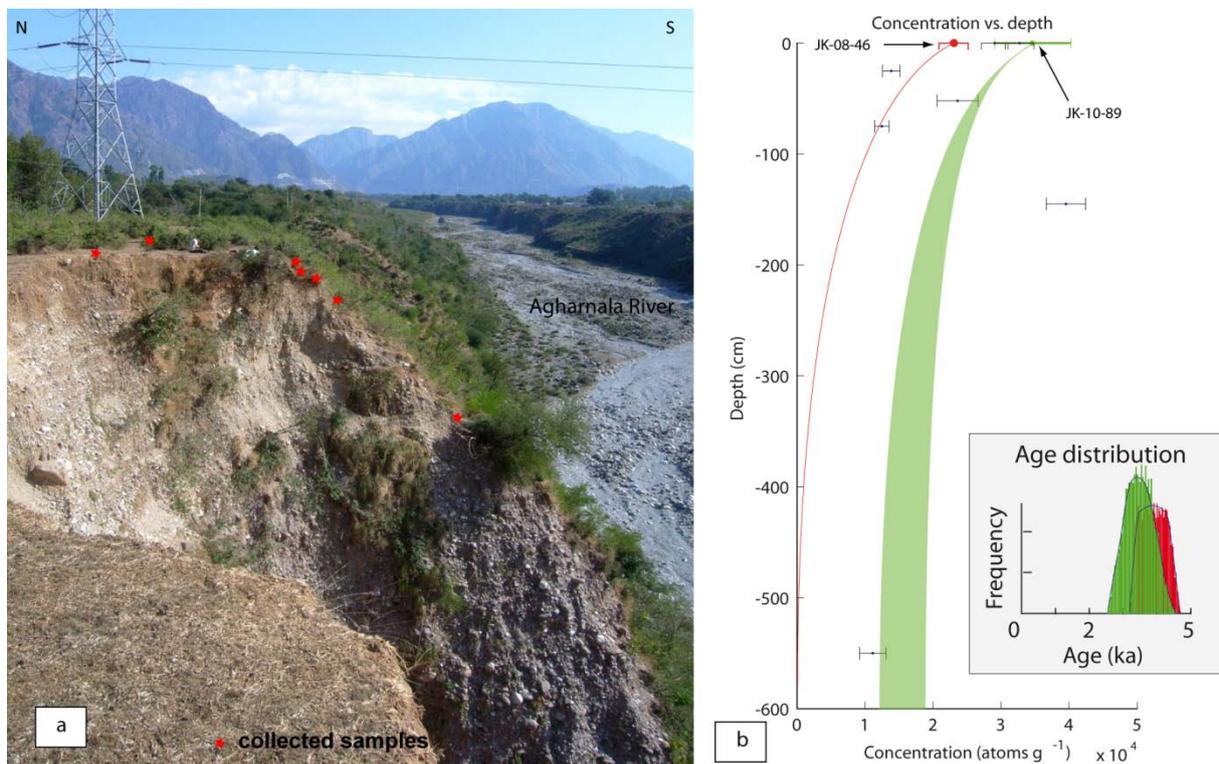


Figure 16: (a) Picture of F3AC sampling site; red stars stand for samples location; (b) TCN concentration versus depth of F3AC samples; the red surface sample (JK-08-46) is the sample used to date the F3AC considering the inheritance as nil. The green surface sample (JK-10-89) corresponds to the sample of Nodda surface N2 projected in the F3AC profile. As deposited by Chenab River, the inheritance calculated for this river was applied i.e. between 1.22 and 1.86×10^4 at/g. The box in b_ represents the age distribution obtained with samples JK-08-46 and JK-10-89

5.2.2.2. N2

One sample of Murree block was collected at the surface of N2 fan, at the footwall of the scarp above the Rain Fault, on the left bank of Nodda River. This sample was deposited out of the possible Anji River's bed. Therefore, it must have been deposited by Chenab River, and we applied the inheritance calculated for samples coming from Chenab River. The TCN concentration of the sample is $34.6 \pm 5.49 \times 10^4$ at/g (green sample in Figure 16) According to the inheritance calculated at the hanging wall, we limited it between 1.22 and 1.86×10^4 at/g, allowed erosion rate until 3cm/ka and calculated the possible ages for this sample. With a 2σ (95%) probability (χ^2 limited to 2.5), the modeled age is $3.5 \pm 0.7 - 1.0$ ka. The age distribution is plotted in Figure 16 in green.

5.3. OSL dating

In addition, we sampled sand banks in the aggradation filling for Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating. Samples were collected in the highest terrace at the hanging wall (H1C), in H3C, and along the Nodda river natural trench: at the hanging wall and the footwall of the Tea Fault, i.e. in Czzero and CNzero deposits, at the footwall of the Scorpion Fault i.e. at the base of Nodda Fan N1, and at the hanging wall of the rain fault, in both Chenab and Nodda deposits N2. Results are presented in Table 2.

Samples	JK 10 31	JK 10 32	JK 10 33	JK 10 80
Latitude	33,113	33,113	33,113	33,112
Longitude	74,826	74,8256	74,826	74,843
Altitude	500	500	500	770
Units	Czzero deposits	NCzero deposits	N1 Close to the base	N1 Close to the top
Location	Footwall of tea Fault	Hanging wall of the tea fault	Footwall of scorpion fault	Apex of the Cone
Depth in respect to to the top of the units	25 m	4 m	55 m	6 m
Lab. no.	LD-725	LD-726	LD-727	LD-729
U (ppm)	1,9	1,9	1,5	1,7

Th (ppm)		14	11,4	7,7	13,6
K (%)		2,3	1,8	1,9	2,1
Dose rate (Gy/ka)		3.5±0.2	2.9±0.2	2.7±0.2	3.3±0.2
Paleodose (Gy)	mean	155±23	129±21	36±26	58±7
	least	132±7	104±5	36±4	49±2
Age (ka)	mean	44±7	45±8	24±10	18±2
	least	38±3	36±3	14±2	15±1

Table 2: Position, Dosimetric, Palaeodose and age data of the OSL samples. SAR protocol on 30 aliquot is used to estimate mean palaeodose; all the aliquots showing recycle ratio within 10% are considered; Least consists the least 20% of the palaeodoses; Water content assumed to be 10±5% by weight



Figure 17: Pictures of sampling for OSL dating. (a) in Czero deposits, (b) at the base of N1 at the footwall of scorpion fault

6. Discussion:

In the following, we focus the discussion on: a) the lateral evolution of the terrace characteristic in order to correlate the levels evidenced in the studied zone; b) the spatial distribution of the uplift evidenced by our morphological study and its tectonic interpretation; c) the comparison of the alluviation and incision events evidenced in the studied zone with the evolution of the climate in Himalaya.

6.1. Terrace correlations in the Riasi area

6.1.1. Footwall

Two main alluviation events have been observed at the footwall of the Riasi thrust.

(1) An alluviation event (N1) occurred before 15 ka BP along the Nodda River. The development of this fan was characterized by a high sedimentation rate because the two OSL samples, though located 7 m and 55 m beneath the surface of the fan respectively, give the same least OSL age if we take into account the uncertainty. Although we did not date directly the Anji sediment of F2A surface, this surface probably corresponds to the top of the same alluviation event for two reasons: a) F2A's slope in the east-west direction is the double of the present-day slope of Anji River suggesting that the F2A surface was the top of a fan of the Anji river; b) the lateral edge of N1 fan and F2A surface are connected. Furthermore the F2A surface and N1 fan have similar ~ 60 m-heights compared to the present-day Chenab River. This suggests that these two fans developed with a relative base level -the paleo-Chenab- that was 60 m higher than now.

The thickness of the N1 and F2A fans is more than 60 m, but toward the south, F2A fan lays above tilted Siwalik beds and its thickness decreases. We suggest that this lateral evolution from an alluviation phase more than 60 m thick to a 12 m strath terrace is due to the growing of the frontal anticline during the alluviation event.

(2) Beneath the Nodda fan N1, deposits linked to an older alluviation event are preserved and have been uplifted by the upstream Nodda thrust splay (Tea Fault) (Figure 133). These NCzero and Czero deposits are partly formed by Chenab sediments. The weak occurrence of limestone clasts within the pebbles at the footwall of the Tea fault suggests sedimentation at the hanging-wall that protected hanging-wall limestone from erosion and therefore an average sedimentation rate higher than the vertical motion of the fault. The OSL least age is around 36-38 ka both at the footwall and hanging-wall of the Tea fault, also suggesting a fast sedimentation rate. Nonetheless the development of an erosional surface above the hanging-wall of the Tea fault indicates variations in sedimentation rate that allowed momentarily the tectonic to equal or exceed sedimentation. The location of the 36-38 ka (OSL least age) paleo-Chenab with respect to the present-day altitude of the Chenab River can be estimated by removing the tectonic uplift during a restoration procedure. We find that top of NCzero was deposited close to the present day level of the river Chenab deposits and the NCzero-Czero deposits was related to an alluviation event more than 37m thick that occurred under the present day level of the river.

These two alluviation events were already evidenced in Himalaya: the alluviation event registered in the Riasi area between 38 and 35 ka is observed in Central Himalaya and corresponds to the end a monsoonal maximum ca. 50 – 35 ky BP; the second event of alluviation between 14 and 16 ka in the Chenab River is synchronous with an aggradation event that occurred between 18 and 11 ka in the Alaknanda-Ganga River (Ray and Srivastava, 2010) at the end of an intensified monsoon phase(Bookhagen et al., 2006) and also corresponds to a registered event in the inner belt (Vignon, PhD).

(3) Another major event occurred with the abandonment of fill-cut terraces (N2, F3NC, F3AC) and strath terrace (F3C). The surfaces of all these terraces have nearly the same 50 m height above the present-day Chenab. Though their TCN dating is difficult due to the inheritance, the probable recent age of the surfaces and their dynamic of deposition during several stages, their abandonment is presumably related to a major event that changed the dynamic of the river leading to a localized incision that followed the development of a lateral incision in the pre-existing alluviation units. A comparison of all the TCN age gives a maximum age of 4.7 Ka and a mean age of ~4 ka (3.8). This last date fits with the ¹⁴C age obtained by Hebel et al, (2010) that is presumably related to a late flooding event of the Agharnala River (see Figure 4). It is also found in the upper mountain range (Vignon, PhD).

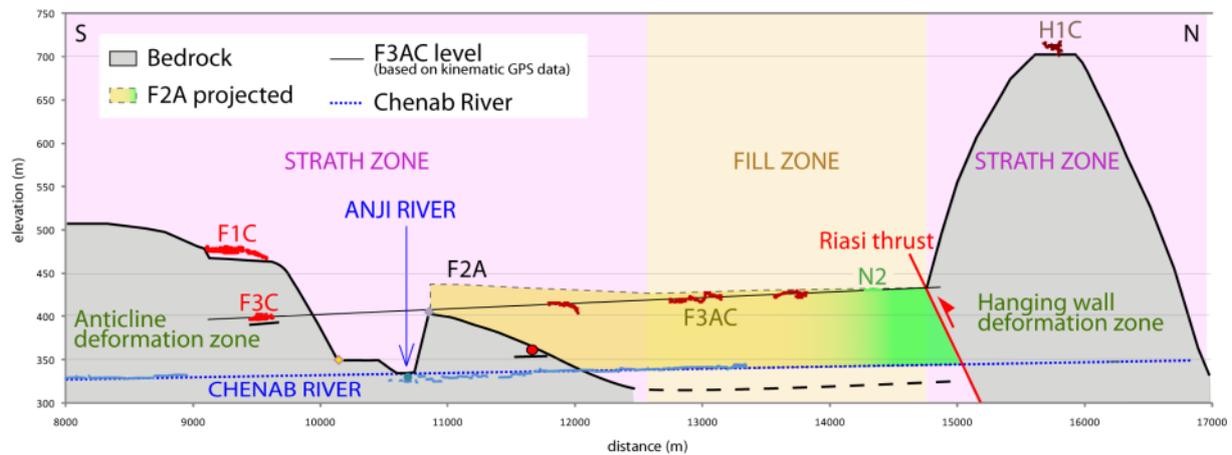


Figure 18: schematic cartoon, based on kinematic GPS data projected along a North-South direction; showing the different deposition zones in the Riasi area, depending on the bedrock level during terrace construction.

6.1.2. Between footwall and hanging-wall

At the hanging wall of the fault, 8 strath terraces are deposited. Three terraces are well expressed: the highest terrace H1C 375 m above the present day river bed, the 250 m high H4C and the 100 m high H5C. Assuming that thick terraces above strath surfaces at the hanging wall correspond to fill events at the footwall and taking into account the uncertainty concerning the surface age, several correlations between Footwall and hanging-wall can be inferred. We retain two extreme ages for H1C (see table 3) and detail the correlation in these two cases.

The 35 ka TCN age for H1C allows a correlation of the three major events at the footwall with the three well expressed terraces at the hanging-wall. Furthermore this hypothesis minimizes the variation of tectonic rates during the different intervals defined by the depositional events. Therefore we conclude that the best correlation is obtained for the hypothesis -2- and the uplift is close to 10 mm/yr over the last 40 thousand years.

Correlation hypothesis	-1-	-2-
Supposed age for H1C	22.5 ka	35 ka
Hanging-wall equivalent of NC zero deposits	Eroded	H1C
Hanging-wall equivalent of F2A alluviation event	H2C	H3C
Hanging wall equivalent of F3AC/N2 lateral incision event	H6C	H6C
Average uplift rate	14 mm / yr	10 mm / yr
Maximum uplift rate	18 mm / yr	10 mm / yr

Table 3: correlation of terraces and river deposits between the hanging wall and the footwall of the Riasi Thrust as a function of the age of terrace H1C

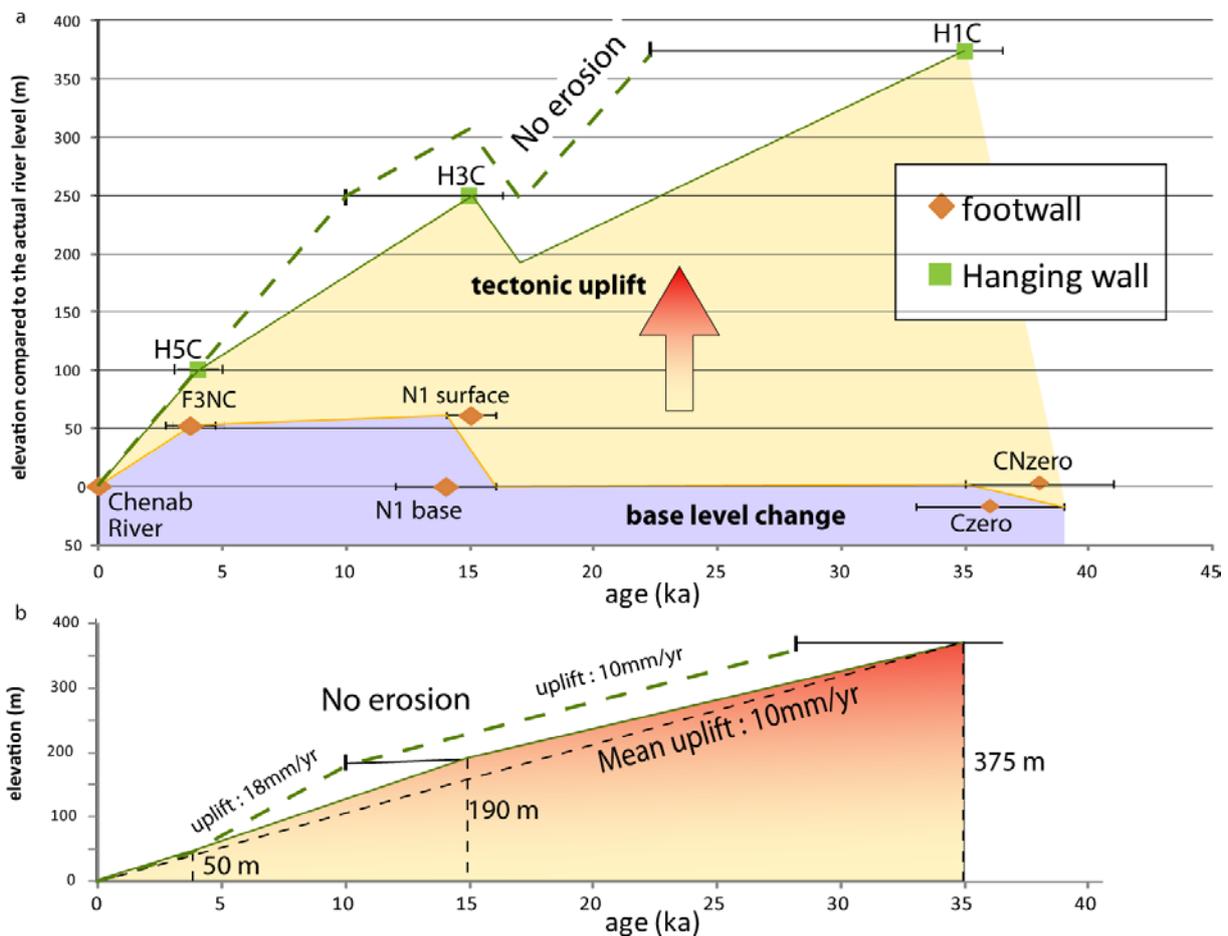


Figure 19: a- elevation of alluvial deposits with respect to the present day Chenab River level on both sides of the Riasi Fault: orange diamonds for footwall deposits whose elevation is corrected from fault activity; green squares for hanging wall terraces; b_ difference of elevation between correlated terraces at the hanging wall and at the footwall as a function of time.

In summary, the paleo-geography in Riasi area can be established taking into account the main alluviation and incision events as well as the main tectonic features, and the landscape evolution since

H1C deposition is presented in Figure 20: (1) Before 35 ka, Chenab river was flowing straight southward; 2) between 35 and 15 ka, the Riasi Thrust activity forced the Chenab River to incise deeply at the hanging wall, and therefore to get around previously deposited terraces (H1C to H3C are preserved due to the development of a meander towards the West); 3) around 15 ka BP, 60 m of alluviation occurred along the Chenab river leading to fan development for the tributaries; 4) The level of rivers and streams decreased of 10m in ~11 ky, inferring an inner terrace level in the previous filling.; 5) At ~4ka, Chenab and its tributaries incised of 50 m their own deposits and incision rate reached 15 mm/yr at the footwall of the Riasi thrust.

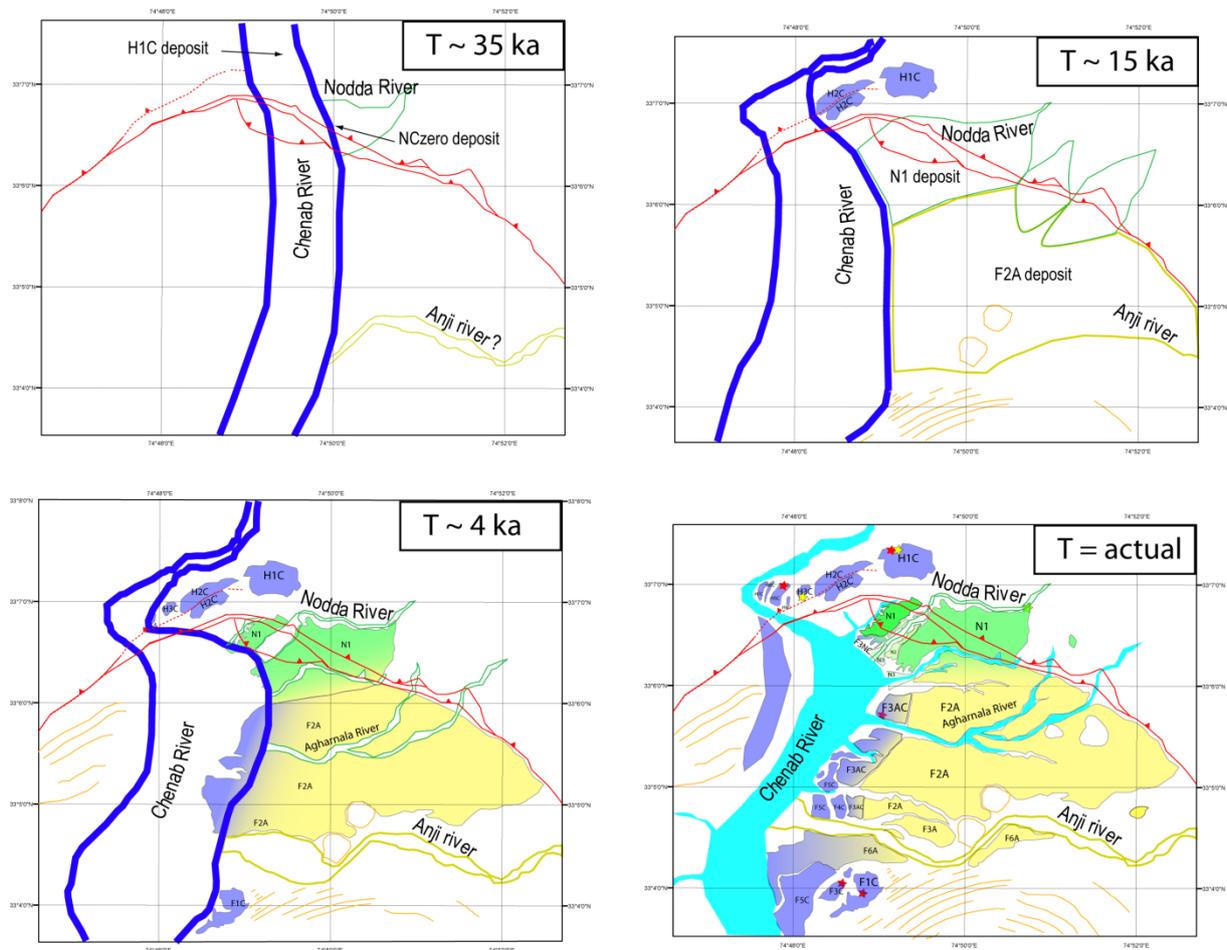


Figure 20: evolution of the river pattern in the Riasi area since ~35 ka. Chenab River is represented in dark and light blue, Nodda River in green and Anji River in yellow. Mapped terraces have the same colour code.

6.2. Deformation and displacement at the vicinity of the Riasi Thrust

The micro-structures in the vicinity of the three spays indicate a general transport direction towards N030° (almost parallel to the present-day Nodda downstream valley). Therefore we balance a cross-section in this plane of transport and its geometry is based on the total-station measurement performed

on the left bank of the river. For the retro-deformation (Figure 211), it is assumed a rigid translation along planar faults, except for scarp development above the emergence of the faults and syncline/anticline pair at the hanging/wall of the rain fault. This pair of fold is assumed to be linked to a flattening at depth of the ramp from 25° dip to gentler 17° dip segment. The succession of stages in the balancing are based on: a) an unfolded and un-faulted geometry of N2 terrace geometry; b) an unfolded and un-faulted N1 terrace geometry; c) an un-faulted geometry of the lower level (sample JK 10 33) that presently crops out at the footwall of the scorpion fault; d) an un-faulted geometry of the top of the Chenab River sediment.

The distribution of vertical component of motion along the different faults close to their emergence is summarized on table 4. The uncertainty concerning the distribution of vertical component of motion along the different faults is high, but the total uncertainty is only affected by the estimation of the initial slope of N1 and the slope of the paleo-Chenab. Assuming that the paleo-Chenab-slope was between 0 and 0.6% (the present-day Chenab has a mean slope of 0.4% from a GPS boat survey performed from Riasi to the plain) and the N1 slope between 4 and 6%, it is found that from this balanced cross section that the total vertical component of displacement along the Riasi thrust Splay is 172 +/- 20 m since the end of the deposition of the Chenab River at the vicinity of the Tea fault.

	N2 stage	N1 stage	Czero stage	End of paleo-Chenab stage	Total
rain fault	16	20	?		30
scorpion fault	21	13	12	40	92
tea fault		7	7	30	44
base of relief fault		6			6
total	37	46	19	70	172

Table 4: vertical component of motion inferred along the different faults (in meter)

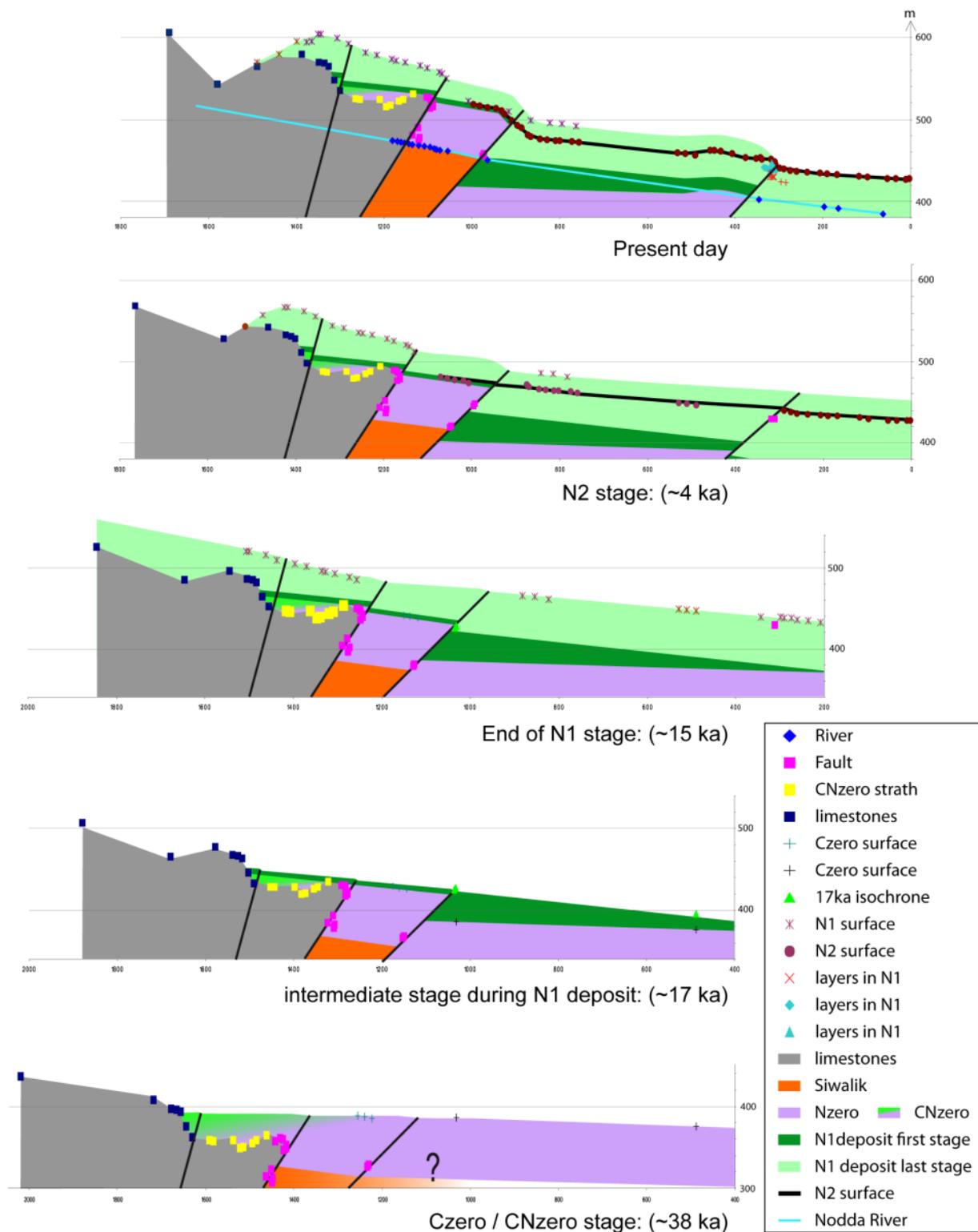


Figure 21: a sketch of the tectonic activity of the Riasi thrust splay, drawn from total station data on the left bank of Nodda River (see also figure 14).

Balanced cross section of the Nodda thrust Splay (Figure 21) allowed us to explain ~ 172 m of the total vertical component of displacement along the thrust splay since 35 Ka. According to our terrace correlations at large scale, with H1C as the equivalent at the hanging wall of NCzero at the footwall, we should expect a tectonic uplift of ~350 m. This mismatch can result from:

An under-estimation of displacement along the upstream most Fault at the base of the relief, but the lack of deformation structures at the vicinity of this fault does not favor this interpretation; Faults located between H1C and N1 that would not have been observed neither in the field nor on the satellite imagery. In this case their trend would be rather East-West, oblique to the bedding trend and the relief trend. Though we cannot exclude to miss some structures, we believe to have recognized the major ones;

Therefore, we assume that the sum of the displacement at the surface is effectively smaller than the hanging-wall uplift and that this difference is due to hanging-wall deformation. Such a large-scale deformation by folding and/or tilting agrees with tilted quaternary sediments on the mountain slope. Taking the width of the relief between H1C and the base of the relief (i.e. ~300 m), a bulk tilting of 30° would be enough to induce the mismatch between vertical component of motion along the faults and hanging-wall uplift. A possible mechanism for such a forward tilting of the topographic slope is slipping between beds, inducing a bulk shear parallel to the bedding.

In the case of a breach-back thrust, the dip of the fault is smaller than the dip of the hanging-wall beds, and the tilt can be deduced assuming a simple shear parallel to the bedding plane and using the equations of Ramsey, (1967).

Therefore we suggest that the Riasi thrust at medium depth (few hundred meters) is rather steep, though the external emergences of the thrust splay are quite gentle (slope less than 30°). Considering a fault plane dipping 45°, the fault displacement necessary to obtain a 10 mm/yr uplift of the Riasi Thrust hanging-wall is 14 mm/yr.

7. Conclusion:

Our geomorphologic study at the intersection between the Chenab river and the Medlicott Wadia Thrust allows us to correlate 3 paleo-Chenab levels on each side of the fault and therefore to estimate a regular and late vertical throw of the fault of 10m/ka since 40 ka. This rate implies that MWT is very active: the displacement rate is in the order of 14 mm/yr, and therefore more than half of the convergence in the Western part of Himalaya occurs along this out-of sequence thrust.

Western Himalaya suffered great magnitude earthquakes which magnitude can reach more than 8. In the Riasi area, last historical earthquake occurred in 1555. Considering that no aseismic deformation occurred since then, and the displacement rate on the Riasi thrust deduced from our study, we can estimate that the displacement during the next earthquake on the Riasi Thrust might reach more than 6 m when the 2005 Kashmir earthquake reached 7 m. This perspective, added up to the proximity the Chenab dam upstream of Riasi town, implies a major seismic risk in the Riasi area.

Though there is no direct continuity between the Riasi thrust and the Balakot-Bagh Fault, where the 8th October 2005 Mw 7.6 earthquake occurred, out-of sequence thrusting appears as a characteristic feature of the outer belt of Western Himalaya. This suggest that the out-of sequence character of the October 2005 earthquake of Kashmir was not specific to its location in the core of Hazara-Kashmir syntaxis at the Western termination of Himalaya but was rather typical of the great earthquakes that affect Western Himalaya. Therefore the simple sismo-tectonic model inferred for the Central Himalaya (Avouac, 2003; Feldl and Bilham, 2006) where great earthquakes always reach the front would not be applicable to the Western Himalaya and a sismo-tectonic model that takes into account

Chapitre 3 : les vitesses moyennes à court terme des failles du nord-ouest himalayen : utilisation de la morphotectonique.

out-of sequence rupture has to be developed in order to understand the origin of the Jammu-Kashmir seismic gap.

2.4. La structure anticlinale frontale à l'aplomb du MFT

Dans la suite de ce chapitre, nous allons nous concentrer sur la structure frontale de la chaîne himalayenne. Cette structure entraîne l'exhumation des Siwaliks jusqu'aux Siwaliks inférieurs au cœur d'un anticlinal. Cet anticlinal se développe à l'aplomb d'un chevauchement aveugle. Pour être cohérent avec la nomenclature himalayenne, nous l'appellerons le MFT. Dans la suite de ce travail, nous allons nous concentrer sur l'anticlinal recoupé par la rivière Chenab (Figure 3 -41).

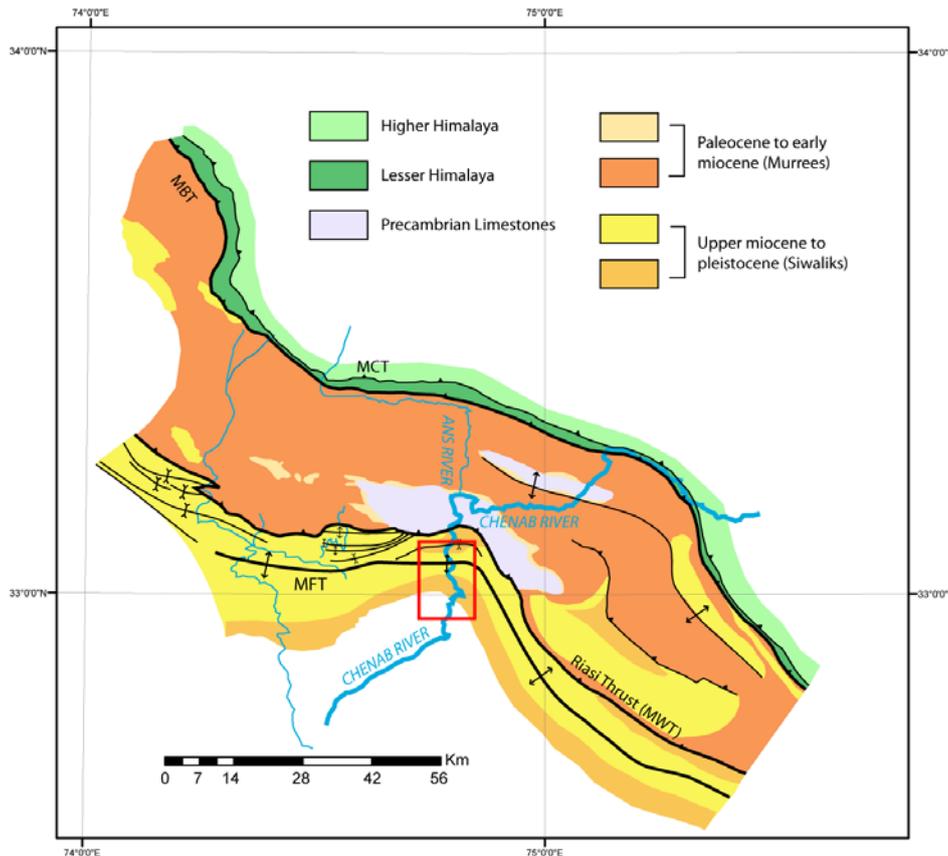


Figure 3 -41 : carte tectonique du versant sud de la chaîne himalayenne, au sud du bassin du Cachemire, au niveau du bassin versant de la Chenab et de son affluent la Ans River. MBT : Main Boundary Thrust ; MCT : Main Central Thrust ; MWT : Medlicott Wadia Thrust ; MFT : Main Frontal Thrust.

Au niveau de son croisement avec la rivière Chenab, la structure frontale ne forme qu'un seul anticlinal qui se poursuit vers le nord en synclinal jusqu'à être chevauché par le Riassi Thrust (MWT). A l'est et à l'ouest de la rivière Chenab, au contraire plusieurs plis anticlinaux et synclinaux successifs se développent entre le MFT et le MWT (Figure 3 -41). La structure frontale présente une forme courbe en carte, avec à l'est de la Chenab une orientation NW-SE, et en rive droite de la Chenab (à l'ouest) une orientation E-W de l'axe de l'anticlinal et NW-SE de la limite externe du relief.

La structure frontale forme un relief qui atteint environ 800 m d'altitude près de la rivière Chenab, et jusqu'à 1000 m plus à l'ouest au niveau du second anticlinal en allant vers le nord. Cette structure est recoupée perpendiculairement par la rivière Chenab, et les affluents de cette dernière coulent

parallèlement à la direction des couches, c'est-à-dire orientés E-W à l'ouest de la Chenab (Figure 3 - 42). Sur le versant nord de l'anticlinal, la Chenab présente un réseau en tresse, avec un lit assez large (jusqu'à plus d'un kilomètre). Sur le versant sud, la Chenab est beaucoup plus encaissée, formant de larges gorges en méandres (Figure 3 - 43).

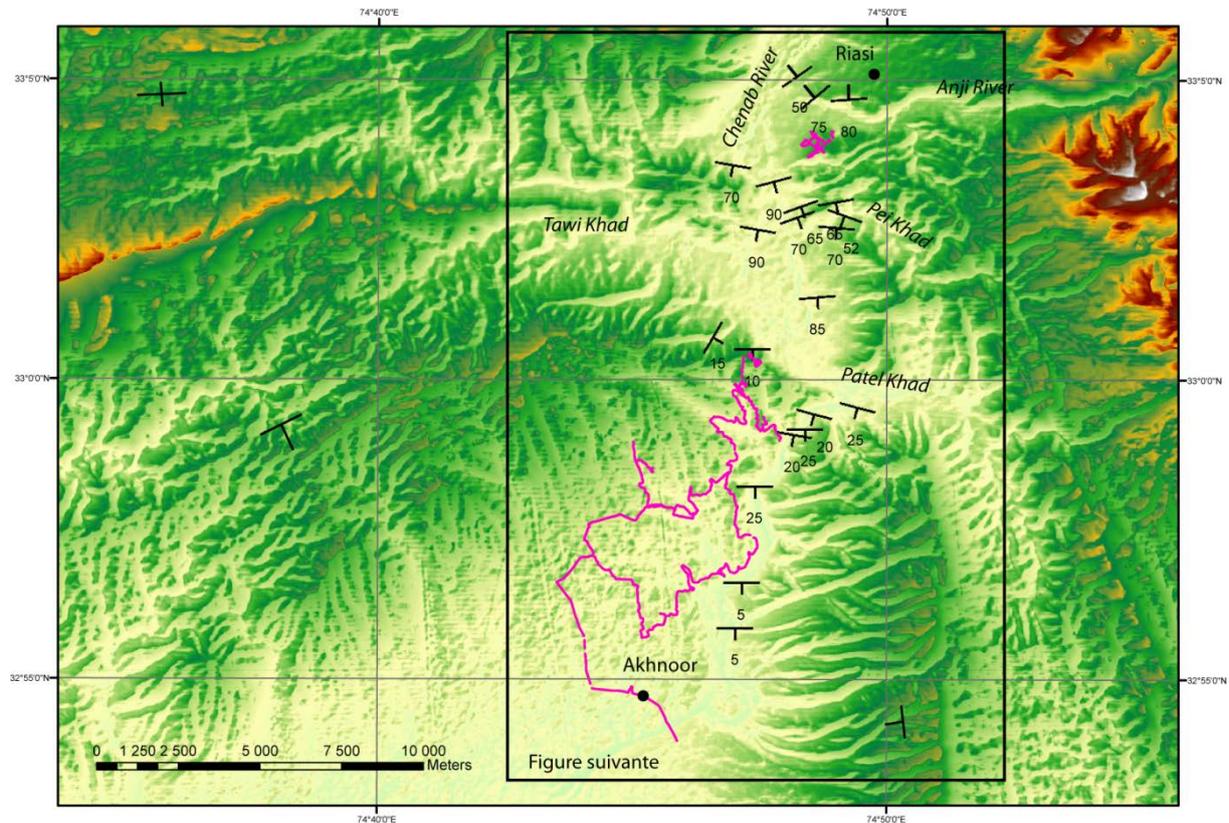


Figure 3 - 42 : Modèle numérique de terrain de la zone d'intersection entre la structure frontale et la rivière Chenab. Le carré noir correspond à la Figure 3 - 43. Le tracé rose correspond au chemin enregistré au GPS cinématique sur les deux versants de l'anticlinal frontal. Le pendage des couches dans les Siwaliks a été reporté en noir.

La structure frontale est caractérisée par une couverture de terrasses tout au long de la rivière. Sur le versant sud, les terrasses sont basculées au sud, alors qu'elles sont basculées au nord sur le versant nord. Ces terrasses reposent sur un substratum de Siwaliks, allant des Siwaliks supérieurs à l'extérieur de l'anticlinal jusqu'aux Siwaliks inférieurs en son cœur. L'axe de l'anticlinal est décallé vers le nord, avec des couches plus raides au nord et moins abruptes au sud. Au sud, les pentages évoluent progressivement de 5 à 25°, au nord les couches sont presque verticales, voire en flanc inverse. Il s'agit donc d'un anticlinal sur faille à pendage vers le sud, soit un rétrochevauchement.

Localement, des escarpements ont été détectés sur l'imagerie satellitaire. Mais les contrôles effectués sur le terrain ont conclu à des escarpements liés à l'incision latérale par des rivières, et non à des escarpements de faille.

Afin de mesurer la déformation associée à l'activité sur cette structure, nous avons étudié deux familles de terrasses : les terrasses du sud, largement étendues et pentées vers le SSE ; les terrasses du nord, basculées vers le NW (voir tracé noir sur la Figure 3 - 43 pour la localisation des terrasses).

Entre ces deux familles, le passage d'affluents de la Chenab (Tawi Khad et Patel Khad) ne permet pas d'identifier de terrasses.

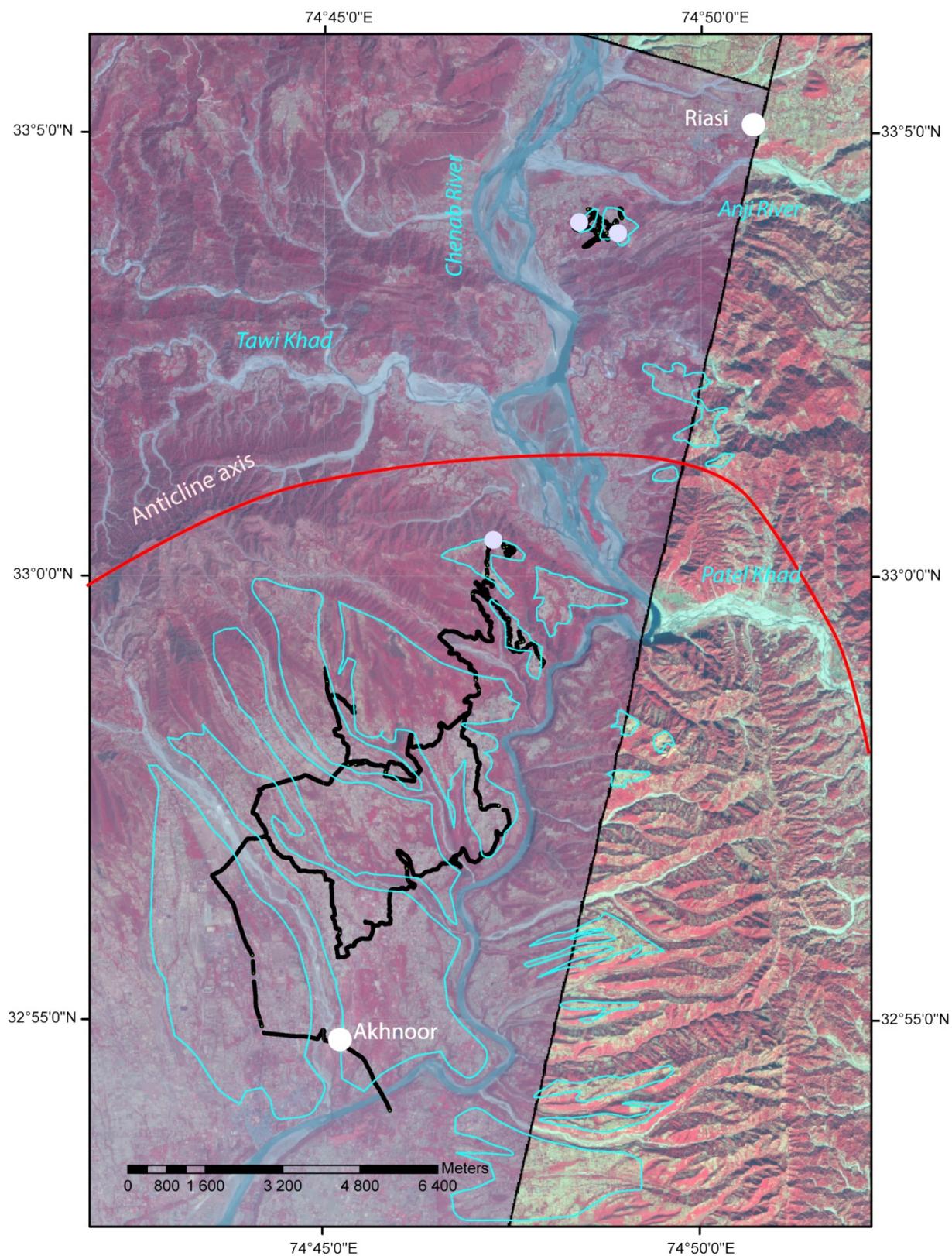


Figure 3 - 43 : Mosaique de photographies aériennes le long de la rivière Chenab, sur la structure du Main Frontal Thrust (MFT). Les terrasses de l'anticlinal frontal ont été reportées en contours bleu ciel, sans distinction des différents niveaux de terrasses. L'axe de l'anticlinal frontal est reporté en

rouge. Au nord, les terrasses correspondant au versant nord de l'anticlinal ont été parcourues. Au sud, une grande zone de terrasses étendues correspondant au versant sud. Le tracé noir correspond au trajet suivi lors de l'enregistrement au GPS cinématique. Les cercles gris correspondent aux lieux d'échantillonnage des terrasses pour les datations aux isotopes cosmogéniques.

2.4.1. Versant sud de l'anticlinal frontal

2.4.1.1. Morphologie

Sur la rive droite de la Chenab, le versant sud de l'anticlinal frontal est caractérisé par une grande surface peu accidentée et pentue vers le SSE. Cette surface correspond à une ancienne surface de dépôt de la rivière, basculée après son dépôt par la tectonique frontale. Elle est très bien préservée sur la rive droite, localement incisée par de petits affluents de la Chenab, et on en retrouve quelques traces en rive gauche, beaucoup moins bien préservée (Figure 3 - 43). Son altitude culmine à 560 m, soit presque 250 m au-dessus de la Chenab. Au niveau d'Akhnoor, la terrasse n'est plus surélevée que de 50 m par rapport à la Chenab.

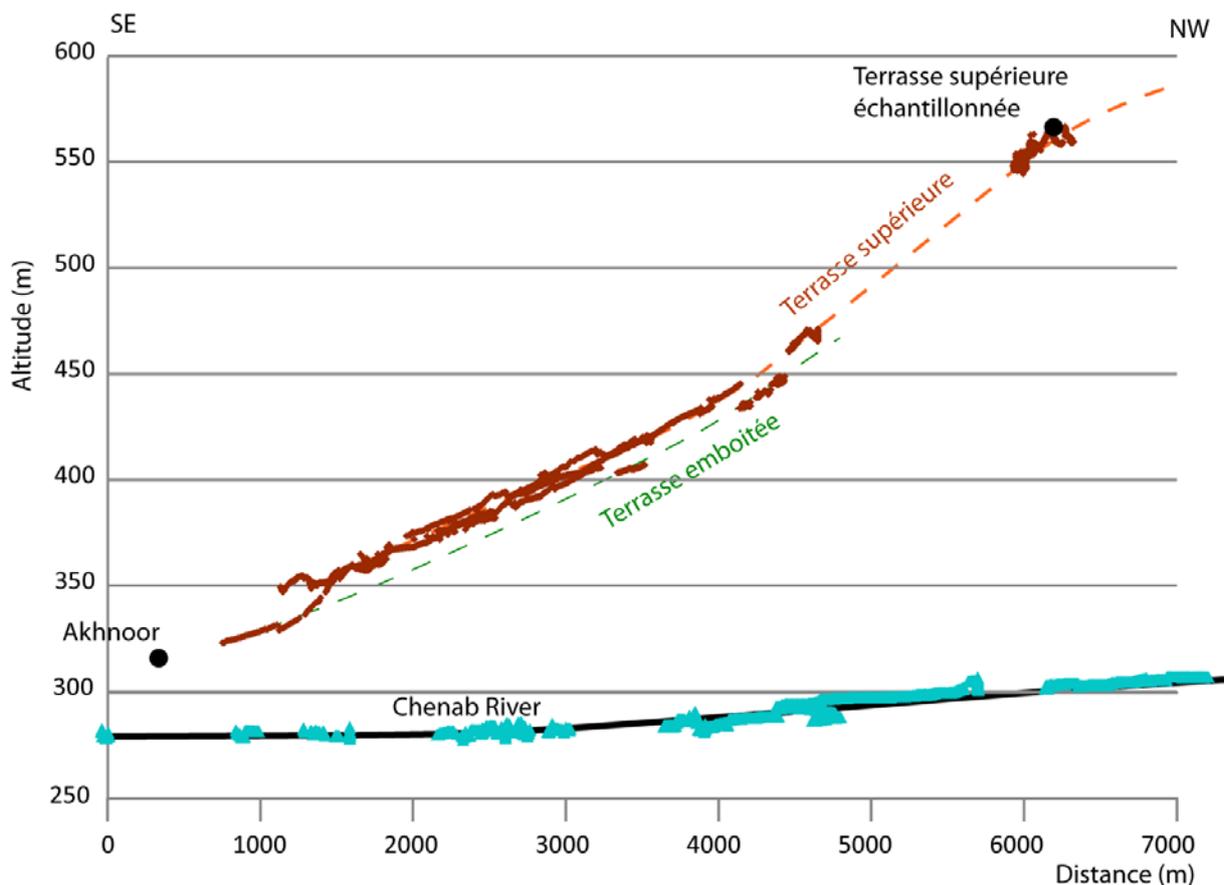


Figure 3 - 44 : projection dans la direction NW-SE de l'altitude des terrasses enregistrée au GPS cinématique (tracé marron) et interprétations (Le trajet suivi est reporté sur la figure 3-43). L'altitude de la rivière Chenab est aussi reportée en bleu

Nous avons parcouru cette terrasse en enregistrant notre trajet avec le GPS cinématique afin de mesurer sa pente et un éventuel escarpement dû à l'émergence d'un chevauchement (Figure 3 - 44).

Malheureusement, le jour de ces mesures, le signal était très mauvais, (très peu de satellites étaient enregistrés) et seule une partie des données a pu être utilisée pour essayer de visualiser une éventuelle déformation. L'étude de ces données, couplée à l'étude sur le terrain (images satellites et topographie) tendent à conclure qu'il n'existe pas de déformation liée à l'émergence d'une faille.

Une terrasse emboîtée a été mise en évidence par les mesures de GPS cinématique (Figure 3 - 44), située une vingtaine de mètres en contrebas de la surface principale.

2.4.1.2. Datation

Afin de connaître l'âge de la terrasse basculée sur le versant sud, nous avons échantillonné la partie de la terrasse la plus haute (voir figure 3.43 pour la localisation) pour une datation aux isotopes cosmogéniques.

Les échantillons ramassés sont des galets de quartzite. L'échantillonnage a été effectué jusqu'à 4m de profondeur, mais l'échantillon le plus profond n'a pas donné de résultats durant le processus de préparation chimique de l'échantillon, ce qui implique que le profil soit limité à 150 cm de profondeur. Nous avons utilisé le logiciel proposé par Hidy et al (2010) pour estimer l'âge de la terrasse. Pour cela nous avons limité le taux d'érosion à 10 cm.an^{-1} , et le χ^2 à 4 pour obtenir 100000 profils répondant à ces critères.

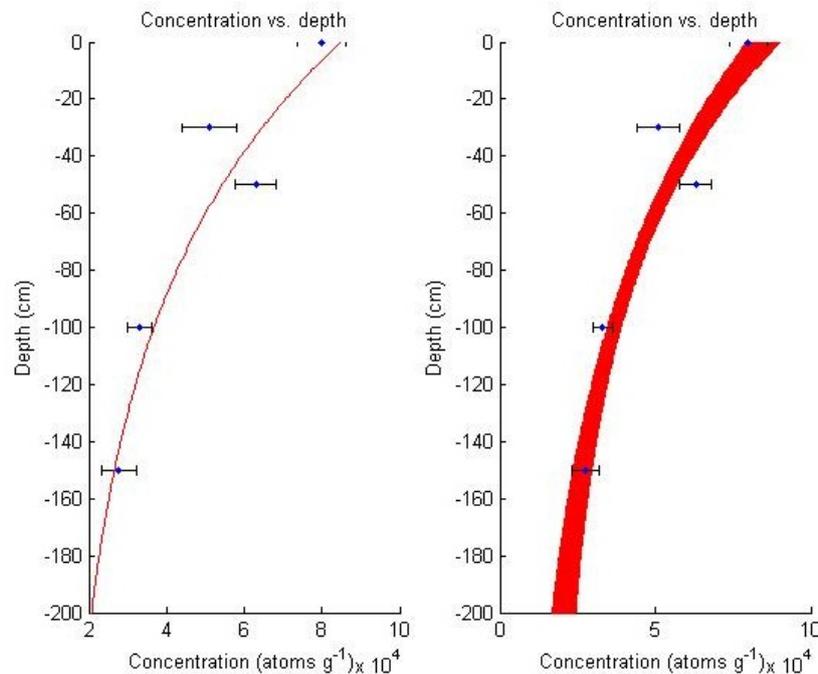


Figure 3 - 45 : Terrasse versant sud de l'anticlinal frontal : profils de concentration en ¹⁰Be produits in situ en fonction de la profondeur des échantillons obtenus avec le logiciel de Hidy et al, (2010). A droite : les différents modèles calculés par le logiciel correspondant aux couples âge, érosion et héritage compatibles avec les données pour un χ^2 fixé à 4. A gauche, le modèle calculé avec le χ^2 minimal correspondant à un âge de 9 ka, un taux d'érosion de 1.37 cm/ka et un héritage de 1.25×10^4 at/g.

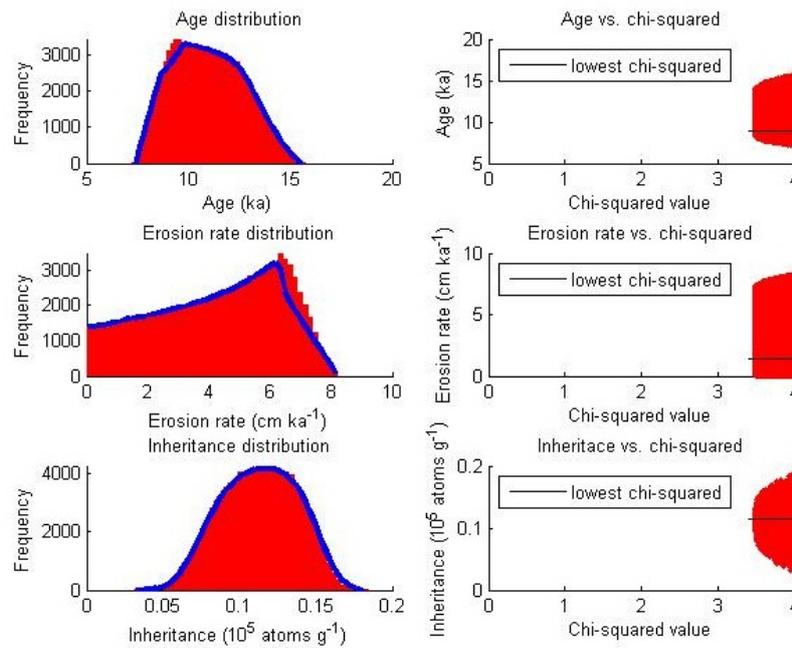


Figure 3 - 46 : Terrasse versant sud de l'anticlinal frontal : mesures de probabilités d'âge, de taux d'érosion et d'héritage à partir des concentrations des échantillons en fonction de la profondeur. Graphiques obtenus en utilisant le logiciel de Hidy et al (2010).

Les statistiques donnent un âge de la terrasse limité entre 7.2 et 15.7 ka, avec une valeur modale à 9.4 ka et un χ^2 minimal à 9.0 ka. L'héritage est compris entre 3100 et 18500 at.g⁻¹, avec une valeur modale à 11400 at.g⁻¹. Le taux d'érosion est compris entre une valeur nulle et 8 cm.ka⁻¹, avec une probabilité maximale à 6.4 cm.ka⁻¹. La répartition des concentrations en TCN des échantillons nous indique que la terrasse échantillonnée correspond à une surface relativement jeune dont l'âge maximal serait de ~16 ka

2.4.2. Versant nord de l'anticlinal frontal

Sur le versant nord de l'anticlinal, nous avons identifié deux terrasses emboîtées situées juste au Sud de la rivière Anji, à sa confluence avec la Chenab. Etant situées à proximité immédiate de la terrasse principale de Riasi, donc de la structure au nord de l'anticlinal : le Riasi Thrust, ces terrasses ont reçu la nomenclature utilisée dans la zone de Riasi (voir paragraphe 2.3). La terrasse supérieure est nommée F1C, la terrasse inférieure F3C.



Figure 3 - 47 : vue sur les terrasses F1C et F3C depuis le nord. Remarquez la pente de F1C, basculée vers le nord-ouest. Au loin, on aperçoit les reliefs de l'anticlinal frontal.

2.4.2.1. Morphologie des terrasses

Il s'agit de deux terrasses d'abrasion, dont l'épaisseur atteint une dizaine de mètres et qui présentent un faciès typique des terrasses de la Chenab : de gros galets arrondis de Murree, Traps et quartzite. Elles reposent au-dessus des couches de Siwaliks quasi verticales. Au nord il s'agit des Siwaliks supérieurs, à la limite sud des terrasses, il s'agit des Siwaliks moyens. La terrasse F1C (la plus haute) est déposée à une hauteur de 165 m au-dessus de la Chenab. Elle mesure 1 km de long dans la direction NE, parallèlement à la direction des Siwaliks, et pend vers le nord-ouest (Figure 3 -48), c'est-à-dire perpendiculairement. Située 70 m au-dessus de la Chenab, F3C est moins étendue, avec seulement un demi-kilomètre de long et a été divisée en deux par un cours d'eau saisonnier. F3C est assez plate et ne présente pas de pendage particulier.

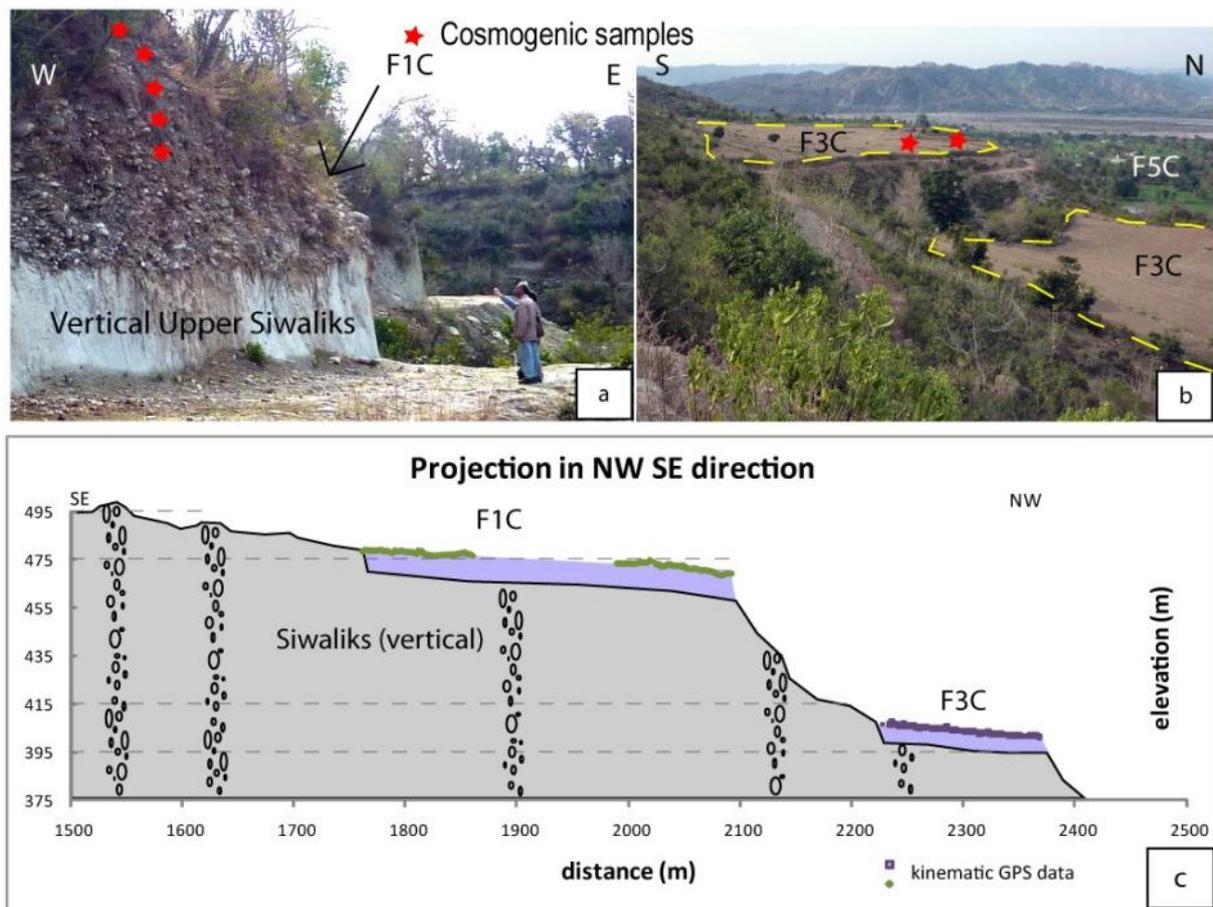


Figure 3 - 48 : a_ Photographie de la terrasse F1C et position des échantillons collectés pour la datation aux cosmonucléides ; b_ Photographie de la terrasse F3C vue de dessus et position des échantillons de surface collectés pour la datation aux cosmonucléides ; c_ altitude de la surface des terrasses F3C et F1C obtenue au GPS cinématique, projetée dans la direction NW – SE. Notez l'important pendage de la terrasse F1C dans cette direction.

2.4.2.2. Datation des terrasses

Terrasse	Échantillon	Latitude (±0,001 N°)	Longitude (±0,001 E°)	Alt (m)	Hauteur au- dessus de la Chenab (m)	Écrantage morphologique	Profondeur le long du profil (cm)	¹⁰ Be (10 ⁴ at/g)	Erreur sur ¹⁰ Be (at/g)
F1C	JK 10 36	33,067	74,809	520	150	0,996	0	93110	10487
	JK 10 37	33,067	74,809	520	150	0,996	0	139988	10539
	JK 10 38	33,067	74,809	520	150	0,996	0	111112	8815
	JK 10 42	33,067	74,809	520	150	0,996	60	94466	3811
	JK 10 55	33,067	74,809	520	150	0,996	40	39678	3255
	JK 10 56	33,067	74,809	520	150	0,996	22	66750	5119
F3C	JK 10 51	33,067	74,809	460	90	0,996	0	33743	6090
	JK 10 52	33,067	74,809	460	90	0,996	0	45214	5095

Tableau 3 - 5 : Lieu d'échantillonnage des terrasses, écrantage morphologique, profondeur et concentrations en cosmonucléides des échantillons.

La terrasse F3C ne permettait pas un échantillonnage le long d'un profil vertical, contrairement à la terrasse F1C. De ce fait, nous avons échantillonné uniquement en surface sur la terrasse F3C, en supposant que l'héritage des échantillons en cosmonucléides serait identique à celui de la terrasse F1C. Cette présupposition repose sur l'hypothèse d'un bassin versant constant entre le dépôt des deux terrasses et un temps de transport équivalent. Etant donné l'étendue du bassin versant de la Chenab, supérieure à 11500 km², ainsi que le faible écart de temps entre le dépôt des deux terrasses, cette hypothèse est tout à fait plausible.

Les terrasses ont été échantillonnées en prélevant des galets de grès pour le profil en profondeur, et la surface de gros blocs de grès de diamètre supérieur à 1m pour les échantillons de surface, afin d'être sûr qu'ils n'aient pas été déplacés depuis leur dépôt.

Les concentrations en ¹⁰Be des échantillons sont présentées dans le Tableau 3 - 5. Dans F1C, les échantillons collectés plus profondément que 60 cm sur le profil ne contenaient pas assez de quartz pour permettre de suivre la procédure chimique et mesurer leur concentration en isotopes cosmogéniques. De ce fait, pour calculer l'âge de la terrasse, nous avons utilisé le logiciel de Hidy et al, (2010) et avons appliqué des limites pour l'héritage et les taux d'érosion. Le choix de ces limites est exposé dans le chapitre 2.3 et correspond à la fenêtre d'héritage calculée pour la rivière Chenab à partir des concentrations en TCN des sables actuels de la Chenab, et des échantillons de la terrasse H1C. L'héritage a donc été contraint entre 0.5 and 2.0.10⁴ at.g⁻¹, et le taux d'érosion jusqu'à 3 cm.ka⁻¹.

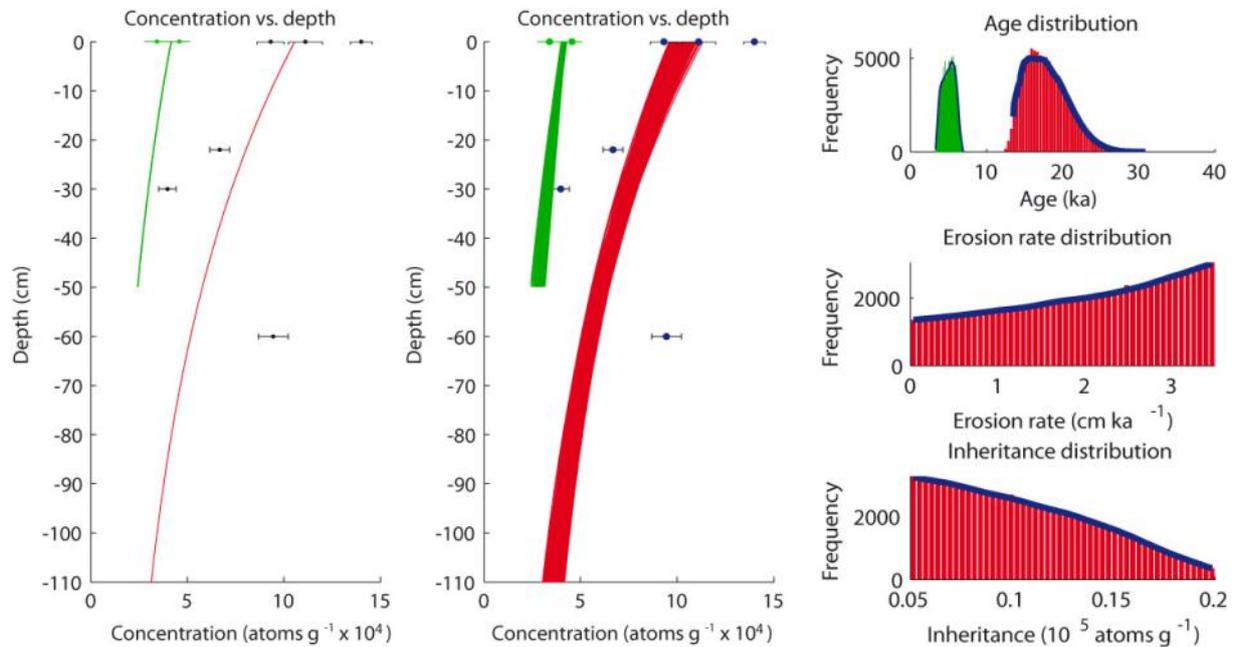


Figure 3 - 49 : Les profils indiquent la concentration en cosmonucléides des échantillons en fonction de la profondeur pour les terrasses F1C (en rouge) et F3C (en vert) (A gauche, profil calculé présentant le χ^2 minimal ; à droite tous les profils calculés). A droite : statistiques d'âge, de taux d'érosion et d'héritage pour un χ^2 limité à 30 pour F1C (rouge) et 2.5 pour F3C (vert).

Pour la terrasse F1C, le profil de concentration en cosmonucléides des échantillons ne suit pas parfaitement un profil théorique, et, de ce fait, nous avons dû augmenter le χ^2 à 30 afin de contraindre les paramètres de solutions. Les résultats sont présentés dans la Figure 3 - 499 : l'âge modélisé est compris entre 11.9 et 31.0 ka, avec une solution modale à 16.2 ka et 23.9 ka pour le χ^2 minimal. Cependant, le modèle ne rend pas compte de la concentration de l'échantillon JK-10-37 et de l'échantillon en profondeur JK-10-42. On peut expliquer la dispersion de la concentration des échantillons par la position de la terrasse par rapport au bassin de Riasi. En effet, en amont de ces terrasses, la vallée est très large et présente donc une zone de sédimentation préférentielle. De plus, cette zone est située au-dessus d'un plat des structures tectoniques. Ceci implique que seules les variations du niveau de la rivière influent sur la dynamique sédimentaire dans cette zone. De ce fait, les échantillons peuvent avoir été stockés dans cette zone avant d'être remobilisés et à nouveau déposés sur la terrasse datée. Cette hypothèse expliquerait la dispersion de la concentration en cosmonucléides des échantillons de cette terrasse. De ce fait, nous considérons que l'âge minimal d'abandon de la terrasse est 11.9 ka.

Seuls des échantillons de surface ont été prélevés pour F3C. Pour calculer l'âge de la terrasse à partir des concentrations des échantillons en cosmonucléides, nous avons limité les paramètres aux valeurs probables modélisées pour F1C, c'est-à-dire l'héritage contraint entre 0.5 and 2.0 $\times 10^4$ at.g⁻¹, et le taux d'érosion jusqu'à 3 cm.ka⁻¹. Le χ^2 a été limité à 2.5 de manière à présenter un résultat fiable à 95 % (2 σ). L'âge est donc compris entre 6.9 et 3.2 ka, avec une probabilité maximale à 5.5 ka.

2.4.3. Corrélation des terrasses

Bien que la surface de la terrasse échantillonnée versant sud soit plus découpée et moins bien préservée en passant l'axe de l'anticlinal, on peut supposer qu'elle correspond à la terrasse F1C sur le versant nord, marquant une isochrone à travers l'anticlinal frontal. En effet, une surface principale unique recouvre l'anticlinal. Les terrasses plus jeunes étagées sont de très petites dimensions. Dans ce cas, l'âge de cette surface serait compris dans les incertitudes des deux profils de datation, soit entre l'âge minimal de F1C (11.9 ka) et l'âge maximal de la terrasse versant sud (15.7 ka). Compte tenu des autres terrasses situées en amont (N1 et F2A, paragraphe 2.3), l'âge que nous privilégions est celui de ~15 ka.

2.4.4. Géométrie et activité de l'anticlinal frontal.

Suite aux mesures structurales et morphologiques effectuées sur chaque versant de l'anticlinal frontal, couplées à un profil en long de la Chenab, on peut construire une coupe à travers l'anticlinal (Figure 3 - 50). Celle-ci illustre

L'aspect dissymétrique de l'anticlinal frontal, avec un versant sud aux pentages modérés (<30°) et un versant nord très redressé, voire en flanc inverse.

L'élévation des terrasses déposées par la Chenab reflète l'activité sur la structure frontale. Nous nous sommes concentrés sur la terrasse de remplissage majeure datée à ~15ka. On retrouve la même dissymétrie.

Cependant, l'élévation des terrasses par rapport au niveau actuel de la Chenab ne dépend pas seulement de l'activité tectonique, mais est aussi fonction de l'incision climatique. Nous avons vu dans le paragraphe 2.3.3 de ce chapitre, que la région a connu une phase d'incision tardive de 60 m après 15000 ans, et probablement depuis environ 4000 ans, celle-ci étant découplée de toute activité tectonique.

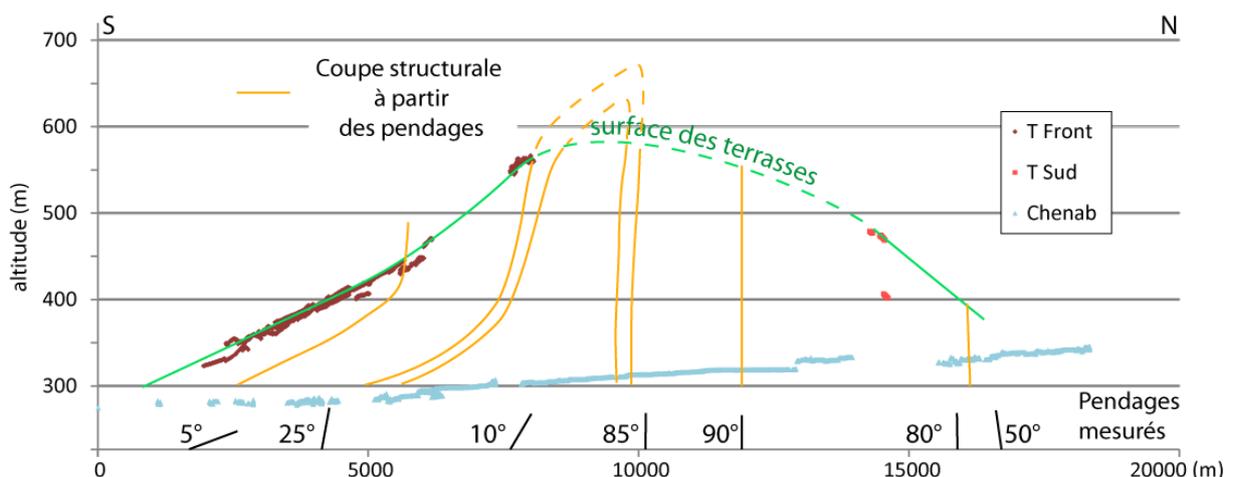


Figure 3 - 50 : Surface des terrasses de l'anticlinal frontal et profil d'altitude de la Chenab projetés dans la direction nord-sud. Les pentages dans le Siwaliks mesurés le long de la Chenab ont été reportés en noir (en bas) avec la valeur du pendage, et interprétés (en orange). La surface verte correspond au prolongement supposé des terrasses sur l'anticlinal.

Si on tient compte de l'incision tardive de 60m, et connaissant l'altitude maximale et l'âge de la terrasse sur l'anticlinal, on peut en déduire la vitesse de surrection de la structure tectonique :

$$V_{uplift} = \frac{h_{terrasse} - I}{T_{terrasse}} \quad \text{Equation 3 -7}$$

Avec V_{uplift} la vitesse de surrection ; $h_{terrasse}$ la hauteur de la terrasse au-dessus du niveau actuel de la rivière ; I : l'incision postérieure au dépôt de la terrasse (indépendante de la tectonique) et $T_{terrasse}$ l'âge de dépôt de la terrasse. En considérant la partie la plus élevée de la surface (250 m au-dessus de la Chenab) et datée à ~15 ka, on arrive à une vitesse de surrection de l'ordre de 1.2 cm.an^{-1} .

3. SYNTHÈSE DES MOUVEMENTS RECENTS LE LONG D'UNE COUPE DU CACHEMIRE

Aux vues de notre étude des failles dans le versant sud-ouest de la chaîne du Pir Panjal, au sud du bassin du Cachemire, nous pouvons avoir un marqueur quasi continu des mouvements verticaux au-dessus des failles actives frontales (Figure 3 - 51). Grâce à cette information et en la couplant avec d'autres, on peut en déduire la géométrie et la répartition de l'activité sur le Main Himalayan Thrust.

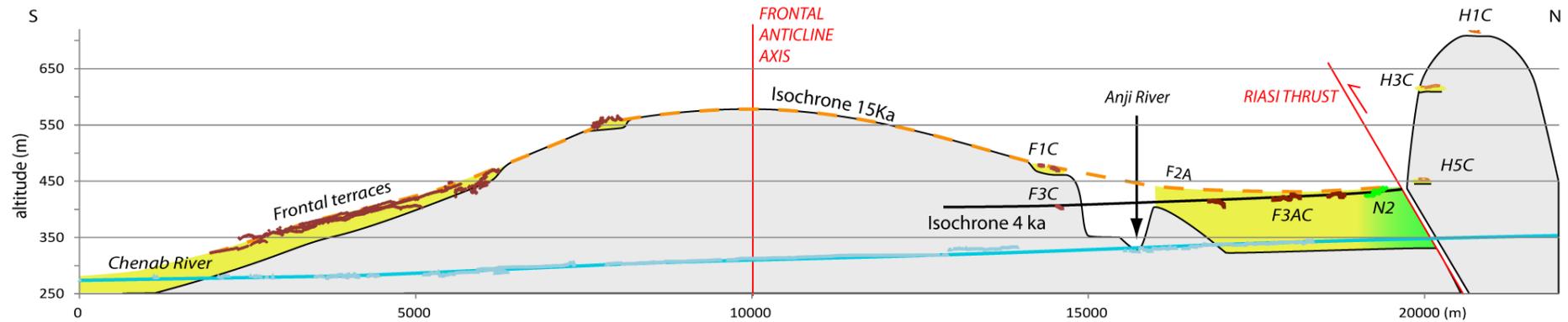


Figure 3 - 51 : Coupe schématique basée sur les données de GPS cinématique de la région de l'anticlinal frontal et du Riasi Thrust. Ces données sont projetées dans la direction NS. Les terrasses déposées par la Chenab ont été figurées en jaune. L'encaissant (Siwalik ou calcaire précambrien) est figuré en gris. L'isochrone 15 ka correspondant au niveau des terrasses datées à cet âge est soulignée par la ligne pointillée orange. Remarquez la différence de nature des terrasses en fonction du niveau de l'encaissant rocheux : terrasses de remplissage dans les zones sans surrection tectonique et terrasse d'abrasion dans les zones en surrection tectonique.

3.1. Éléments contraignant la géométrie du MHT

3.1.1. Géométrie en profondeur de l'anticlinal frontal

Nous ne possédons pas de données géophysiques situées exactement le long de cette coupe. Cependant, des interprétations de données géophysiques ont été publiées pour des coupes voisines (Raiverman et al., 1994a; Srinivasan and Khar, 1996) (Figure 3 – 52).

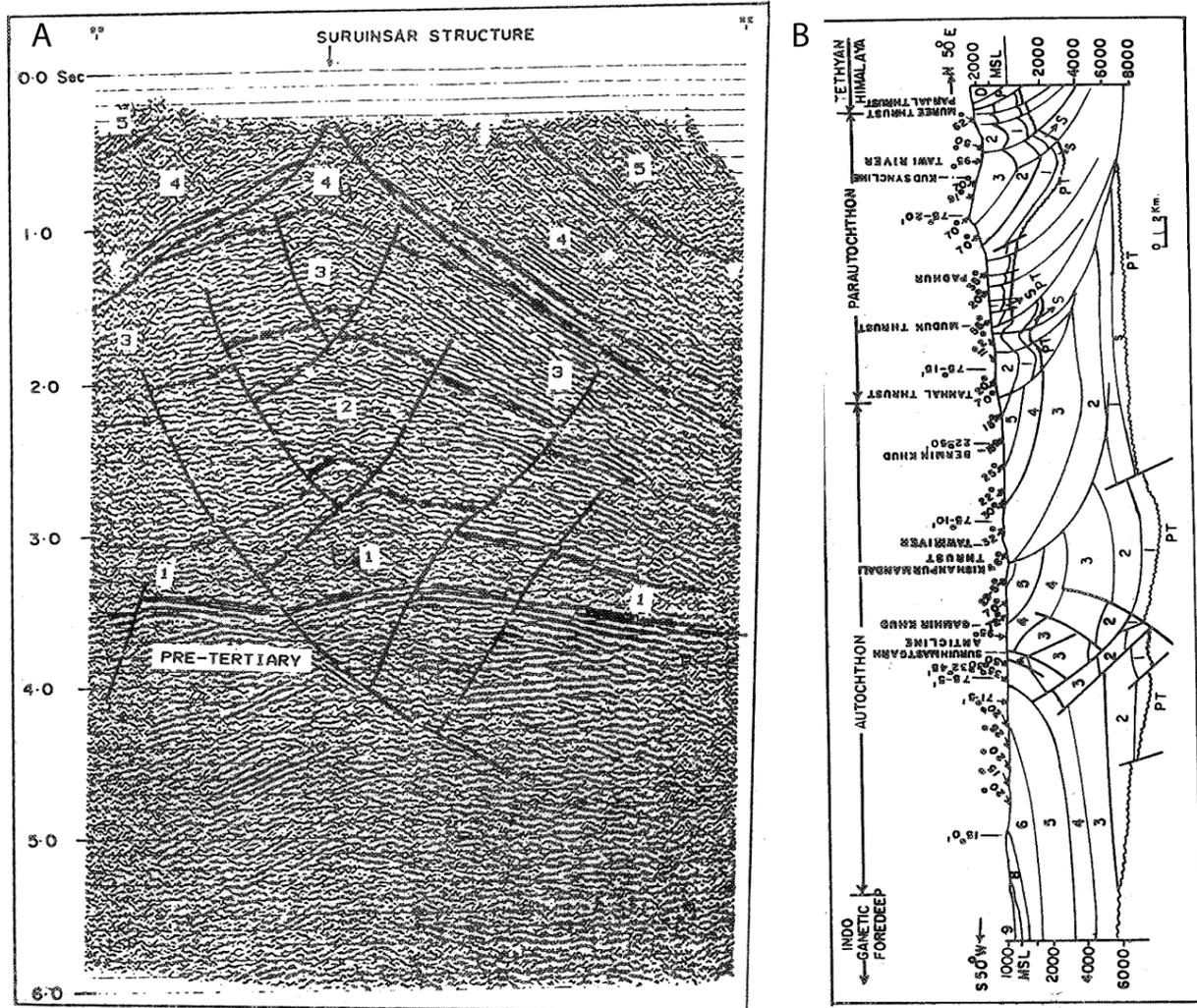


Figure 3 - 52 : (A) Profil sismique de la structure frontale à l'Est de la Chenab. (B) Coupe NE-SW interprétative du profil sismique. D'après Raiverman et al, (1994a)

L'interprétation de détail de ce type de document est toujours incertaine, et fonction des hypothèses structurales mises en avant. Cependant, nous retenons de ces documents

Que la géométrie en anticlinal déversé vers le nord se rencontre sur le front himalayen dans toutes les zones au voisinage de Jammu et de la Chenab.

Au cœur de l'anticlinal, il existe à la fois des chevauchements à vergence sud et d'autres à vergence nord.

Le substratum anté-tertiaire n'est pas régulier. Il semble affecté par des failles et un plissement anticlinal (celui-ci ne correspond pas à un effet de « pull-up » dû à un champ de vitesse car l'axe anticlinal pré-tertiaire est décalé par rapport à l'axe anticlinal en surface.)

Alors que Raiverman et al, (1994a) n'envisagent pas de décollement parallèle aux couches, Srinivasan et Khar (1996) favorisent ce décollement de couverture.

3.1.2. Géométrie du décollement sous la partie externe

La zone de Riasi est caractérisée par une absence d'incision à long terme, voire une légère sédimentation (Figure 19). Cette observation est en accord avec une position en bassin transporté de cette zone, bassin ayant enregistré une sédimentation au faciès analogue à celui des Siwaliks supérieurs.

3.1.3. Position de la base du tertiaire

La base du tertiaire est connu dans le bassin d'avant pays via de nombreuses études pétrolières partiellement publiées. Elle atteindrait 6000 m d'après Raiverman et al, (1994a). Cette épaisseur est en accord avec les études stratigraphiques dans les Siwaliks, qui suggèrent le même ordre de grandeur pour l'épaisseur de ces séries (forage de Suruinsar d'après Acharyya et Ray, (1982)). Par ailleurs, le substratum du bassin d'avant pays et des séries tertiaires de la partie externe de la chaîne est affecté par de nombreux linéaments. L'un d'entre eux est situé dans la région de Jammu, parallèlement à la chaîne, sous la structure anticlinale frontale (Figure 3 -53)

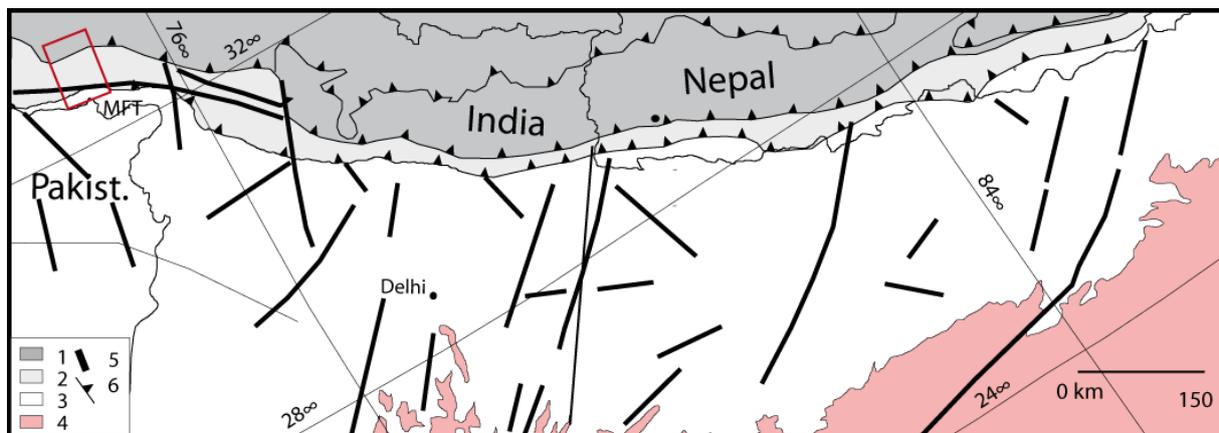


Figure 3 -53 : schéma structural de l'Himalaya et son bassin d'avant pays modifié d'après Mugnier et Huygue, (2006). 1_ Higher Hiamalaya ; 2_ Sub Himalaya ; 3_ bassin d'avant pays ; 4_ bouclier indien ; 5_ linéaments sous le bassin d'avant pays du Gange ; 6_ principaux chevauchements himalayens. La boîte rouge correspond à notre zone d'étude.

3.1.4. Profondeur du décollement

Nous avons vu sur la partie frontale de la chaîne (anticlinal frontal) que la vitesse de surrection excède 1.1 cm/an, et que la terrasse principale, d'âge ~15 ka, constitue un marqueur presque continu d'un incrément de plissement.

Or, d'après la méthode de la surface en excès de Goguel (1948), en connaissant la surface en coupe de roche surélevée par la faille, ainsi que le déplacement à l'arrière, on peut en déduire une relation liant la profondeur du niveau de décollement et le déplacement le long du décollement (Méthode de la surface en excès d'après Hossack, (1979))

Le volume de roche remonté est donné par l' :

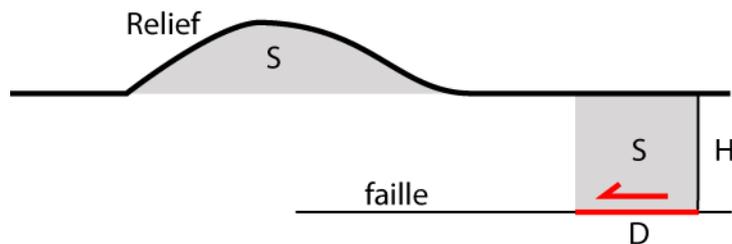


Figure 3 - 54 : schéma de la relation entre le volume de roches exhumé au niveau de l'anticlinal frontal S, le déplacement cumulé sur la faille D et la profondeur du niveau de décollement H

$$S = H \times D \quad \text{Equation 3 -8}$$

Avec S la surface en coupe du relief, H la profondeur du niveau de décollement et D le déplacement cumulé sur la faille. La surface en excès en fonction du temps est donnée par l' Equation 3 - 10 (les valeurs de surface sont calculées après retrait de l'incision tardive) :

$$\frac{H \times D}{T} = \chi \quad \text{Equation 3 -9}$$

Cependant cette approche suppose une déformation plane (avec une déformation perpendiculaire au plan de coupe nulle). Or, notre coupe passe par un re-entrant cartographique et l'étude de l'évolution des syntaxes (chapitre 2) a montré qu'il existait dans ce cas un raccourcissement perpendiculaire à la direction de transport dans l'axe de la syntaxe.

En tenant compte de ce raccourcissement,

$$S = \frac{H \times D}{(1 - \epsilon_y)} \quad \text{Equation 3 -10}$$

Avec ϵ_y le raccourcissement moyen (longueur finale/longueur initiale) perpendiculaire à la coupe.

Pour appliquer cette approche au front himalayen, nous disposons des éléments suivants : notre étude morphologique a montré une surface en excès de ~1 km² pour le marqueur à 15 Ka.

La valeur du déplacement sur le décollement peut être estimée en considérant que la somme des raccourcissements absorbée par les chevauchements actifs est égale au raccourcissement à travers cette portion de chaîne : la convergence totale n'excède pas 16mm /an. Le déplacement accommodé sur le Riasi Thrust est compris entre 14 mm/an dans le cas d'une conservation du déplacement entre le MHT et la rampe, et 10 mm/an dans un modèle en cisaillement simple vertical. De ce fait, la structure frontale absorbe donc entre 6 et 2 mm /an. La valeur du raccourcissement moyen perpendiculaire à la coupe est difficile à estimer précisément, et nous nous en tiendrons donc aux résultats obtenus dans

nos modélisations analogiques qui indiquent que le raccourcissement perpendiculaire n'excède pas 50%.

En tenant compte de ces limites des valeurs numériques et des équations 4 - 9 et 4 - 10, on arrive à la conclusion que :

$$H = \frac{S(1-\varepsilon\gamma)}{D} \quad \text{Equation 3 - 11}$$

Donc $5.5 \leq H \leq 30$ km

La profondeur du niveau de décollement est donc comprise entre 5.5 et 30 km suivant l'hypothèse du taux de convergence retenue et l'ampleur du raccourcissement perpendiculaire.

Par ailleurs, nous avons vu dans le paragraphe 2.3 que le niveau de décollement est plat sous la région de Riasi. En effet, il n'y a pas de surrection dans cette région, uniquement une succession d'incision/sédimentation depuis 40 000 ans, qui explique probablement le dépôt de faciès analogue au faciès Siwaliks supérieurs dans un contexte de bassin transporté. Ceci nous apporte donc une contrainte supplémentaire sur la géométrie du niveau de décollement.

3.1.5. Anticlinal de Dhansal

En amont du chevauchement de Riasi, entre le Riasi Thrust et le MBT, on retrouve les calcaires précambriens associés à l'anticlinal de Dhansal (Steck, 2003). Cet anticlinal conduit à la formation d'un relief important en comparaison des collines de Murrees. A l'ouest de l'émergence des calcaires, dans l'Ans River, les Murree sont plissés et faillés (observations lors de la mission de terrain). Nous en avons donc déduit qu'il s'agit d'un anticlinal sur rampe avec chevauchement aveugle. Il est à noter que le contact entre les calcaires et les Murrees est sédimentaire puisque l'on retrouve la formation Subathu entre les deux (Karunakaran and Rao, 1979; Steck, 2003).

3.1.6. Origine du relief du Pir Panjal

Dans la chaîne du Pir Panjal, nous avons vu que le MBT n'est plus actif depuis au moins 15000 ans (paragraphe 2.2.5). Cependant, les reliefs du Pir Panjal sont très accentués. Cela nous conduit à déduire qu'il existe une rampe en profondeur située entre l'émergence du MBT et le bassin du Cachemire (rampe dont la géométrie sera développée dans le paragraphe 3.1.1.7). Ceci est en accord avec les taux de surrection proposés par Burbank et Johnson (1983), atteignant 10 mm.an^{-1} depuis 780 ka, bien que celui-ci envisage un fonctionnement du MBT depuis cette époque.

Nous suggérons que la surrection de la chaîne soit bien due à la rampe du MBT, raccordée au MHT un peu au sud de la rampe crustale. Nos résultats montrent que le MBT n'est plus actif, ce qui implique un décalage de la rampe du MBT à sa jonction avec le MHT. Celui-ci se prolonge plus au sud pour se raccorder au MWT et au MFT. Avec un déplacement de 16 mm/an sur le MWT, depuis 15000 ans le décalage atteint donc au minimum 240 m ($=1500 \times 0.016$).

3.1.7. Origine du bassin de Cachemire

Le bassin intra-montagneux du Cachemire s'est développé à l'intérieur de la marge sud de la chaîne himalayenne, affectée par des chevauchements. D'après une étude magnétostratigraphique, la sédimentation dans le bassin a démarré il y a 4.18 Ma, avec la chaîne du Pir Panjal comme source de sédiments (Basavaiah et al., 2010; Burbank and Johnson, 1983). Le bassin a connu un environnement de sédimentation fluviolacustre entre 4.18 et 0.77 Ma (Basavaiah et al., 2010). Les taux de sédimentation ont évolué entre $\sim 4.6 \text{ cm.ka}^{-1}$ avant 1.95 Ma, à $\sim 33 \text{ cm.ka}^{-1}$ entre 1.95 and 1.77 Ma et 23 cm.ka^{-1} après 1.77 Ma (Basavaiah et al., 2010). L'étude des paléocourants indique un changement de direction de transport depuis le nord-est vers le nord-ouest à 1.7 Ma, suggérant une augmentation de l'activité du MBT et une diminution de la fracturation sur la marge nord-est du bassin (Burbank and Johnson, 1983). Les variations des taux de sédimentation sont attribués à des changements climatiques (principalement les Westerlies) associés à la tectonique (surrection par pulse successifs). Sous le bassin lui-même, le niveau de décollement doit être plus plat

Toutes ces informations tendent à montrer que le bassin de Cachemire est situé à l'aplomb d'un plat du décollement principal dont la pente est très faible et ne crée pas de surrection tectonique. Nous avons étudié la surrection qui affecte la bordure sud du bassin : les sédiments étudiés par Burbank et Johnson, (1983) ainsi que Basavaiah et al., (2010) sont actuellement situés à une altitude de 500 m au-dessus du niveau de base du bassin du Cachemire, et sont datés du pléistocène moyen (780 ka), indiquant un taux de surrection minimal de $\sim 0.7 \text{ mm.an}^{-1}$ (en utilisant l'équation 3 - 7).

Le taux de convergence dans la région est de 16 mm.an^{-1} (Jade et al., 2004). La convergence totale accumulée atteint donc

$$D_t = t \times C = 780000 \times 0.016 = 12480 \text{ m} \quad \text{Equation 3 - 12}$$

Avec D_t le déplacement total le long du décollement, t le temps écoulé, et C le taux de convergence.

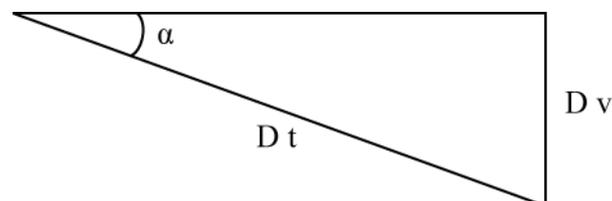


Figure 3 - 55 : schéma de la pente du décollement α en fonction du déplacement vertical D_v et du déplacement total accumulé D_t depuis le dépôt des sédiments.

La pente du décollement sur la limite sud du bassin α peut donc être calculée par

$$\sin \alpha = \frac{D_v}{D_t} = \frac{500}{12480} \Leftrightarrow \alpha = \sim 2.3^\circ \quad \text{Equation 3 - 13}$$

3.1.7.1. Failles actives dans le bassin du Cachemire

Une étude morphométrique par Jaiswal et al, (2009) ainsi qu'une étude paléosismique par Madden et al, (2010) indiquent une activité tectonique récente et la formation de terrasses dues à l'activité tectonique à la limite entre la chaîne du Pir Panjal et le sud-ouest du bassin du Cachemire. La faille inverse de Balapora à pendage vers le nord-est recoupe une terrasse de remplissage d'âge estimé entre

17 et 6 ka, entraînant la formation d'un escarpement de 13 m (Madden et al., 2010). Ces observations indiquent un taux de raccourcissement sur la faille de Balapora compris entre 0.3 et 1.3 mm/an (Madden et al., 2010).

En profondeur, il s'agit probablement d'un rétro-chevauchement qui s'ancre sur le MHT sous la chaîne du Pir Panjal, tandis qu'au niveau des sédiments du Cachemire, il s'exprime par une faille à pendage nord-est. En effet, le dépôt-centre du bassin étant situé au nord de cette faille, il semble peu probable qu'un chevauchement se prolonge sous ce dépôt-centre. L'activité sur cette faille indique qu'elle est rattachée au MHT en profondeur, et par conséquent recoupe le MCT qui forme un système à part avec la fenêtre de Kishtwar (Steck, 2003). Dans l'estimation de la pente du MHT sous la partie sud du bassin du Cachemire, nous n'avons pas pris en compte cette faille dont le déplacement observé est semble-t-il limité.

3.2. Interprétation

3.2.1. Coupe géologique dans la chaîne du Pir Panjal

A partir de toutes les observations et informations obtenues sur la géométrie du MHT et des failles dans la chaîne du Pir Panjal, nous avons construit une coupe géologique. Celle-ci passe par la ville de Jammu et se prolonge vers le nord-nord-est jusqu'à la limite sud-est du bassin du Cachemire. Elle ne passe pas par l'Ans River, de manière à visualiser les reliefs formés latéralement par les structures (par exemple l'anticlinal de Dhansal). Les roches situées en amont du MBT ont été regroupées en formations de la chaîne externe (*outerfoldbelt*) et la série du Gondwana en amont du MCT (*Gondwananeries*). Le trajet de la coupe est représenté sur la carte Figure 3 - 56.

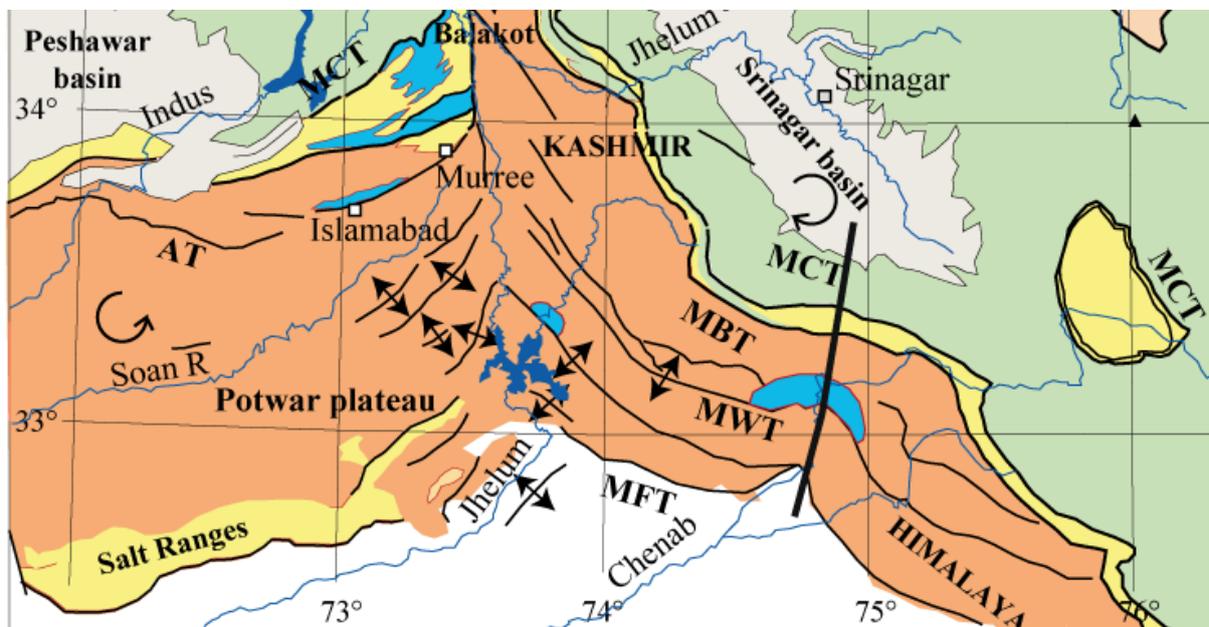


Figure 3 - 56 : carte géologique de la partie externe de la terminaison nord-ouest himalayenne et position (trait noir) de la coupe de la Figure 3 - 5857, Figure 3 - 57et Figure 3 - 59.

Deux interprétations peuvent être envisagées. L'une en « thin-skinned tectonics », basée sur la profondeur minimale du niveau de décollement (paragraphe 2.5.1.2). L'autre en « thick-skinned tectonics » supposant des failles qui affectent le substratum. L'exemple alpin (Guellec et al., 1989) suggère d'ailleurs qu'une tectonique profonde peut se produire sous un décollement de couverture efficace. Cette hypothèse permet d'enraciner le Riasi Thrust directement dans le socle, expliquant la remontée d'écailles calcaire pré-tertiaires et fournissant une rampe d'extrusion analogue à celle de la faille de Balakot. Dans cette hypothèse, on considère alors que le chevauchement de socle est lié à une réactivation d'un des linéaments (voir carte Figure 3 -53). De plus, elle permet de réduire le raccourcissement perpendiculaire au rentrant de la Chenab (considéré égale à ~50% dans le cas d'un décollement de profondeur ~6 km). Dans l'hypothèse d'une superposition d'une tectonique « thick-skinned » et « thin-skinned », cette superposition peut engendrer en surface des séquences de chevauchements complexes, analogues à celles trouvées dans le Zagros (Oveisi et al., 2009) et favorisant les réactivations hors séquence. Aux vues des observations de terrain et géophysique dans la région, nous privilégions l'interprétation « thick-skinned ».

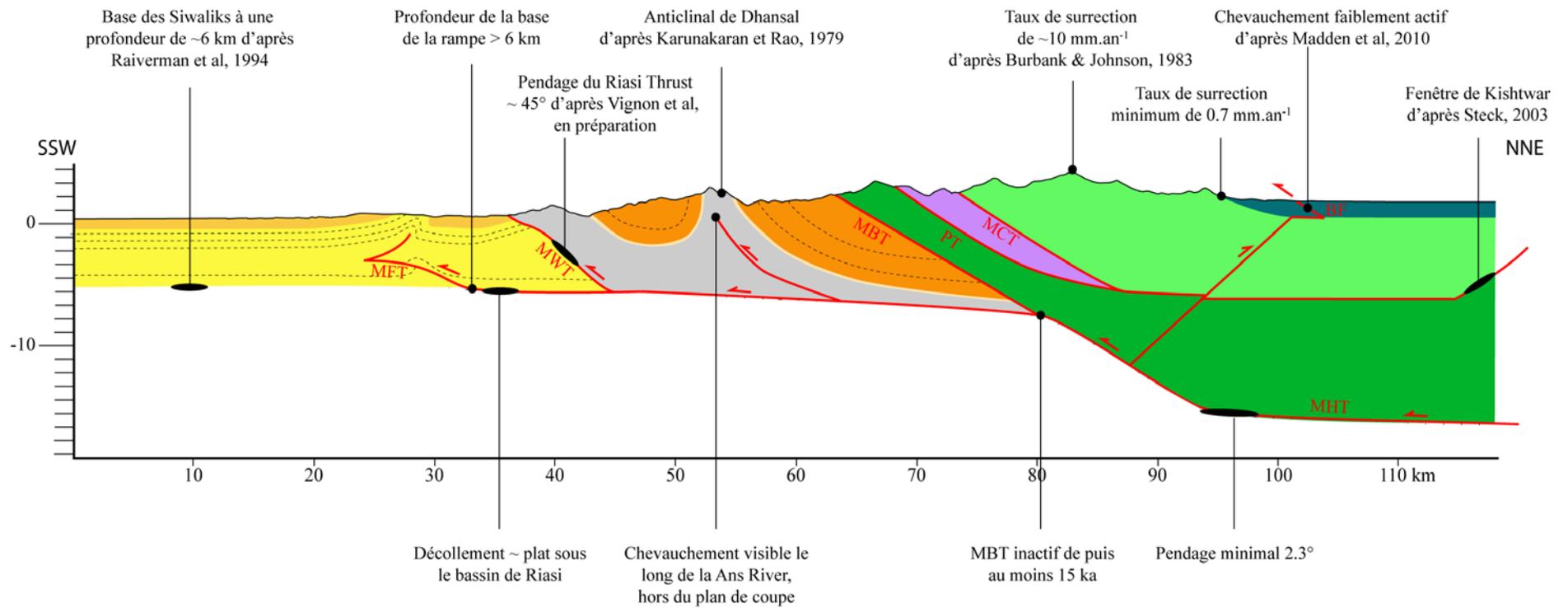


Figure 3 -57 : Coupe géologique de la Chaîne du Pir Panjal, avec mise en avant des points de contrôle sur la position et la géométrie des failles en profondeur. MFT : Main Frontal Thrust ; MWT : Medlicott Wadia Thrust (Riasi Thrust) ; MBT : Main Boundary Thrust ; PT : Panjal Thrust ; MCT : Main Central Thrust ; BF : Balapora Fault ; MHT : Main Himalayan Thrust.

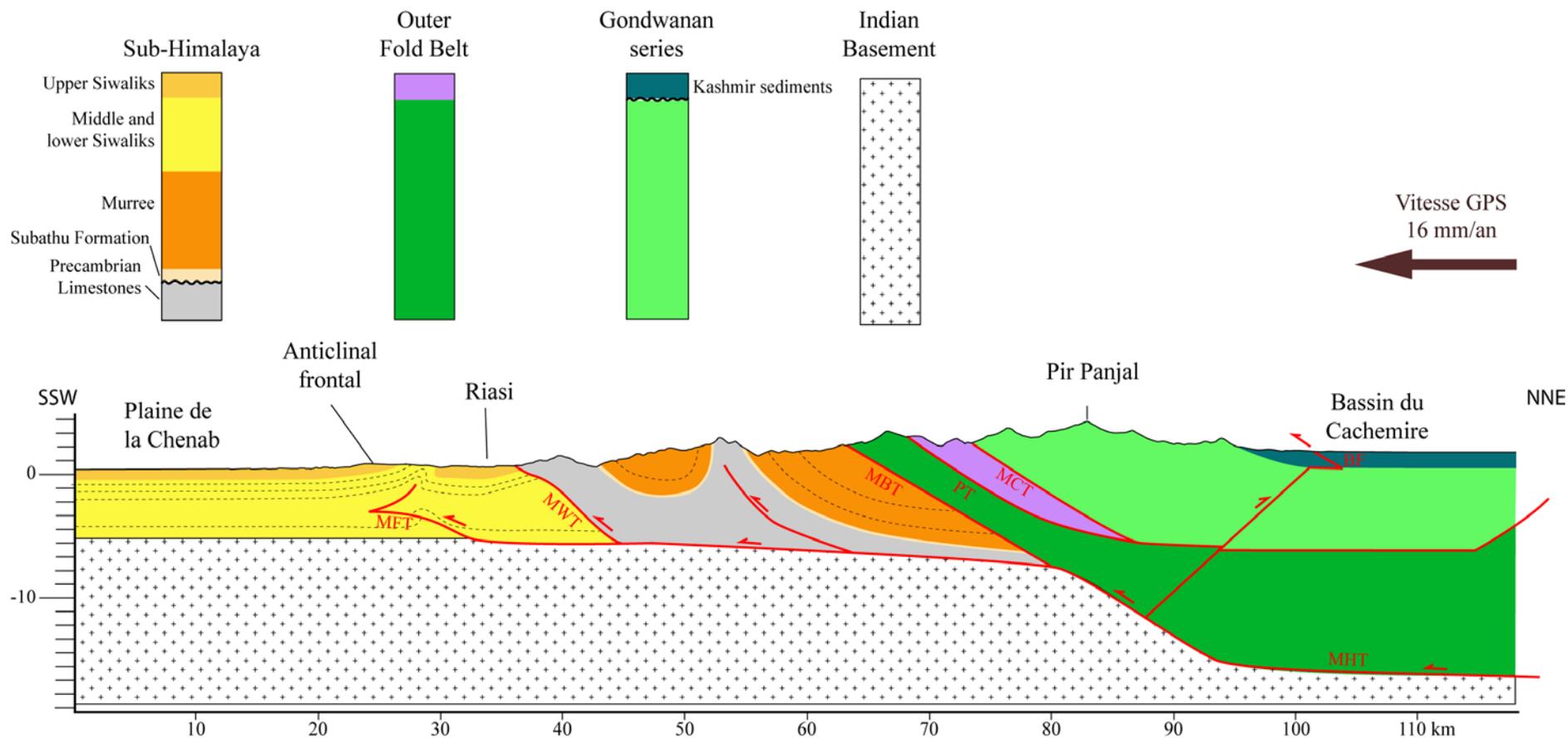


Figure 3 - 58 : Coupe géologique de la Chaîne du Pir Panjal : hypothèse « thin-skinned tectonics ». D'après les résultats de cette étude, ainsi que les travaux de Kunakarakan et Rao, 1979, Burbank et Johnson (1983), Raiverman et al, 1994, Mukhopadhyay et Mishra (1999), Steck (2003), Basavaiah et al (2010) et Madden et al (2010). MFT : Main Frontal Thrust ; MWT : Medlicott Wadia Thrust (Riasi Thrust) ; MBT : Main Boundary Thrust ; PT : Panjal Thrust ; MCT : Main Central Thrust ; BF : Balapora Fault ; MHT : Main Himalayan Thrust.

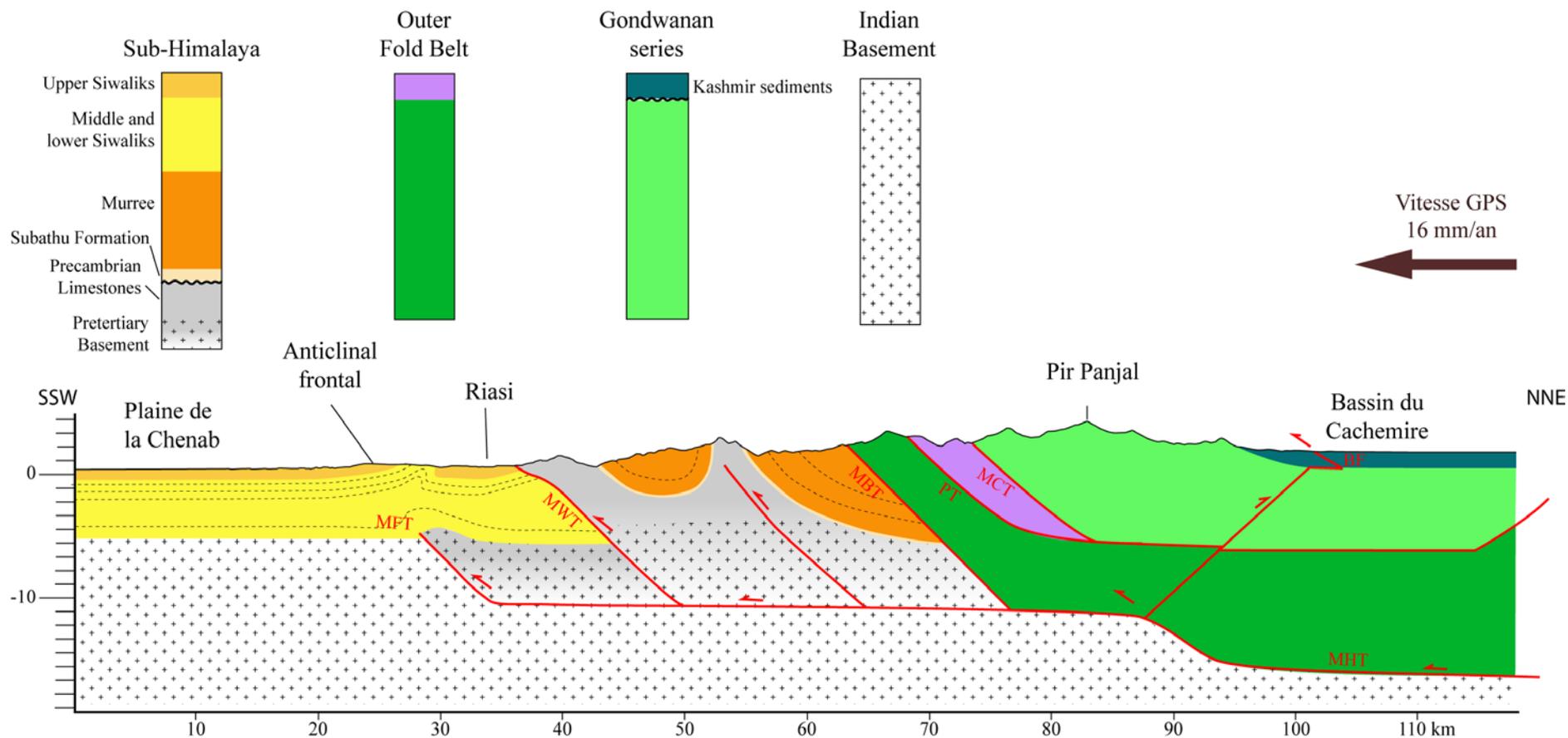


Figure 3 - 59 : Coupe géologique de la Chaîne du Pir Panjal : hypothèse « thick-skinned tectonics ». D'après les résultats de cette étude, ainsi que les travaux de Kunakarakan et Rao, 1979, Burbank et Johnson (1983), Raiverman et al, 1994, Mukhopadhyay et Mishra (1999), Steck (2003), Basavaiah et al (2010) et Madden et al(2010). MFT : Main Frontal Thrust ; MWT : Medlicott Wadia Thrust (Riasi Thrust) ; MBT : Main Boundary Thrust ; PT : Panjal Thrust ; MCT : Main Central Thrust ; BF : Balapora Fault ; MHT : Main Himalayan Thrust.

3.2.2. Distribution du déplacement actif sur les différentes failles

Au cours de notre étude, nous avons identifié deux structures actives majeures : l'anticlinal frontal correspondant à l'expression en surface de l'activité du MFT, et le Riasi Thrust (MWT).

Le chevauchement de Riasi, avec une surrection de 10 mm/an correspondant à un déplacement sur la faille compris entre 10 et 14 mm/an, est la structure active qui accommode la majorité du raccourcissement mesuré par GPS. Celui-ci atteint ~16 mm/an (Jade et al., 2004). Le déplacement accommodé par la structure frontale est donc compris entre 2 et 6 mm/an, avec un taux de surrection de 1.2 cm/an. Ces mesures montrent que dans la chaîne du Pir Panjal, la majorité de la convergence est accommodée sur la structure située en position interne par rapport à la structure frontale, indiquant une déformation hors séquence importante.

3.2.3. Comparaison avec le reste de la chaîne Himalayenne

La comparaison de la coupe « thin-skinned », obtenue dans le nord-ouest Himalaya, avec d'autres coupes le long de l'arc (Figure 3 - 60) montre les différences de géométrie et de répartition de l'activité. Sur la coupe A de la Figure 3 - 60, les failles actives sont au nombre de 3 et réparties sur une trentaine de kilomètres au front, voire plus de 70 en prenant en compte la faille de Balapora dans le bassin du Cachemire. De plus, la proportion de réactivation hors séquence est majoritaire. Au contraire, le long du reste de l'arc himalayen, les failles actives cassantes sont localisées principalement au front. Cette observation confirme bien que la déformation est plus largement répartie dans la terminaison ouest himalayenne que dans le reste de l'arc.

La géométrie de la rampe crustale est différente le long de l'arc himalayen. Située en position plutôt externe au niveau des coupes A (Cachemire) et B (Garwhal) de la Figure 3 - 60, elle présente une position plus interne au niveau de la coupe C (est Népal). La rampe du Cachemire (A) est de dimension supérieure à celle du Garwhal (B), et ne correspond pas à l'empilement d'écaillés chevauchantes formant les duplex visibles le long du reste de l'arc (coupes B et C). Cette particularité conduit à la formation du bassin du Cachemire.

De ces observations, nous pouvons déduire que la distance entre l'épicentre d'un séisme s'initiant à la transition fragile-ductile, et la rupture en surface est presque deux fois moins importante au Cachemire que dans le reste de l'arc himalayen, du fait de la position externe de la rampe, mais aussi de la présence de failles actives hors séquence. Dans le cas d'une hypothèse en « thick-skinned », il faut noter que seules les rampes sont actives lors de séismes.

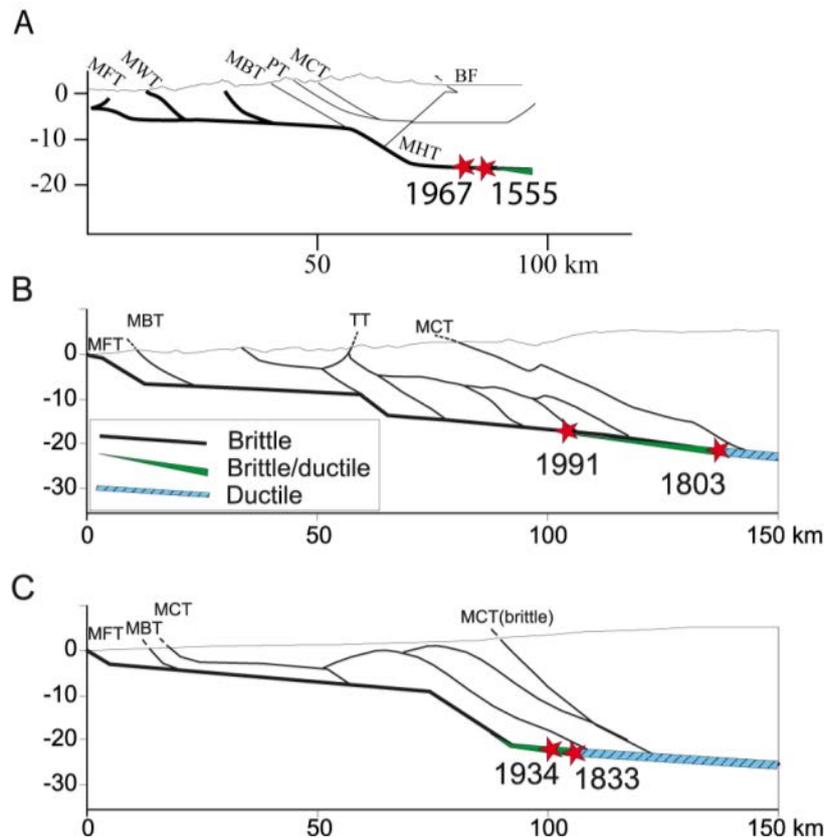
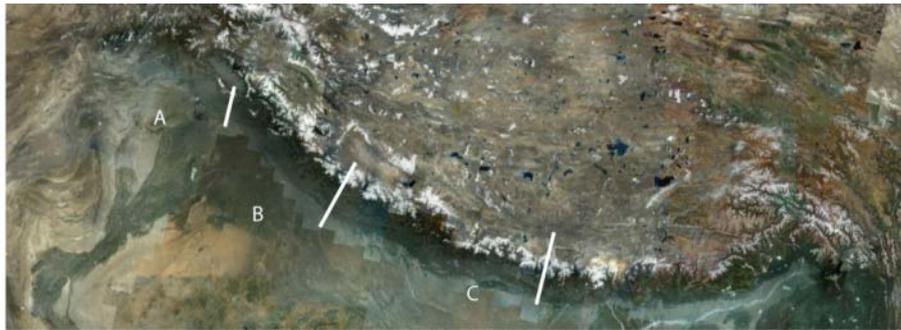


Figure 3 - 60 : Coupes géologiques le long de l'arc himalayen d'après cette étude et Mugnier et al,(2011). Les failles actives sont figurées en noir épais. Les séismes historiques sont projetés sur les coupes et figurent pas les étoiles rouges. Pour le séisme de 1555, nous avons retenu l'hypothèse la plus interne basée sur le travail d'Ambraseys et Jackson, (2003). Les transitions fragile-ductile du niveau de décollement sont figurées en vert et bleu respectivement.

Ces observations nous confirment la singularité de la terminaison ouest de la chaîne himalayenne, associée à une activité hors séquence importante et de moindre magnitude en comparaison du reste de l'arc himalayen. Elle sous-tend un aléa sismique moindre dans cette région.

4. LES TERRASSES DANS LE VERSANT SUD DE LA CHAÎNE DU PIR PANJAL

Au cours de notre étude, nous avons pu dater une succession d'événements caractérisant la dynamique sédimentaire dans le versant sud de la chaîne du Pir Panjal : épisodes d'aggradation, d'incision et d'abrasion. Ces différents épisodes sont recensés dans le tableau 3 – 6.

type d'épisode	date / période (ka)	Chevauchement proche	objet daté	méthode	altitude par rapport à la rivière actuelle (m)
aggradation	38 ± 3	Riasi Thrust	Czero	OSL	120
aggradation	36 ± 3	Riasi Thrust	NCzero	OSL	120
aggradation ?	35 ± 1	MBT	Cône de Budil, base	OSL	180
aggradation	31 ± 1	MBT	Terrasse 1' Lar Koti	14C	70
abandon	22 +20 -0	Riasi Thrust	H1C	10Be	375
Abandon	9 à 16	Anticlinal frontal	Terrasse du front	10 Be	250
abandon	12 à 30	Anticlinal frontal	F1C	10 Be	150
aggradation	15 ± 1	Riasi Thrust	N1	OSL	60
aggradation	15 ± 2	MBT	Cône de Budil, base du remplissage	OSL	250
abandon(incision)	4 ± 1	Riasi Thrust	N2 + F3AC +F3C	10 Be	50
Aggradation puis abandon(incision)	4 ± 1	MBT	Terrasse 2	10 Be et OSL	70 à 30

Tableau 3 - 6 : différents événements sédimentaires dans le versant sud de la chaîne du Pir Panjal datés au cours de notre étude.

4.1. Corrélation des différentes unités sédimentaires

L'utilisation de différentes méthodes de datation permet de dater différents événements : les datations par OSL et ¹⁴C correspondent à des événements de remplissage, tandis que la datation par ¹⁰Be à l'abandon par la rivière des objets étudiés. Or la construction d'une terrasse commence par un dépôt sédimentaire (phase d'aggradation éventuellement précédée d'une phase d'abrasion), puis de son abandon au cours d'une phase d'incision. Le laps de temps séparant la première de la dernière phase

peut être long, et il peut exister un décalage temporel entre le remplissage et l'abandon de l'objet. L'utilisation de différentes méthodes de datation implique qu'il peut exister un décalage dans les résultats, correspondant au temps de construction de l'objet.

En tenant compte de ces éventuels décalages, nous avons pu identifier quelques événements sédimentaires dans la chaîne du Pir Panjal.

Dans la zone de Riasi, nous avons identifié une grande surface découpée tardivement par une incision importante. Cette surface correspond aux terrasses N2, F3AC et F3C. Ces terrasses présentent une altitude de 50 m par rapport au niveau actuel de la rivière, et si la terrasse F3C est une terrasse d'abrasion déposée sur la structure frontale, les terrasses N2 et F3AC sont des terrasses emboîtées dans un grand remplissage sédimentaire. Par ailleurs, au niveau du passage du MBT, dans la partie plus interne de la chaîne, nous avons daté une très grande terrasse d'abrasion dont l'âge de la fin du remplissage est synchronisé (en prenant en compte les incertitudes) avec celui de son abandon. Toutes ces terrasses sont datées à ~4 ka.

Nous pouvons donc en déduire qu'un événement majeur d'abrasion, puis dépôt a eu lieu il y a environ 4 ka. Cet épisode a été suivi d'une incision d'une cinquantaine de mètres.

Le cône alluvial de Budil est une formation sédimentaire épaisse de 120 m qui correspond à un épisode de remplissage daté par OSL à ~15 ka (échantillon JK-10-09). Le long de la Ans River qui longe le MBT dans la partie amont de la chaîne, plusieurs autres cônes à la même altitude que le cône de Budil ont été observés (figure 3 – 12). Par ailleurs, la ville de Riasi est construite sur une très grande terrasse alluviale, F2A, identifiée comme un cône alluvial construit à la confluence des rivières Anji et Chenab. La limite nord de ce cône correspond au cône alluvial de la rivière Nodda N1. Ces deux constructions correspondent au même épisode climatique de remplissage qui a été daté par OSL à ~15 ka sur N1. Plus au sud, la structure frontale anticlinale expose sur son flanc nord une terrasse basculée F1C. Une surface principale apparaît sur le versant sud de l'anticlinal que nous corrélons à F1C. Des surfaces d'abrasion ont été observées à la base des terrasses dans les zones fortement surélevées, mais dans la partie plus frontale, l'épaisseur de la nappe alluviale est très importante. La datation de ces terrasses par mesures des concentrations en isotopes cosmogéniques fournit des âges compris entre ~9 et ~15 ka pour le versant sud et ~12 et ~31 ka pour le versant nord. En corrélant ces deux terrasses, l'âge possible d'abandon de cette surface est compris entre ~12 et ~15 ka. Aux vues de la position de la terrasse F1C sur le versant nord de l'anticlinal par rapport au cône F2A, il apparaît que ces deux terrasses correspondent à une même construction alluviale, déformée postérieurement à son dépôt par la tectonique de l'anticlinal frontal et incisée (voir figure 18 de ce chapitre).

Par conséquent, on peut regrouper toutes ces formations alluviales en un même événement climatique daté à ~15 ka, conduisant à une forte aggradation (formation de cônes alluviaux), ou à la formation de terrasses d'abrasion dans les zones en surrection tectonique.

Dans la région de Riasi, grâce aux OSL, nous avons daté à ~36-38 ka un remplissage sédimentaire aujourd'hui mis à l'affleurement suite à la surrection tectonique (Czero et NCzero). Par ailleurs, dans la partie amont de la chaîne, en prélevant de la matière organique dans une lentille d'argile, nous avons daté une étape d'un épisode d'aggradation à ~31 ka (terrasse 1' à Lar Koti), qui a conduit au

remplissage de la terrasse 1 à Kot Ranka, remplissage de 90 m de haut. Enfin, nous avons daté à ~35 ka des morceaux de charbon dans les sédiments déposés sur la surface d'abrasion sous le cône de Budil. Il est difficile de corréler ces différents épisodes, du fait du manque d'information sur la géométrie des dépôts, de leur épaisseur et des conditions sur les environnements de dépôt.

4.2. Corrélations climatiques

La zone du Pir Panjal correspond à un climat où les précipitations sont abondantes (Figure 3 - 61). Les précipitations sont liées aux épisodes de moussons, et subissent aussi l'influence des Westerlies. Les moussons sont caractérisées par un flux originaire de la baie du Bengale (Figure 3 – 61). Il en résulte à grande échelle un gradient de précipitations E-W et N-S localement perturbé par des influences d'autre origine. De plus, l'amplitude des épisodes de mousson a connu des variations à la fin du pléistocène et au cours de l'Holocène (e.g. Fleitmann et al., 2003; Gasse et al., 1991; Gupta et al., 2003; Thompson et al., 2000). Ces variations ont influé sur le flux sédimentaire (Bookhagen et al., 2005b; Goodbred and Kuehl, 2000; Pratt-Sitaula et al., 2004) et la capacité de transport des rivières (Bookhagen et al., 2006).

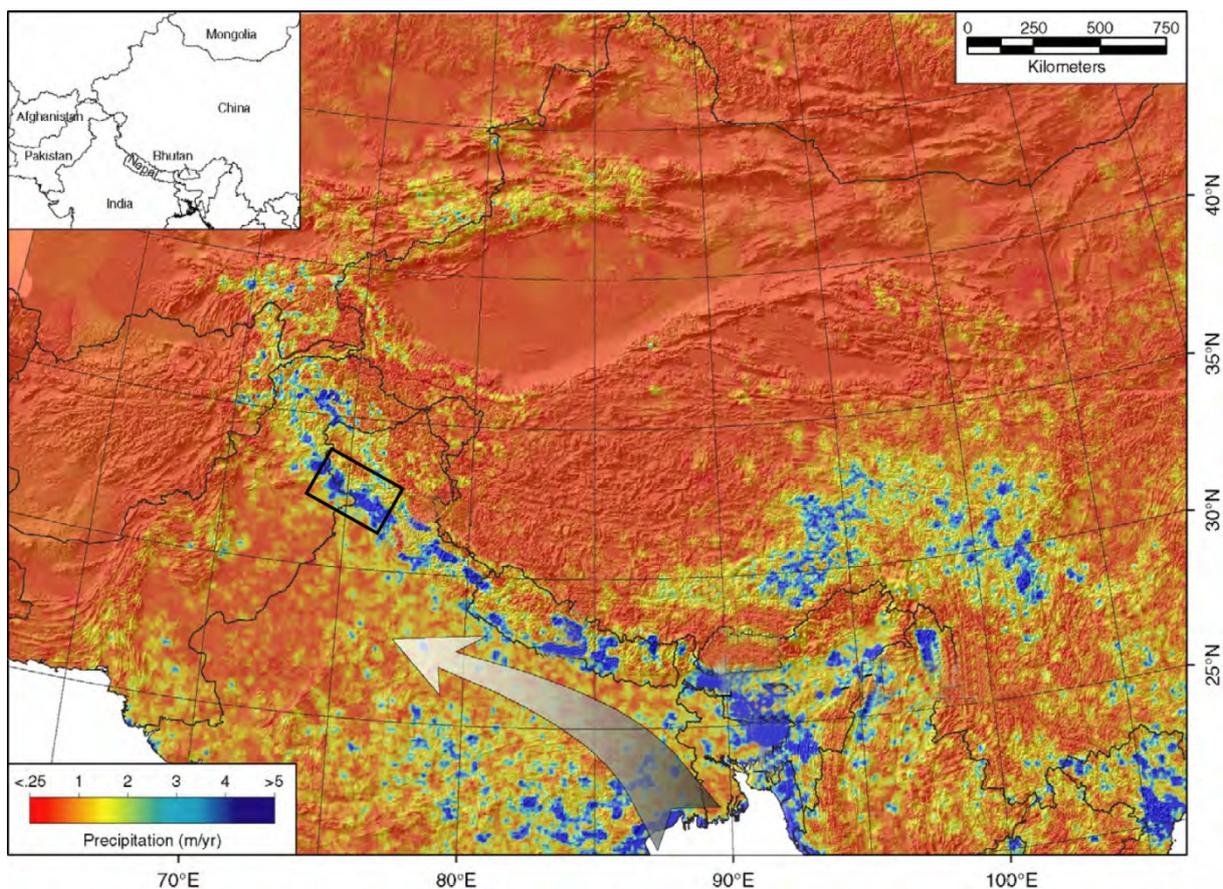


Figure 3 - 61 : Carte des précipitations annuelles en Himalaya calculées à partir des données de précipitations analysées entre 1992 et 2001 (Bookhagen et al., 2005b). La grande flèche indique la direction de transport dans la baie du Bengale le long du front sud himalayen. Notre zone d'étude est encadrée en noir.

Bookhagen et al, (2005a), en étudiant les flux sédimentaires et l'intensité des précipitations sur une période de 10 ans, a montré que la partie nord du bassin versant de la rivière Sutlej qui coule à l'est de la Chenab, est peu soumise aux moussons en dehors d'événements exceptionnels. Durant ces événements, l'ampleur des précipitations augmente significativement, associée à une pénétration des précipitations dans la haute chaîne (au-delà de 3000 m d'altitude) généralement assez aride. Durant ces périodes, les bassins sont caractérisés par une augmentation des taux de dénudation, et une augmentation significative des processus d'érosion des pentes dans la partie haute et aride de la chaîne. Alors qu'augmente l'écoulement des sédiments depuis ces régions, le flux total de sédiments vers l'avant pays himalayen est contrôlé par l'érosion associée aux pluies d'origine orographique le long du front himalayen.

En extrapolant ces résultats à notre zone d'étude, on peut supposer que les grands épisodes d'aggradation datés à ~15 ka et entraînant la formation des cônes alluviaux, correspondent à des périodes d'augmentation de l'intensité des moussons. Au cours de ces périodes, la dénudation des pentes entraîne une augmentation de la charge de sédiments transportés par les rivières à forte pente. Lorsque la pente des cours d'eau diminue, la capacité de transport diminue et conduit un dépôt rapide du matériel en excès. Ceci peut avoir lieu à la confluence entre deux cours d'eau où la vallée s'élargit, et entraîner la formation de cônes alluviaux. Cet épisode se retrouve sur la structure frontale de la chaîne avec cette très grande surface alluviale visible sur le versant sud.

La comparaison de cet épisode avec l'intensité des moussons (mesurée à l'aide de proxys tels que les sédiments marins (Prins and Postma, 2000; Thamban et al., 2002), les spéléothèmes et les sédiments lacustres) montre une excellente corrélation entre la fin de l'épisode de mousson intense (*IMP = Intensified Mousson Phase*) (Bookhagen et al., 2006) de la période 17 - 15 ka, et l'épisode d'aggradation observé dans la chaîne du Pir Panjal à 15 ka (Figure 3 - 62).

De même, l'épisode de construction alluvial daté à ~4 ka correspond à la fin d'une période de mousson intense (Bookhagen et al., 2006). Le début de l'incision importante qui suit cet événement (60 m en 4000 ans dans la région de Riasi) peut, quant à elle, être corrélée avec la période sèche (Bookhagen et al., 2006) entre 3700 et 3400 ans enregistrée dans les sédiments lacustres du lac Quighai (Lister et al., 1991) (Figure 3 - 62).

La fin d'un épisode de mousson intense à 35 ka (Pratt-Sitaula et al., 2004) a été enregistré dans les sédiments de la mer arabe par l'abondance d'indicateurs d'upwelling *G. Bulloides* (Clemens et al., 1991) et la production biologique (Schulz et al., 1998). Cet événement est contemporain des dépôts sédimentaires que nous avons échantillonnés à Riasi, datés à ~37 ka et ~35 ka pour la base du cône de Budil. Notons que dans son étude de la rivière Marsyandi au Népal, Pratt-Sitaula date aussi un épisode d'aggradation entre ~30 et ~35 ka. Ces événements, ainsi que le remplissage de la terrasse 1 à Kot Ranka daté à ~31 ka, sont des événements contemporains de variations du $\delta^{18}\text{O}$ de très grande amplitude indiquant des fluctuations de température durant une période globalement froide.

Enfin, la terrasse H1C de Riasi présente un âge d'abandon minimal à 22 ka. Cette terrasse est située dans une zone tectonique en surrection, et son âge d'abandon n'est pas forcément contemporain d'un événement climatique majeur (voir discussion chapitre 2.1 dans la partie 2.2).

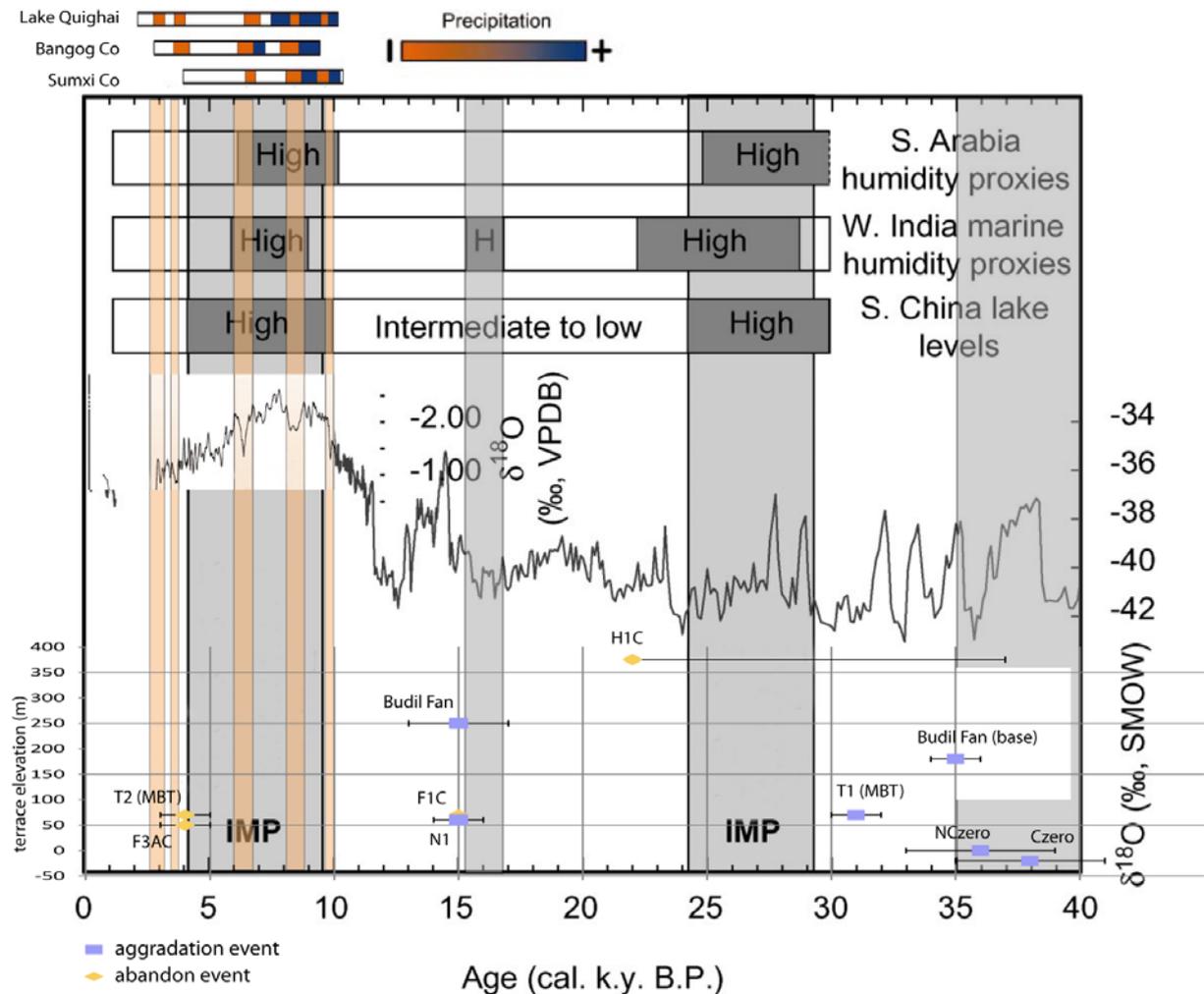


Figure 3 - 62 : Variations temporelles des moussons au cours de la fin du pléistocène et le milieu de l'holocène (Modifié d'après Bookhagen et al., 2006; Bookhagen et al., 2005b). Les rectangles gris correspondent aux phases de mousson intenses (fortes précipitations) (IMS = Intensified Mousson Phase) et les rectangles oranges aux périodes sèches (peu de précipitations). Les mesures du $\delta^{18}\text{O}$ (VPDB—Vienna Peedee belemnite; SMOW—standard mean ocean water) sont fusionnées à partir de GISP2 (Greenland Ice Sheet Project, 1997). Les proxys pour les variations de l'intensité des moussons sont expliqués dans les travaux de Bookhagen et al. (2006; 2005b). Les âges des terrasses et constructions alluviales (cônes) datées au cours de notre étude ont été reportés en abscisse ainsi que leurs altitudes en ordonnée : les constructions alluviales figurées en bleu correspondent aux épisodes d'aggradation et celles en orange aux épisodes d'incision (abandon).

On peut donc corréliser trois événements sédimentaires aux variations climatiques en Himalaya : les épisodes d'aggradation à ~35 et ~15 ka sont contemporains de la fin de périodes de mousson intense, et la fin d'une période d'abrasion latérale-dépôt à 4 ka, est aussi contemporaine de la fin d'une période de mousson intense, suivi d'une période sèche favorisant l'incision.

Conclusion et perspectives

L'étude présentée dans ce manuscrit visait à caractériser la séquence de déformation dans la terminaison ouest de la chaîne himalayenne à travers une étude morphotectonique sur le terrain et la modélisation analogique. Les principales conclusions tirées de cette étude et les perspectives de recherche qui en découlent sont exposées dans les paragraphes suivants.

1. CONCLUSION

Dans cette étude, la question de l'effet de la géométrie de la terminaison de la chaîne himalayenne sur la déformation a été abordée à travers une modélisation analogique. Les structures tectoniques observées dans la syntaxe nord-ouest himalayenne telles que la syntaxe d'Hazara-Kashmir ou la structure de Kalabagh, ont conduit au développement d'une boîte à sable pour modéliser le développement de prismes orogéniques dans un contexte de terminaison de chaîne. Pour cela, la butée servant à la formation du prisme orogénique présente trois directions différentes par rapport à la direction de convergence (forme d'entonnoir). Nous avons donc étudié l'effet de l'interaction entre ces trois directions de chevauchements sur la séquence de déformation et l'évolution des structures tectoniques dans le prisme.

La réalisation des expériences analogiques a permis de montrer que la géométrie de notre système expérimental implique le développement de structures chevauchantes parallèles aux trois directions des butées, entraînant un raccourcissement perpendiculaire à la direction de convergence. Le taux de raccourcissement perpendiculaire est contrôlé par la rhéologie du niveau de décollement. En effet, il existe une « compétition » entre la propagation du prisme vers les parties externes du prisme (direction parallèle à la direction de convergence) et l'entraînement de la matière vers le cœur du dispositif expérimental (cœur de l'entonnoir). En diminuant la friction du décollement basal, la distance de propagation du prisme augmente ainsi que la composante décrochante des chevauchements, et moins de matière est transportée vers l'intérieur du système. Dans ce cas, l'orientation initiale des structures tectoniques est maintenue. Au contraire, l'augmentation de la friction du décollement basal implique une composante décrochante plus faible, une propagation du prisme moindre et un apport de matériel vers le cœur de la syntaxe plus important. Dans ce cas, l'angle initial entre les deux limites externes de la syntaxe augmente au cours de la convergence.

L'étude des données de paléomagnétisme dans la syntaxe nord-ouest himalayenne indique des rotations importantes auxquelles l'orientation de certaines structures tectoniques a été attribuée (syntaxe d'Hazara-Kashmir). Nos modèles analogiques ne montrent pas de rotation des structures tectoniques, seule une déformation diffuse dans les unités chevauchantes a été mise en évidence. Une expérience présentant un bord libre a conduit à l'apparition de structures parallèles à la direction de convergence, et dans ce cas, on a pu observer une diminution importante de l'angle entre les structures tectoniques et une rotation des unités chevauchantes de part et d'autre de la syntaxe. Cette expérience avec un bord libre peut être comparée à un transport de la matière vers l'extérieur de la syntaxe sous l'effet de processus de surface. Au total, nos expériences suggèrent que la tectonique convergente superficielle n'est pas suffisante pour conduire à la formation de syntaxes telles que la syntaxe d'Hazara-Kashmir. Des processus superficiels ou des héritages structuraux profonds doivent être envisagés.

Par ailleurs, nos expériences ont conduit à la formation de prismes dans lesquels la séquence de déformation ne suit pas exactement le modèle des prismes cylindriques. En effet, dans nos expériences, le pourcentage de déformation hors séquence, c'est-à-dire en position interne par rapport

à la structure frontale, atteint des valeurs supérieures au cas de convergence cylindrique. Ces résultats tout à fait novateurs suggèrent que la dynamique du prisme en position oblique par rapport à la direction de convergence et associé à une interaction avec plusieurs directions de déformation nécessite un réajustement continu de son équilibre, entraînant une activité hors séquence importante.

Cette activité hors séquence importante a été observée sur le terrain par l'étude morphotectonique de la chaîne du Pir Panjal. En effet, l'activité tectonique à l'échelle de la fin du quaternaire se concentre sur la structure frontale (anticlinal sur rampe) et la deuxième structure externe de la chaîne, le Medlicott Wadia Thrust (Riasi Thrust localement). Cette faille correspond au prolongement de la faille de Balakot où a eu lieu le séisme du Cachemire le 8 octobre 2005. Le segment de la faille étudié accommode la majorité du déplacement régional avec un taux de déplacement sur la faille compris entre 10 et 14 mm/an en moyenne depuis 40 ka. Il existe aussi une activité au front de la chaîne, avec un taux de surrection qui peut atteindre 12 mm/an, correspondant à un taux de déplacement sur la faille compris entre 2 et 6 mm/an. Au contraire, le MBT, chevauchement situé en position interne par rapport au MWT, ne montre aucune activité depuis 15 ka.

D'après les résultats de nos travaux, l'activité hors séquence dans la chaîne du Pir Panjal peut en partie être attribuée à trois causes possibles ;

- Sa position dans la syntaxe nord-ouest himalayenne.
- Cette zone géographique est soumise à des précipitations très importantes sur le front de la chaîne. Ces précipitations sont le moteur de l'érosion, qui peut entraîner un déséquilibre du prisme favorisant la déformation hors séquence.
- Cette portion de la chaîne pourrait être affectée par une tectonique « thick skinned » qui favorise l'activité synchrone de plusieurs chevauchements.

Ainsi, le chevauchement hors-séquence de Balakot s'est produit dans un contexte structural spécifique qui ne peut être considéré comme caractéristique de la sismotectonique himalayenne.

2. PERSPECTIVES

Grâce à l'utilisation d'un modèle analogique, nous avons montré que la déformation se propage plus loin au cœur de la syntaxe que sur ses flancs. Nous l'avons expliqué par un transport de matériel vers l'intérieur de la syntaxe, et une pente d'équilibre du prisme constante qui accommode donc cet apport de matière par une propagation plus lointaine de la déformation. Cependant, si on observe en carte la localisation des structures courbes dans la syntaxe nord-ouest himalayenne (syntaxe d'Hazara Kashmir, zone de Kalabagh, rentrant de Riasi, etc.) on constate que systématiquement, ces structures sont associées au passage de rivières importantes ; Jehlum pour Hazara Kashmir et Kalabagh, Chenab pour Riasi, Indus pour Nanga Parbat et Kalabagh (voir cartes chapitre 2 et figure 50). Cette observation soulève la question de l'interaction entre tectonique et processus de surface : dans le cas où l'apport important de matériel serait compensé par une érosion forte au niveau d'une grande rivière, il ne serait plus nécessaire de propager la déformation au loin, au contraire, on la maintiendrait localisée vers l'amont, tandis que sur les flancs, la déformation continuerait à se propager vers le front. Cette observation a déjà été formalisée dans le cas de la croute ductile du Nanga Parbat (Burbank et al., 1996). De prochaines expériences analogiques pourraient aider à tester cette théorie en contexte fragile.

Le point fort de nos expériences réside dans l'effet apparent de la géométrie des structures tectoniques sur la répartition de la déformation au sein du prisme. L'analyse systématique et poussée de ces paramètres sur une série d'expériences identiques permettrait de mieux contraindre l'ampleur de ce phénomène jusqu'alors jamais exploré. Des modèles numériques apparaissent comme un outil pertinent à la résolution de cette problématique.

Par ailleurs, notre modèle analogique a montré qu'il existe une composante décrochante vers l'extérieur de la syntaxe sur les chevauchements obliques à la direction de convergence. Cette composante est associée à une déformation diffuse des unités chevauchantes entraînant une rotation apparente en surface. Parallèlement, les mécanismes au foyer des séismes dans la syntaxe montrent une déformation co-sismique en chevauchement pur. L'étude GPS de la déformation post-sismique du séisme de Balakot (8 Octobre 2005) indique un déplacement en décrochevauchement sur la faille de Balakot (Jouanne et al., 2011). En disposant d'un réseau GPS suffisamment dense, il pourrait être intéressant de mesurer la déformation intersismique à l'échelle de la syntaxe pour y localiser éventuellement une composante décrochante dans la déformation. Un réseau très dense permettrait de déceler une déformation diffuse à l'échelle d'une unité chevauchante.

La complexité des déplacements sur les failles obliques observée durant nos expériences soulève la pertinence d'une étude du cycle sismique dans un contexte de convergence oblique. Cette étude pourrait être réalisée à l'aide de modèles numériques, dans lesquels il serait possible de faire varier différents paramètres de manière quantifiée et d'en mesurer l'effet.

L'effet de la variation des paramètres dans les expériences réalisées, ainsi que les résultats apportés par notre étude pourraient ensuite être vérifiés à travers une étude sur le terrain de la déformation dans différentes chaînes de montagne à convergence oblique, voire courbe. Parmi celles-ci on pourra citer la chaîne du Zagros ou la terminaison sud de la cordillère des Andes.

Bibliographie

- Achache, J., Courtillot, V., and Xiu, Z. Y., 1984, Paleogeographic and tectonic evolution of southern Tibet since middle cretaceous time: new paleomagnetic data and synthesis: *J. Geophys. Res.*, v. 89, no. B12, p. 10311-10339.
- Acharyya, S. K., 1980, Structural framework and tectonic evolution of the eastern Himalaya: *Himalayan Geology*, v. 10, p. 412-439.
- Acharyya, S. K., and Ray, K. K., 1977, Geology of the Darjeeling–Sikkim Himalaya, Guide to Excursion No. 3, Fourth International Gondwana Symposium: Calcutta, Geological Survey of India, p. 1-25.
- , 1982, Hydrocarbon Possibilities of Concealed Mesozoic-Paleogene sediments below Himalayan Nappes- reappraisal: *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, v. 66, p. 57-70.
- Ahmad, T., Harris, N., Bickle, M., Chapman, H., Bunbury, J., and Prince, C., 2000, Isotopic constraints on the structural relationships between the Lesser Himalayan Series and the High Himalayan Crystalline Series, Garhwal Himalaya: *Geological Society of America Bulletin*, v. 112, no. 3, p. 467-477.
- Aitken, M. J., 1985, Thermoluminescence dating, London and Orlando and Montreal, Academic press, *Studies in archaeological science*, 359 p.:
- Aitken, M. J., 1998, *An Introduction to Optical Dating*: Oxford University Press, Oxford.
- Altamimi, Z., Collilieux, X., Legrand, J., Garayt, B., and Boucher, C., 2007, ITRF2005: A new release of the International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and Earth Orientation Parameters: *J. Geophys. Res.*, v. 112, no. B9, p. B09401.
- Ambraseys, N. N., and Douglas, J., 2004, Magnitude calibration of north Indian earthquakes: *Geophysical Journal International*, v. 159, no. 1, p. 165-206.
- Ambraseys, N. N., and Jackson, D., 2003, A note on early earthquakes in northern India and southern Tibet, Bangalore, INDE, *Current Science Association*, 13 p.:
- Anderson, R. S., Repka, J. L., and Dick, G. S., 1996, Explicit treatment of inheritance in dating depositional surfaces using in situ ¹⁰Be and ²⁶Al: *Geology*, v. 24, no. 1, p. 47-51.
- Argand, E., 1924, La tectonique de l'Asie, *International Geological Congress*, 13th: Brussels.
- Arita, K., Dallmeyer, R. D., and Takasu, A., 1997, Tectonothermal evolution of the Lesser Himalaya, Nepal: constraints from Ar/Ar ages from the Kathmandu Nappe: *The Island Arc*, v. 6, p. 372-385.
- Armbruster, J., Seeber, L., and Jacob, K. H., 1978, The Northwestern Termination of the Himalayan Mountain Front: Active Tectonics From Microearthquakes: *J. Geophys. Res.*, v. 83, no. B1, p. 269-282.
- Armstrong, F. C., and Oriel, S. S., 1965, Tectonic development of Idaho-Wyoming thrust belt: *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, v. 49, p. 1847-1866.
- Arnold, J. R., and Libby, W. F., 1951, Radiocarbon Dates: *Science*, v. 113, no. 2927, p. 111-120.
- Arnold, M., Merchel, S., Bourlès, D. L., Braucher, R., Benedetti, L., Finkel, R. C., Aumaître, G., Gottdang, A., and Klein, M., 2010, The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: Improved performance and developments: *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, v. 268, no. 11-12, p. 1954-1959.
- Auden, J. B., 1934, The geology of the Krol belt: *Rec. Geol. Surv. Ind.*, v. 67, no. 4, p. 357–454.
- Avouac, J.-P., 2003, Mountain building, erosion, and the seismic cycle in the Nepal Himalaya, *Advances in Geophysics*, Volume 46, Elsevier, p. 1-80.
- Avouac, J.-P., Ayoub, F., Leprince, S., Konca, O., and Helmberger, D. V., 2006, The 2005, Mw 7.6 Kashmir earthquake: Sub-pixel correlation of ASTER images and seismic waveforms analysis: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 249, no. 3-4, p. 514-528.
- Avouac, J.-P., Bollinger, L., Lavé, J., Cattin, R., and Flouzat, M., 2001, Le cycle sismique en Himalaya: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, v. 333, no. 9, p. 513-529.
- Avouac, J. P., and Burov, E. B., 1996, Erosion as a driving mechanism of intracontinental mountain growth: *J. Geophys. Res.*, v. 101, no. B8, p. 17747-17769.

- Avouac, J. P., Tapponnier, P., Bai, M., You, H., and Wang, G., 1993, Active Thrusting and Folding Along the Northern Tien Shan and Late Cenozoic Rotation of the Tarim Relative to Dzungaria and Kazakhstan: *J. Geophys. Res.*, v. 98, no. B4, p. 6755-6804.
- 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): *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 6, p. 797-811.
- Balco, G., Stone, J. O., Lifton, N. A., and Dunai, T. J., 2008, A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements: *Quaternary Geochronology*, v. 3, no. 3, p. 174-195.
- Ballard, J. F., Brun, J. P., Van Den Driessche, J., and Allemand, P., 1987, Propagation des chevauchements au-dessus des zones de décollement : modèles expérimentaux, Paris, FRANCE, Gauthier-Villars.
- Bally, A. W., Gordy, P. L., and Stewart, G. A., 1966, Structure, Seismic Data, and Orogenic Evolution of Southern Canadian Rocky Mountains: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 14, no. 3, p. 337-381.
- Banerjee, P., and Bürgmann, R., 2002, Convergence across the northwest Himalaya from GPS measurements: *Geophys. Res. Lett.*, v. 29, no. 13, p. 1652.
- Baranowski, J., Armbruster, J., Seeber, L., and Molnar, P., 1984, Focal depth and fault plane solutions of earthquakes and active tectonics of the Himalaya: *J. Geophys. Res.*, v. 89, no. B8, p. 6918-6928.
- Barr, T. D., and Dahlen, F. A., 1989, Brittle Frictional Mountain Building 2. Thermal Structure and Heat Budget: *J. Geophys. Res.*, v. 94, no. B4, p. 3923-3947.
- Barrier, L., 2002, Interactions déformation-sédimentation dans les systèmes compressifs supracrustaux. Exemples naturels et modélisation analogique, *Mémoire Géosciences Rennes*, p. 219.
- Basavaiah, N., Appel, E., Lakshmi, B. V., Deenadayalan, K., Satyanarayana, K. V. V., Misra, S., Juyal, N., and Malik, M. A., 2010, Revised magnetostratigraphy and characteristics of the fluvio-lacustrine sedimentation of the Kashmir basin, India, during Pliocene-Pleistocene: *J. Geophys. Res.*, v. 115, no. B8, p. B08105.
- Beaumont, C., Ellis, S., Hamilton, J., and Fullsack, P., 1996, Mechanical model for subduction-collision tectonics of Alpine-type compressional orogens: *Geology*, v. 24, no. 8, p. 675-678.
- Beaumont, C., Fullsack, P., and Hamilton, J., 1992, Erosional control of active compressional orogens, *in* McClay, K. R., ed., *Thrust tectonics*: London, Chapman & Hall, p. 1-18.
- Beck, R. A., Burbank, D. W., Sercombe, W. J., Riley, G. W., Barndt, J. K., Berry, J. R., Afzal, J., Khan, A. M., Jurgens, H., Metje, J., Cheema, A., Shafique, N. A., Lawrence, R. D., and Khan, M. A., 1995, Stratigraphic evidence for an early collision between northwest India and Asia: *Nature*, v. 373, no. 6509, p. 55-58.
- Bendick, R., Bilham, R., Khan, M. A., and Khan, S. F., 2007, Slip on an active wedge thrust from geodetic observations of the 8 October 2005 Kashmir earthquake: *Geology*, v. 35, no. 3, p. 267-270.
- Berger, A., Jouanne, F., Hassani, R., and Mugnier, J. L., 2004, Modelling the spatial distribution of present-day deformation in Nepal: how cylindrical is the Main Himalayan Thrust in Nepal?: *Geophysical Journal International*, v. 156, no. 1, p. 94-114.
- Besse, J., and Courtillot, V., 1988, Paleogeographic Maps of the Continents Bordering The Indian Ocean since the early Jurassic: *J. Geophys. Res.*, v. 93, no. B10, p. 11791-11808.
- , 1991, Revised and Synthetic Apparent Polar Wander Paths of the African, Eurasian, North American and Indian Plates, and True Polar Wander Since 200 Ma: *J. Geophys. Res.*, v. 96, no. B3, p. 4029-4050.
- Bettinelli, P., Avouac, J.-P., Flouzat, M., Jouanne, F., Bollinger, L., Willis, P., and Chitrakar, G., 2006, Plate Motion of India and Interseismic Strain in the Nepal Himalaya from GPS and DORIS Measurements: *Journal of Geodesy*, v. 80, no. 8, p. 567-589.
- Bilham, R., 2001, Slow tilt reversal of the Lesser Himalaya between 1862 and 1992 at 78°E, and bounds to the southeast rupture of the 1905 Kangra earthquake: *Geophysical Journal International*, v. 144, no. 3, p. 713-728.

- Bilham, R., 2004, Earthquakes in India and the Himalaya: tectonics, geodesy and history: *Annals of Geophysics*, v. 47, no. 2/3, p. 839-858.
- , 2005, Kashmir 2005.
- Bilham, R., Larson, K., and Freymueller, J., 1997, GPS measurements of present-day convergence across the Nepal Himalaya: *Nature*, v. 386, no. 6620, p. 61-64.
- Bloom, A. L., 1991, *Geomorphology: A systematic analysis of late Cenozoic landforms* (2nd ed.): Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ, 1991, 532 pp.
- Bonnet, C., Malavieille, J., and Mosar, J., 2007, Interactions between tectonics, erosion, and sedimentation during the recent evolution of the Alpine orogen: Analogue modeling insights: *Tectonics*, v. 26, no. 6, p. TC6016.
- Bonnet, C., Malavieille, J., and Mosar, J., 2008, Surface processes versus kinematics of thrust belts: impact on rates of erosion, sedimentation, and exhumation - Insights from analogue models: *Bulletin de la Societe Geologique de France*, v. 179, no. 3, p. 297-314.
- Bookhagen, B., Fleitmann, D., Nishiizumi, K., Strecker, M. R., and Thiede, R. C., 2006, Holocene monsoonal dynamics and fluvial terrace formation in the northwest Himalaya, India: *Geology*, v. 34, no. 7, p. 601-604.
- Bookhagen, B., Thiede, R. C., and Strecker, M. R., 2005a, Abnormal monsoon years and their control on erosion and sediment flux in the high, arid northwest Himalaya: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 231, no. 1-2, p. 131-146.
- , 2005b, Late Quaternary intensified monsoon phases control landscape evolution in the northwest Himalaya: *Geology*, v. 33, no. 2, p. 149-152.
- Bossart, P., Dietrich, D., Greco, A., Ottiger, R., and Ramsay, J. G., 1988, The tectonic structure of the Hazara-Kashmir Syntaxis, southern Himalayas, Pakistan: *Tectonics*, v. 7, no. 2, p. 273-297.
- Bossart, P., Ottiger, R., and Heller, F., 1990, Rock magnetic properties and structural development in the core of the Hazara-Kashmir Syntaxis, NE Pakistan: *Tectonics*, v. 9, no. 1, p. 103-121.
- Boyer, S. E., 1995, Sedimentary basin taper as a factor controlling the geometry and advance of thrust belts: *American Journal of Science*, v. 295, p. 1220 – 1254.
- Boyer, S. E., and Elliot, D., 1982, Thrust systems: *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, v. 66, p. 1196-1230.
- Brace, W. F., and Kohlstedt, D. L., 1980, Limits on Lithospheric Stress Imposed by Laboratory Experiments: *J. Geophys. Res.*, v. 85, no. B11, p. 6248-6252.
- Braun, J., 1993, Three-dimensional numerical modeling of compressional orogenies: Thrust geometry and oblique convergence: *Geology*, v. 21, no. 2, p. 153-156.
- Brocard, G. Y., van der Beek, P. A., Boulrés, D. L., Siame, L. L., and Mugnier, J. L., 2003, Long-term fluvial incision rates and postglacial river relaxation time in the French Western Alps from ¹⁰Be dating of alluvial terraces with assessment of inheritance, soil development and wind ablation effects: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 209, no. 1-2, p. 197-214.
- Brown, E. T., Boulrés, D. L., Raisbeck, G. M., Yiou, F., Clark Burchfiel, B., Molnar, P., Qidong, D., and Jun, L., 1998, Estimation of slip rates in the southern Tien Shan using cosmic ray exposure dates of abandoned alluvial fans: *Geological Society of America Bulletin*, v. 110, no. 3, p. 377-386.
- Brown, E. T., Edmond, J. M., Raisbeck, G. M., Yiou, F., Kurz, M. D., and Brook, E. J., 1991, Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced ¹⁰Be and ²⁶Al: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 55, no. 8, p. 2269-2283.
- Brun, J.-P., Sokoutis, D., and Van Den Driessche, J., 1994, Analogue modeling of detachment fault systems and core complexes: *Geology*, v. 22, no. 4, p. 319-322.
- Brunel, M., 1986, Ductile thrusting in the Himalayas: Shear sense criteria and stretching lineations: *Tectonics*, v. 5, no. 2, p. 247-265.
- Bucknam, R. C., and Anderson, R. E., 1979, Estimation of fault-scarp ages from a scarp-height-slope-angle relationship: *Geology*, v. 7, no. 1, p. 11-14.
- Bull, W. B., 1979, Threshold of critical power in streams: *Geological Society of America Bulletin*, v. 90, no. 5, p. 453-464.
- Burbank, D. W., 1983, The chronology of intermontane-basin development in the northwestern Himalaya and the evolution of the Northwest Syntaxis: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 64, no. 1, p. 77-92.

- Burbank, D. W., and Anderson, R. S., 2001, *Tectonic Geomorphology*, Malden, USA, Blackwell Science, 274 p.:
- Burbank, D. W., and Beck, R. A., 1989, Early Pliocene uplift of the Salt Range; temporal constraints on thrust wedge development, northwest Himalaya, Pakistan, *in* Malinconico, L. L., Jr., and Lillie, R. J., eds., *Tectonics of the western Himalayas*, Volume 232, Geological Society of America Special Paper, p. 113–128.
- Burbank, D. W., and Johnson, G. D., 1982, Intermontane-basin development in the past 4 Myr in the north-west Himalaya: *Nature*, v. 298, no. 5873, p. 432-436.
- , 1983, The late cenozoic chronologic and stratigraphic development of the Kashmir intermontane basin, Northwestern Himalaya: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 43, no. 3-4, p. 205-235.
- Burbank, D. W., Leland, J., Fielding, E., Anderson, R. S., Brozovic, N., Reid, M. R., and Duncan, C., 1996, Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas: *Nature*, v. 379, no. 6565, p. 505-510.
- Burbank, D. W., Reynolds, R. G. H., and Johnson, G. D., 1986, Late Cenozoic tectonics and sedimentation in the north-western Himalayan foredeep. II: Eastern limb of the Northwest Syntaxis and regional synthesis: Special publication of the International Association of Sedimentologists, v. 8, 293-306.
- Burbank, D. W., and Tahirkheli, R. A. K., 1985, The magnetostratigraphy, fission track dating, and stratigraphic evolution of the Peshawar intramontane basin, northern Pakistan: *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 96, p. 539-552.
- Burbank, D. W., and Vergés, J., 1994, Reconstruction of topography and related depositional systems during active thrusting: *J. Geophys. Res.*, v. 99, no. B10, p. 20281-20297.
- Burg, J.-P., and Ford, M., 1997, *Orogeny through time: an overview*: Geological Society, London, Special Publications, v. 121, no. 1, p. 1-17.
- Byerlee, J., 1978, Friction of rocks: *Pure and Applied Geophysics*, v. 116, no. 4, p. 615-626.
- Calassou, S., Larroque, C., and Malavieille, J., 1993, Transfer zones of deformation in thrust wedges: An experimental study: *Tectonophysics*, v. 221, no. 3-4, p. 325-344.
- Carcaillet, J., Mugnier, J. L., Koçi, R., and Jouanne, F., 2009, Uplift and active tectonics of southern Albania inferred from incision of alluvial terraces: *Quaternary Research*, v. 71, no. 3, p. 465-476.
- Carter, N. L., and Tsenn, M. C., 1987, Flow properties of continental lithosphere: *Tectonophysics*, v. 136, no. 1-2, p. 27-63.
- Catlos, E. J., Harrison, T. M., Manning, C. E., Grove, M., Rai, S. M., Hubbard, M. S., and Upreti, B. N., 2002, Records of the evolution of the Himalayan orogen from in situ Th–Pb ion microprobe dating of monazite: Eastern Nepal and western Garhwal: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 20, no. 5, p. 459-479.
- Chalarton, E., and Mugnier, J. L., 1993, Sequence de propagation des failles dans un prisme d'accrétion; une modélisation numérique: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 164, no. 1, p. 113-121.
- Chalarton, E., Mugnier, J. L., and Mascle, G., 1995, Control on thrust tectonics in the Himalayan foothills: a view from a numerical model: *Tectonophysics*, v. 248, no. 1-2, p. 139-163.
- Chalarton, E., Mugnier, J. L., Sassi, W., and Mascle, G., 1996, Tectonics, erosion, and sedimentation in an overthrust system: A numerical model: *Computers & Geosciences*, v. 22, no. 2, p. 117-138.
- Chapple, W. M., 1978, Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts: *Geological Society of America Bulletin*, v. 89, no. 8, p. 1189-1198.
- Chia-Yu, L., and Malavieille, J., 1994, Oblique convergence, indentation and rotation tectonics in the Taiwan Mountain Belt: Insights from experimental modelling: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 121, no. 3-4, p. 477-494.
- Chirouze, F., 2011, Exhumation et évolution du drainage himalayen depuis 15 Ma : apports des archives sédimentaires: Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, France, p. 200.
- Clemens, S., Prell, W., Murray, D., Shimmield, G., and Weedon, G., 1991, Forcing mechanisms of the Indian Ocean monsoon: *Nature*, v. 353, no. 6346, p. 720-725.
- Cobbold, P. R., and Castro, L., 1999, Fluid pressure and effective stress in sandbox models: *Tectonophysics*, v. 301, no. 1-2, p. 1-19.

- Coleman, M. E., 1998, U-Pb constraints on Oligocene-Miocene deformation and anatexis within the central Himalaya, Marsyandi Valley, Nepal: *Am J Sci*, v. 298, no. 7, p. 553-571.
- Colletta, B., Letouzey, J., Pinedo, R., Ballard, J. F., and Bale, P., 1991, Computerized X-ray tomography analysis of sandbox models: Examples of thin-skinned thrust systems: *Geology*, v. 19, no. 11, p. 1063-1067.
- Copeland, P., Le Fort, P., Ray, S. M., and Upreti, B. N., 1996, Cooling history of the Kathmandu crystalline nappe: Ar/Ar results: Paper presented at the 11th Himalayan-Karakoram-Tibet Workshop, Flagstaff, Arizona.
- Copley, A., Avouac, J.-P., and Royer, J.-Y., 2010, India-Asia collision and the Cenozoic slowdown of the Indian plate: Implications for the forces driving plate motions: *J. Geophys. Res.*, v. 115, no. B3, p. B03410.
- Corfield, R. I., Searle, M. P., and Pedersen, R. B., 2001, Tectonic Setting, Origin, and Obduction History of the Spontang Ophiolite, Ladakh Himalaya, NW India: *The Journal of Geology* Vol. 109, No. 6, p. 715-736.
- Costa, E., and Vendeville, B. C., 2002, Experimental insights on the geometry and kinematics of fold-and-thrust belts above weak, viscous evaporitic décollement: *Journal of Structural Geology*, v. 24, no. 11, p. 1729-1739.
- Cotton, J. T., and Koyi, H. A., 2000, Modeling of thrust fronts above ductile and frictional detachments: Application to structures in the Salt Range and Potwar Plateau, Pakistan: *Geological Society of America Bulletin*, v. 112, no. 3, p. 351-363.
- Coulomb, C. A., 1773, Sur l'application des règles de maximis et minimis à quelques problèmes de statique relatifs à l'architecture, *in Académie, M. d. M. e. d. P., and Royale des Sciences*, - eds.
- Cowan, D. S., and Silling, R. M., 1978, A Dynamic, Scaled Model of Accretion at Trenches and Its Implications for the Tectonic Evolution of Subduction Complexes: *J. Geophys. Res.*, v. 83, no. B11, p. 5389-5396.
- Coward, M. P., and Butler, R. W. H., 1985, Thrust tectonics and the deep structure of the Pakistan Himalaya: *Geology*, v. 13, no. 6, p. 417-420.
- Coward, M. P., Butler, R. W. H., Khan, M. A., and Knipe, R. J., 1987, The tectonic history of Kohistan and its implications for Himalayan structure: *Journal of the Geological Society*, v. 144, no. 3, p. 377-391.
- Coward, M. P., Rex, D. C., Asif Khan, M., Windley, B. F., Broughton, R. D., Luff, I. W., Petterson, M. G., and Pudsey, C. J., 1986, Collision tectonics in the NW Himalayas: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 19, no. 1, p. 203-219.
- Cubas, N., Leroy, Y. M., and Maillot, B., 2008, Prediction of thrusting sequences in accretionary wedges: *J. Geophys. Res.*, v. 113, no. B12, p. B12412.
- Dahlen, F. A., 1984, Noncohesive Critical Coulomb Wedges: An Exact Solution: *J. Geophys. Res.*, v. 89, no. B12, p. 10125-10133.
- , 1988, Mechanical energy budget of a fold-and-thrust belt: *Nature*, v. 331, no. 6154, p. 335-337.
- Dahlen, F. A., 1990, Critical taper model of Fold-and-Thrust Belts and Accretionary Wedges.: *Annual Review of earth and Planetary Sciences*, 18, 55-99.
- Dahlen, F. A., and Barr, T. D., 1989, Brittle Frictional Mountain Building 1. Deformation and Mechanical Energy Budget: *J. Geophys. Res.*, v. 94, no. B4, p. 3906-3922.
- Dahlen, F. A., and Suppe, J., 1988, Mechanics, growth, and erosion of mountain belts: *Geological society of America, Special Paper*, v. 218, p. 161 - 178.
- Dahlen, F. A., Suppe, J., and Davis, D., 1984, Mechanics of Fold-and-Thrust Belts and Accretionary Wedges: Cohesive Coulomb Theory: *J. Geophys. Res.*, v. 89, no. B12, p. 10087-10101.
- Dahlstrom, C. A., 1969, Balanced cross sections: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 6, p. 743 - 757.
- Dahlstrom, C. D. A., 1970, Structural geology in the eastern margin of Canadian Rocky Mountains: *Canadian Petroleum Geology Bulletin*, v. 18, p. 332-406.
- Dahlstrom, C. D. A., 1990, Geometric constraints derived from the law of conservation of volume and applied to evolutionary models for detachment folding: *Journal Name: AAPG Bulletin (American Association of Petroleum Geologists); (USA); Journal Volume: 74:3, p. Medium: X; Size: Pages: 336-344.*

- Daniel, C. G., Hollister, L. S., Parrish, R. R., and Grujic, D., 2003, Exhumation of the Main Central Thrust from Lower Crustal Depths, Eastern Bhutan Himalaya: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 21, no. 4, p. 317-334.
- Daubrée, A., 1878a, Expériences tendant à imiter des formes diverses de ploiements, contournements et ruptures que présente l'écorce terrestre: *Comptes rendus des séances de l'Académie des sciences*, 86(12) : 864-869 et 928-931.
- , 1878b, Recherches expérimentales sur les cassures qui traversent l'écorce terrestre particulièrement celles qui sont connues sous les noms de joints et de failles: *Comptes rendus des séances de l'Académie des sciences*, 86(12) : 733-739.
- , 1879, Etudes synthétiques de géologie expérimentale, Dunot.
- Davis, D., Suppe, J., and Dahlen, F. A., 1983, Mechanics of Fold-and-Thrust Belts and Accretionary Wedges: *J. Geophys. Res.*, v. 88, no. B2, p. 1153-1172.
- Davis, D. M., 1978, The mechanics of thrust faults : a sandbox model, B.S.: Princeton University, Princeton, N.J., 53 p.
- Davis, D. M., and Suppe, J., 1980, Critical taper in mechanics of fold-and-thrust belts: *Geological Society of America Abstract Programs*, 14 : 410.
- Davy, P., and Cobbold, P. R., 1991, Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere: *Tectonophysics*, v. 188, no. 1-2, p. 1-25.
- de Sigoyer, J., Chavagnac, V., Blichert-Toft, J., Villa, I. M., Luais, B., Guillot, S., Cosca, M., and Mascle, G., 2000, Dating the Indian continental subduction and collisional thickening in the northwest Himalaya: Multichronology of the Tso Moriri eclogites: *Geology*, v. 28, no. 6, p. 487-490.
- DeCelles, P. G., Gehrels, G. E., Quade, J., Ojha, T. P., Kapp, P. A., and Upreti, B. N., 1998, Neogene foreland basin deposits, erosional unroofing, and the kinematic history of the Himalayan fold-thrust belt, western Nepal: *Geological Society of America Bulletin*, v. 110, no. 1, p. 2-21.
- DeCelles, P. G., Robinson, D. M., Quade, J., Ojha, T. P., Garzzone, C. N., Copeland, P., and Upreti, B. N., 2001, Stratigraphy, structure, and tectonic evolution of the Himalayan fold-thrust belt in western Nepal: *Tectonics*, v. 20, no. 4, p. 487-509.
- DeGolyer, E. L., 1925, Origin of North American salt domes: *AAPG Bulletin*, v. 9, p. 831-874.
- Del Castello, M., Pini, G. A., and McClay, K. R., 2004, Effect of unbalanced topography and overloading on Coulomb wedge kinematics: Insights from sandbox modeling: *J. Geophys. Res.*, v. 109, no. B5, p. B05405.
- Delcaillau, B., 1986, Dynamique et évolution morpho-structurale du piémont frontal de l'Himalaya : les Siwalik de l'Himalaya du Népal oriental: *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam.* 27 319-337.
- , 1997, Les fronts de chaînes actives. Génèse des reliefs et relations tectoniques - érosion - sédimentation [Mém. Habil. Dir. Rech.
- Dercourt, J., Ricou, L. E., and Vrielinck, B., 1993, Atlas Tethys, paleoenvironmental maps: Gauthier-Villars, Paris.
- Dewey, J. F., Cande, S., Pitman, and W, C., 1989, Tectonic evolution of the India/Eurasia collision zone, Basel, SUISSE, Birkhäuser, 18 p.:
- Ding, L., Kapp, P., and Wan, X., 2005, Paleocene–Eocene record of ophiolite obduction and initial India-Asia collision, south central Tibet: *Tectonics*, v. 24, no. 3, p. TC3001.
- DiPietro, J. A., and Pogue, K. R., 2004, Tectonostratigraphic subdivisions of the Himalaya: A view from the west: *Tectonics*, v. 23, no. 5, p. TC5001.
- Dixon, J. M., and Spratt, D. A., 2004, Deformation and lateral ramps and tear faults—centrifuge models and examples from the Canadian Rocky Mountain Foothills, *in* McClay, K. R., ed., Thrust tectonic and hydrocarbon systems: AAPG Memoir, Volume 82, p. 239-258.
- Dominguez, S., Malavieille, J., and Lallemand, S., 1999, Deformation of margins in response to seamount subduction: insights from sandbox experiments, *in* McClay, K. R., ed., Thrust tectonics, Volume 99, Royal Holloway, University of London, Egham, UK, p. 175 - 177.
- Duller, G. A. T., 2004, Luminescence dating of quaternary sediments: recent advances: *Journal of Quaternary Science*, v. 19, no. 2, p. 183-192.
- Dunai, T. J., 2000, Scaling factors for production rates of in situ produced cosmogenic nuclides: a critical reevaluation: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 176, no. 1, p. 157-169.

- Dunne, J., Elmore, D., and Muzikar, P., 1999, Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces: *Geomorphology*, v. 27, no. 1-2, p. 3-11.
- Ellis, S., 1996, Forces driving continental collision: Reconciling indentation and mantle subduction tectonics: *Geology*, v. 24, no. 8, p. 699-702.
- Ellis, S., Fullsack, P., and Beaumont, C., 1995, Oblique convergence of the crust driven by basal forcing: implications for length-scales of deformation and strain partitioning in orogens: *Geophysical Journal International*, v. 120, no. 1, p. 24-44.
- Escher, B. G., and Kuenen, P. H., 1929, Experiments in connection with salt domes: *Leidsche Geologische Mededeelingen*, 3 : 151-182.
- Fattahi, M., 2009, Dating past earthquakes and related sediments by thermoluminescence methods: A review: *Quaternary International*, v. 199, no. 1-2, p. 104-146.
- Fattahi, M., and Stokes, S., 2000, Extending the time range of luminescence dating using red TL (RTL) from volcanic quartz: *Radiation Measurements*, v. 32, no. 5-6, p. 479-485.
- Favre, A., 1878, Expériences sur les effets des refoulements ou écrasements latéraux en géologie: *Archives des sciences physiques et naturelles*, n°246.
- Feldl, N., and Bilham, R., 2006, Great Himalayan earthquakes and the Tibetan plateau: *Nature*, v. 444, no. 7116, p. 165-170.
- Ferrill, D. A., and Groshong Jr, R. H., 1993, Kinematic model for the curvature of the northern Subalpine Chain, France: *Journal of Structural Geology*, v. 15, no. 3-5, p. 523-541.
- Fielding, E. J., 1996, Tibet uplift and erosion: *Tectonophysics*, v. 260, no. 1-3, p. 55-84.
- Finkel, R., and Suter, M., 1993, AMS in the Earth Sciences: Technique and applications: *Advances in Analytical Geochemistry*, v. 1, p. 1-114.
- Fleitmann, D., Burns, S. J., Mudelsee, M., Neff, U., Kramers, J., Mangini, A., and Matter, A., 2003, Holocene Forcing of the Indian Monsoon Recorded in a Stalagmite from Southern Oman: *Science*, v. 300, no. 5626, p. 1737-1739.
- Forman, S. L., Pierson, J., and Lepper, K., 2000, Luminescence geochronology, *in* Noller, J. S., Sowers, J. M., and Lettis, W. R., eds., *Quaternary Geochronology — Methods and Applications*, Volume 4: Washington, DC, American Geophysical Union.
- Foucault, A., and Raoult, J. F., 2005, Dictionnaire de Géologie, 6e édition, *in* DUNOD, ed.: Paris.
- Frank, W., Grasemann, B., and Guntli, P., 1995, Geological map of the Kishwar–Chamba–Kulu region (NW Himalayas India): *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 138, 299– 308.
- Fritz, H., Dallmeyer, R. D., and Neubauer, F., 1996, Thick-skinned versus thin-skinned thrusting: Rheology controlled thrust propagation in the Variscan collisional belt (The southeastern Bohemian Massif, Czech Republic - Austria): *Tectonics*, v. 15, no. 6, p. 1389-1413.
- Galbraith, R. F., Roberts, R. G., Laslett, G. M., Yoshida, H., and Olley, J. M., 1999, Optical Dating Of Single And Multiple Grains Of Quartz From Jinmium Rock Shelter, Northern Australia: Part I, Experimental Design And Statistical Models*: *Archaeometry*, v. 41, no. 2, p. 339-364.
- Galland, O., Cobbold, P. R., Hallot, E., de Bremond d'Ars, J., and Delavaud, G., 2006, Use of vegetable oil and silica powder for scale modelling of magmatic intrusion in a deforming brittle crust: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 243, no. 3-4, p. 786-804.
- Galland, O., De Bremond d'Ars, J., Cobbold, P. R., and Hallot, E., 2003, Physical models of magmatic intrusion during thrusting: *Terra Nova*, v. 15, no. 6, p. 405-409.
- Gansser, A., 1964, *Geology of the Himalayas*: Inter science publishers, John Wiley & Sons, pp. 289.
- , 1983, *Geology of Buthan Himalaya*.
- Gasse, F., Arnold, M., Fontes, J. C., Fort, M., Gibert, E., Huc, A., Bingyan, L., Yuanfang, L., Qing, L., Melieres, F., Campo, E. V., Fubao, W., and Qingsong, Z., 1991, A 13,000-year climate record from western Tibet: *Nature*, v. 353, no. 6346, p. 742-745.
- Gautam, P., and Appel, E., 1994, Magnetic-Polarity Stratigraphy of Siwalik Group Sediments of Tinau Khola Section In West Central Nepal, Revisited: *Geophysical Journal International*, v. 117, no. 1, p. 223-234.
- Gautam, P., and Fujiwara, Y., 2000, Magnetic polarity stratigraphy of Siwalik Group sediments of Karnali River section in western Nepal: *Geophysical Journal International*, v. 142, no. 3, p. 812-824.

- Godin, L., Parrish, R. R., Brown, R. L., and Hodges, K. V., 2001, Crustal thickening leading to exhumation of the Himalayan Metamorphic core of central Nepal: Insight from U-Pb Geochronology and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Thermochronology: *Tectonics*, v. 20, no. 5, p. 729-747.
- Goff, D. F., Wiltschko, D. V., and Fletcher, R. C., 1996, Décollement folding as a mechanism for thrust-ramp spacing: *J. Geophys. Res.*, v. 101, no. B5, p. 11341-11352.
- Goguel, J., 1948, Déformation de l'écorce terrestre: *Mémoire de la carte géologique*, v. 41, p. 530.
- Goodbred, S. L., and Kuehl, S. A., 2000, Enormous Ganges-Brahmaputra sediment discharge during strengthened early Holocene monsoon: *Geology*, v. 28, no. 12, p. 1083-1086.
- Graveleau, F., 2008, Interactions Tectonique, Erosion, Sédimentation dans les avant-pays de chaînes : Modélisation analogique et étude des piémonts de l'est du Tian Shan (Asie centrale) [PhD: Université Montpellier II, 487 p.
- Gray, M. B., and Stamatakos, J., 1997, New model for evolution of fold and thrust belt curvature based on integrated structural and paleomagnetic results from the Pennsylvania salient: *Geology*, v. 25, no. 12, p. 1067-1070.
- Grelaud, S., Sassi, W., Lamotte, D. F. d., Jaswal, T., and Roure, F. o., 2002, Kinematics of eastern Salt Range and South Potwar Basin (Pakistan): a new scenario: *Marine and Petroleum Geology*, v. 19, p. 1127–1139.
- Guellec, S., Tardy, M., Roure, F., and Mugnier, J.-L., 1989, Une interprétation tectonique nouvelle du massif subalpin des Bornes (Alpes occidentales): apports des données de la géologie et de la géophysique profondes: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, v. 309, no. 9, p. 913-920.
- Guillot, S., Garzanti, E., Baratoux, D., Marquer, D., Mahéo, G., and de Sigoyer, J., 2003, Reconstructing the total shortening history of the NW Himalaya: *Geochem. Geophys. Geosyst.*, v. 4, no. 7, p. 1064.
- Gupta, A. K., Anderson, D. M., and Overpeck, J. T., 2003, Abrupt changes in the Asian southwest monsoon during the Holocene and their links to the North Atlantic Ocean: *Nature*, v. 421, no. 6921n, p. 354-357.
- Hancock, G. S., and Anderson, R. S., 2002, Numerical modeling of fluvial strath-terrace formation in response to oscillating climate: *Geological Society of America Bulletin*, v. 114, no. 9, p. 1131-1142.
- Hansen, F. D., and Carter, N. L., 1984, Creep of Avery Island Rocksalt, R.H. Hardy Jr. and M.Langer (Editors), *The mechanical behaviour of salt*. Trans.Tech. Publ., Clausthal, pp.53-69.
- Hardy, S., Duncan, C., Masek, J., and Brown, D., 1998, Minimum work, fault activity and the growth of critical wedges in fold and thrust belts: *Basin Research*, v. 10, no. 3, p. 365-373.
- Harris, N. B. W., Caddick, M., Kosler, J., Goswami, S., Vance, D., and Tindle, A. G., 2004, The pressure–temperature–time path of migmatites from the Sikkim Himalaya: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 22, no. 3, p. 249-264.
- Harrison, M. T., Ryerson, F. J., Le Fort, P., Yin, A., Lovera, O. M., and Catlos, E. J., 1997, A Late Miocene-Pliocene origin for the Central Himalayan inverted metamorphism: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 146, no. 1-2, p. E1-E7.
- Harrison, T. M., Grove, M., Lovera, O. M., and Catlos, E. J., 1998, A model for the origin of Himalayan anatexis and inverted metamorphism: *J. Geophys. Res.*, v. 103, no. B11, p. 27017-27032.
- Hebeler, A., Madden, C., Malik, M. A., Kaericher, M., Gavillot, Y., Yule, D., and Meigs, A., 2010, Middle Holocene surface rupture of the Riasi thrust, Kashmir, India: *Annual meeting of the Seismological Society of America*, Portland, OR, 21-23 April.
- Heim, A., and Gansser, A., 1939, *Central Himalaya Geological Observation of Swiss*.
- Hidy, A. J., Gosse, J. C., Pederson, J. L., Mattern, J. P., and Finkel, R. C., 2010, A geologically constrained Monte Carlo approach to modeling exposure ages from profiles of cosmogenic nuclides: An example from Lees Ferry, Arizona: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 11.
- Hindle, D., and Burkhard, M., 1999, Strain, displacement and rotation associated with the formation of curvature in fold belts; the example of the Jura arc: *Journal of Structural Geology*, v. 21, no. 8-9, p. 1089-1101.

- Hodges, K. V., 2000, Tectonics of the Himalaya and southern Tibet from two perspectives: *Geological Society of America Bulletin*, v. 112, no. 3, p. 324-350.
- Hodges, K. V., Parrish, R. R., Housh, T. B., Lux, D. R., Burchfiel, B. C., Royden, L. H., and Chen, Z., 1992, Simultaneous Miocene Extension and Shortening in the Himalayan Orogen: *Science*, v. 258, no. 5087, p. 1466-1470.
- Hodges, K. V., Parrish, R. R., and Searle, M. P., 1996, Tectonic evolution of the central Annapurna Range, Nepalese Himalayas: *Tectonics*, v. 15, no. 6, p. 1264-1291.
- Hofmann-Wellenhof, B., Lichtenegger, H., and Collins, J., 1997, *Global Positioning System: Theory and Practice* (fourth ed.).
- Holt, W. E., Chamont-Rooke, N., LePichon, X., Haines, A. J., Shen-Tu, B., and Ren, J., 2000, Velocity field in Asia inferred from quaternary fault slip rates and Global Positioning System observations: *J. Geophys. Res.*, v. 105, no. B8, p. 19185-19209.
- Homza, T. X., and Wallace, W. K., 1995, Geometric and kinematic models for detachment folds with fixed and variable detachment depths: *Journal of Structural Geology*, v. 17, no. 4, p. 575-588.
- Honegger, K., Dietrich, V., Frank, W., Gansser, A., Thöni, M., and Trommsdorff, V., 1982, Magmatism and metamorphism in the Ladakh Himalayas (the Indus-Tsangpo suture zone): *Earth and Planetary Science Letters*, v. 60, no. 2, p. 253-292.
- Horsfield, W., 1977, An experimental approach to basement-controlled faulting: *Geologie en Mijnbouw*, 56 : 363-370.
- Hossack, J. R., 1979, The use of balanced cross-sections in the calculation of orogenic contraction: A review: *Journal of the Geological Society*, v. 136, no. 6, p. 705-711.
- Hoth, S., Adam, J., and Kukowski, N., 2006, Influence of erosion on the kinematics of bivergent orogens. Results from scaled sandbox simulations.
- Hoth, S., Hoffmann-Rothe, A., and Kukowski, N., 2007, Frontal accretion: An internal clock for bivergent wedge deformation and surface uplift: *J. Geophys. Res.*, v. 112, no. B6, p. B06408.
- Houseman, G., and England, P., 1993, Crustal Thickening Versus Lateral Expulsion in the Indian-Asian Continental Collision: *J. Geophys. Res.*, v. 98, no. B7, p. 12233-12249.
- Hubbard, M. S., and Harrison, T. M., 1989, ⁴⁰Ar/³⁹Ar age constraints on deformation and metamorphism in the main central thrust zone and Tibetan slab, eastern Nepal Himalaya: *Tectonics*, v. 8, no. 4, p. 865-880.
- Hubbert, M. K., 1937, Theory of scale models as applied to the study of geologic structures: *Geological Society of America Bulletin*, v. 48, no. 10, p. 1459-1519.
- , 1951, Mechanical basis for certain familiar geologic structures: *Geological Society of America Bulletin*, v. 62, no. 4, p. 355-372.
- Huntley, D. J., Godfrey-Smith, D. I., and Thewalt, M. L. W., 1985, Optical dating of sediments: *Nature*, v. 313, no. 5998, p. 105-107.
- Hussain, A., Yeats, R., and MonaLisa, 2009, Geological setting of the 8 October 2005 Kashmir earthquake: *Journal of Seismology*, v. 13, no. 3, p. 315-325.
- Jade, S., Bhatt, B. C., Yang, Z., Bendick, R., Gaur, V. K., Molnar, P., Anand, M. B., and Kumar, D., 2004, GPS measurements from the Ladakh Himalaya, India: Preliminary tests of plate-like or continuous deformation in Tibet: *Geological Society of America Bulletin*, v. 116, no. 11-12, p. 1385-1391.
- Jain, M., and Singhvi, A. K., 2001, Limits to depletion of blue-green light stimulated luminescence in feldspars: implications for quartz dating: *Radiation Measurements*, v. 33, no. 6, p. 883-892.
- Jaiswal, M. K., Bhat, M. I., Bali, B. S., Ahmad, S., and Chen, Y. G., 2009, Luminescence characteristics of quartz and feldspar from tectonically uplifted terraces in Kashmir Basin, Jammu and Kashmir, India: *Radiation Measurements*, v. 44, no. 5-6, p. 523-528.
- Jaiswal, M. K., Srivastava, P., Tripathi, J. K., and Islam, R., 2008, Feasibility of the SAR technique on quartz sand of terraces of NW Himalaya: A case study from Devprayag: *Geochronometria*, v. 31, p. 45-52.
- Jamison, W. R., 1987, Geometric analysis of fold development in overthrust terranes: *Journal of Structural Geology*, v. 9, no. 2, p. 207-219.
- Johnson, A. M., and Fletcher, R. C., 1994, *Folding of viscous layers: mechanical analysis and interpretation of structures in deformed rock*, New York, Columbia University Press.

- Johnson, M. R. W., Oliver, G. J. H., Parrish, R. R., and Johnson, S. P., 2001, Synthrusting metamorphism, cooling, and erosion of the Himalayan Kathmandu Complex, Nepal: *Tectonics*, v. 20, no. 3, p. 394-415.
- Johnston, S. T., 2001, The Great Alaskan Terrane Wreck: reconciliation of paleomagnetic and geological data in the northern Cordillera: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 193, no. 3-4, p. 259-272.
- Johnston, S. T., and Acton, S., 2003, The Eocene Southern Vancouver Island Orocline -- a response to seamount accretion and the cause of fold-and-thrust belt and extensional basin formation: *Tectonophysics*, v. 365, no. 1-4, p. 165-183.
- Jouanne, F., Awan, A., Madji, A., Pêcher, A., Latif, M., Kausar, A., Mugnier, J. L., Khan, I., and Khan, N. A., 2011, Postseismic deformation in Pakistan after the 8 October 2005 earthquake: Evidence of afterslip along a flat north of the Balakot-Bagh thrust: *J. Geophys. Res.*, v. 116, no. B7, p. B07401.
- Jouanne, F., Mugnier, J. L., Gamond, J. F., Fort, P. L., Pandey, M. R., Bollinger, L., Flouzat, M., and Avouac, J. P., 2004, Current shortening across the Himalayas of Nepal: *Geophysical Journal International*, v. 157, no. 1, p. 1-14.
- Jouanne, F., Mugnier, J. L., Pandey, M. R., Gamond, J. F., Le Fort, P., Serrurier, L., Vigny, C., Avouac, J. P., and Idylhim, M., 1999, Oblique convergence in the Himalayas of western Nepal deduced from preliminary results of GPS measurements: *Geophysical Research Letters*, v. 26, no. 13, p. 1933-1936.
- Kaneda, H., Nakata, T., Tsutsumi, H., Kondo, H., Sugito, N., Awata, Y., Akhtar, S. S., Majid, A., Khattak, W., Awan, A. A., Yeats, R. S., Hussain, A., Ashraf, M., Wesnousky, S. G., and Kausar, A. B., 2008, Surface rupture of the 2005 Kashmir, Pakistan, earthquake and its active tectonic implications: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 98, no. 2, p. 521-557.
- Kao, H., and Chen, W.-P., 2000, The Chi-Chi Earthquake Sequence: Active, Out-of-Sequence Thrust Faulting in Taiwan: *Science*, v. 288, no. 5475, p. 2346-2349.
- Karunakaran, C., and Ranga Rao, A., 1979, Status of exploration for hydrocarbons in the Himalayan region—Contributions to stratigraphy and structure: New Delhi, Himalayan Geology Seminar, p. p. 1-72.
- Karunakaran, C., and Rao, R. A., 1979, Status of exploration for Hydrocarbons in Himalayan Region—Contribution to Stratigraphy and Structure: *Geological Survey of India Misc. Pub.*, v. 41, no. V, p. 1-66.
- Kirby, E., and Whipple, K., 2001, Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis: *Geology*, v. 29, no. 5, p. 415-418.
- Kirby, S. H., 1985, Rock mechanics observations pertinent to the rheology of the continental lithosphere and the localization of strain along shear zones: *Tectonophysics*, v. 119, no. 1-4, p. 1-27.
- Klootwijk, C. T., Conaghan, P. J., and Powell, C. M., 1985, The Himalayan Arc: large-scale continental subduction, oroclinal bending and back-arc spreading: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 75, no. 2-3, p. 167-183.
- Klootwijk, C. T., Shah, S. K., Gergan, J., Sharma, M. L., Tirkey, B., and Gupta, B. K., 1983, A palaeomagnetic reconnaissance of Kashmir, northwestern Himalaya, India: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 63, no. 2, p. 305-324.
- Klootwijk, C. T., Sharma, M. L., Gergan, J., Shah, S. K., and Gupta, B. K., 1986, Rotational overthrusting of the northwestern Himalaya: further palaeomagnetic evidence from the Riasi thrust sheet, Jammu foothills, India: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 80, no. 3-4, p. 375-393.
- Koons, P. O., 1990, Two-sided orogen: Collision and erosion from the sandbox to the Southern Alps, New Zealand: *Geology*, v. 18, no. 8, p. 679-682.
- Koyi, H., 1995, Mode of internal deformation in sand wedges: *Journal of Structural Geology*, v. 17, no. 2, p. 293-300.
- Koyi, H. A., Hessami, K., and Teixell, A., 2000, Epicenter distribution and magnitude of earthquakes in fold‐thrust belts: Insights from Sandbox Models: *Geophys. Res. Lett.*, v. 27, no. 2, p. 273-276.

- Koyi, H. A., and Vendeville, B. C., 2003, The effect of décollement dip on geometry and kinematics of model accretionary wedges: *Journal of Structural Geology*, v. 25, no. 9, p. 1445-1450.
- Krishnaswamy, V. S., Jalote, S. P., and Shome, S. K., 1970, Recent crustal movements in north-west Himalaya and the Gangetic foredeep and related patterns of seismicity: *Symp. Earthquake Eng.*, 4th Roorkee, , p. pp. 419–439.
- Kuenen, P. H., and De Sitter, L. U., 1938, Experimental investigation into the mechanism of folding: *Leidse Geologische Mededelingen*, 217-239.
- Kumahara, Y., and Nakata, T., 2006, Active Faults in the Epicentral Area of the 2005 Pakistan Earthquake: *Spec Publ Res Cent Reg Geogr Hiroshima Univ*, v. 41, p. 54, CD.
- Kumar, A., Lal, N., Jain, A. K., and Sorkhabi, R. B., 1995, Late Cenozoic–Quaternary thermo-tectonic history of Higher Himalayan Crystalline (HC) in Kishtwar–Padar–Zanskar region, NW Himalayan: evidence from fission ages: *Journal of geological Society of India*, v. 45, p. 375–391.
- Kumar, S., Wesnousky, S. G., Jayangondaperumal, R., Nakata, T., Kumahara, Y., and Singh, V., 2010, Paleoseismological evidence of surface faulting along the northeastern Himalayan front, India: Timing, size, and spatial extent of great earthquakes: *J. Geophys. Res.*, v. 115, no. B12, p. B12422.
- Kumar, S., Wesnousky, S. G., Rockwell, T. K., Briggs, R. W., Thakur, V. C., and Jayangondaperumal, R., 2006, Paleoseismic evidence of great surface rupture earthquakes along the Indian Himalaya: *J. Geophys. Res.*, v. 111, no. B3, p. B03304.
- Kumar, S., Wesnousky, S. G., Rockwell, T. K., Ragona, D., Thakur, V. C., and Seitz, G. G., 2001, Earthquake Recurrence and Rupture Dynamics of Himalayan Frontal Thrust, India: *Science*, v. 294, no. 5550, p. 2328-2331.
- Lal, D., 1988, In situ-produced cosmogenic isotopes in terrestrial rocks: *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* , v. 16, p. 355-388.
- Lal, D., 1991, Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 104, no. 2-4, p. 424-439.
- Lal, D., and Peters, B., 1967, Cosmic Ray Produced Radioactivity on the Earth, *in* Springer, ed., *Handbuch der Physik*, Volume XLVI/2: Berlin, p. 551-612.
- Lallemant, S., Schnürle, P., and Malavieille, J., 1994, Coulomb theory applied to accretionary and nonaccretionary wedges: Possible causes for tectonic erosion and/or frontal accretion: *J. Geophys. Res.*, v. 99, no. B6, p. 12033-12055.
- Lallemant, S. E., 1999, *La subduction océanique*, Amsterdam, Gordon and Breach Science Publishers, 194 p.:
- Larson, K. M., Bürgmann, R., Bilham, R., and Freymueller, J. T., 1999, Kinematics of the India-Eurasia collision zone from GPS measurements: *J. Geophys. Res.*, v. 104, no. B1, p. 1077-1093.
- Lavé, J., and Avouac, J. P., 2000, Active folding of fluvial terraces across the Siwaliks Hills, Himalayas of central Nepal: *J. Geophys. Res.*, v. 105, no. B3, p. 5735-5770.
- , 2001, Fluvial incision and tectonic uplift across the himalayas of central nepal: *Journal of geophysical research*, v. 106, no. B11, p. 26561-26591.
- Lawrence, R. D., Yeats, R. S., Khan, S. H., Farah, A., and DeJong, K. A., 1981, Thrust and strike slip fault interaction along the Chaman transform zone, Pakistan: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 9, no. 1, p. 363-370.
- Le Dortz, K., Meyer, B., Sébrier, M., Nazari, H., Braucher, R., Fattahi, M., Benedetti, L., Foroutan, M., Siame, L., Boulès, D., Talebian, M., Bateman, M. D., and Ghoraiishi, M., 2009, Holocene right-slip rate determined by cosmogenic and OSL dating on the Anar fault, Central Iran: *Geophysical Journal International*, v. 179, no. 2, p. 700-710.
- Le Fort, P., 1975, Himalayas: the collided range. Present knowledge of the continental arc: *American Journal of Science* 275, p 1-44.
- Le Pichon, X., Fournier, M., and Jolivet, L., 1992, Kinematics, topography, shortening, and extrusion in the India-Eurasia collision: *Tectonics*, v. 11, no. 6, p. 1085-1098.
- Leiks, A., 1995, *GPS satellite surveying*, 256 p.:
- Leturmy, P., Mugnier, J. L., Vinour, P., Baby, P., Colletta, B., and Chabron, E., 2000, Piggyback basin development above a thin-skinned thrust belt with two detachment levels as a function of

- interactions between tectonic and superficial mass transfer: the case of the Subandean Zone (Bolivia): *Tectonophysics*, v. 320, no. 1, p. 45-67.
- Lickorish, W. H., Ford, M., BÃ¼rgisser, J., and Cobbold, P. R., 2002, Arcuate thrust systems in sandbox experiments: A comparison to the external arcs of the Western Alps: *Geological Society of America Bulletin*, v. 114, no. 9, p. 1089-1107.
- Lister, G. S., Kelts, K., Zao, C. K., Yu, J.-Q., and Niessen, F., 1991, Lake Qinghai, China: closed-basin like levels and the oxygen isotope record for ostracoda since the latest Pleistocene: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 84, no. 1-4, p. 141-162.
- Liu, H., McClay, K. R., and Powell, D., 1992, *Physical models of thrust wedges*, London, Chapman & Hall, Thrust Tectonics.
- Llana-Fúnez, S., Burg, J. P., Hussain, S. S., Dawood, H., and Chaudhry, M. N., 2006, Structural evolution of the footwall of the Indus Suture in Malakand (N Pakistan) during the Himalayan collision: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 27, no. 5, p. 691-706.
- Lohrmann, J., Kukowski, N., Adam, J., and Oncken, O., 2003, The impact of analogue material properties on the geometry, kinematics, and dynamics of convergent sand wedges: *Journal of Structural Geology*, v. 25, no. 10, p. 1691-1711.
- Long, S., McQuarrie, N., Tobgay, T., and Grujic, D., 2011, Geometry and crustal shortening of the Himalayan fold-thrust belt, eastern and central Bhutan: *Geological Society of America Bulletin*, v. 123, no. 7-8, p. 1427-1447.
- Lyell, C., 1867, *Éléments de géologie ou changements anciens de la Terre et de ses habitants tels qu'ils sont représentés par les monuments géologiques*, 6ème édition (traduit par M.J. Ginestou).
- Lyon-Caen, H., and Molnar, P., 1985, Gravity anomalies, flexure of the Indian Plate, and the structure, support and evolution of the Himalaya and Ganga Basin: *Tectonics*, v. 4, no. 6, p. 513-538.
- Macedo, J., and Marshak, S., 1999, Controls on the geometry of fold-thrust belt salients: *Geological Society of America Bulletin*, v. 111, no. 12, p. 1808-1822.
- Madden, C., Trench, D., Meigs, A., Ahmad, S., Bhat, M. I., and Yule, J. D., Late Quaternary Shortening and Earthquake Chronology of an Active Fault in the Kashmir Basin, Northwest Himalaya, *in Proceedings Annual meeting of the Seismological Society of America*, Portland, Oregon, USA, 2010.
- Mahajan, A., Thakur, V., Sharma, M., and Chauhan, M., 2010, Probabilistic seismic hazard map of NW Himalaya and its adjoining area, India: *Natural Hazards*, v. 53, no. 3, p. 443-457.
- Mahéo, G., Bertrand, H., Guillot, S., Mascle, G., Pêcher, A., Picard, C., and Sigoyer, J. D., 2000, Témoins d'un arc immature téthysien dans les ophiolites du Sud Ladakh (NW Himalaya, Inde): *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, v. 330, no. 4, p. 289-295.
- Malavieille, J., 1984, Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués : application aux chaînes de montagnes: *Bulletin de la Société Géologique de France*, 26 : 129-138.
- Malavieille, J., Calassou, S., Lallemand, S., and Larroque, C., 1992, Modélisation analogique des prismes d'accrétion océanique ; film vidéo VHS, de 28 minutes, produit et réalisé par la SNEA(P), série cours, disponible en PAL, SECAM et NTSC, en français et anglais.
- Malavieille, J., Calassou, S., Larroque, C., Lallemand, S., and Stephan, J. F., 1991, Modélisation analogique des prismes d'accrétion océaniques: Video Presentation 27th Course Serie M037, (french and english version) *Exploration Studies*, Elf Aquitaine.
- Malavieille, J., and Chemenda, A., 1997, Impact of initial geodynamic settings on the structure, ophiolite emplacement and tectonic evolution of collisional belts: *ofioliti*, v. 22, p. 3-13.
- Malavieille, J., Larroque, C., and Calassou, S., 1993, Modélisation expérimentale des relations tectonique/sédimentation entre bassin avant-arc et prisme d'accrétion: Paris, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, v. 316, p. 1131-1137.
- Mandl, G., 1988, *Mechanics of Tectonic Faulting: Models and Basic Concepts*, Amsterdam, Elsevier.
- Mandl, G., De Jong, L. N. J., and Maltha, A., 1977, Shear zones in granular material : an experimental study of their structure and mechanical genesis: *Rock Mechanics*, 9 : 95-144.
- Marshak, S., 1988, Kinematics of orocline and arc formation in thin-skinned orogens: *Tectonics*, v. 7, no. 1, p. 73-86.

- Marshak, S., 2004, Salients, Recesses, Arcs, Oroclines, and Syntaxes; a Review of Ideas Concerning the Formation of Mapview Curves in Fold-thrust Belts, Thrust tectonics and hydrocarbon systems: AAPG Memoir 82, p. 131 - 156.
- Marshak, S., and Tabor, J. R., 1989, Structure of the Kingston orocline in the Appalachian fold-thrust belt, New York: Geological Society of America Bulletin, v. 101, no. 5, p. 683-701.
- Marshak, S., and Wilkerson, M. S., 1992, Effect of overburden thickness on thrust belt geometry and development: Tectonics, v. 11, no. 3, p. 560-566.
- Marshak, S., Wilkerson, M. S., and Hsui, A. T., 1992, Generation of curved fold-thrust belts : Insight from simple physical and analytical models, *in* McClay, K. R., ed., Thrust tectonics: London, Chapman & Hall, p. 83 - 92.
- Martinez, A., Malavieille, J., Lallemand, S., and Collot, J.-Y., 2002, Strain partitioning in an accretionary wedge, in oblique convergence : analogue modelling: Bulletin de la Societe Geologique de France, v. 173, no. 1, p. 17-24.
- Martinod, J., and Davy, P., 1994, Periodic instabilities during compression of the lithosphere 2. Analogue experiments: J. Geophys. Res., v. 99, no. B6, p. 12057-12069.
- Masarik, J., and Reedy, R. C., 1994, Effects of bulk composition on nuclide production processes in meteorites: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 58, no. 23, p. 5307-5317.
- Mascle, G., Pêcher, A., and Guillot, S., 2010, Himalaya-Tibet : la collision continentale Inde-Eurasie, Vuibert, Interactions, 250 p.:
- Masek, J. G., and Duncan, C. C., 1998, Minimum-work mountain building: J. Geophys. Res., v. 103, no. B1, p. 907-917.
- McCaffrey, R., and Nabelek, J., 1998, Role of oblique convergence in the active deformation of the Himalayas and southern Tibet plateau: Geology, v. 26, no. 8, p. 691-694.
- McClay, K. R., and Whitehouse, P. S., 2004, Analog Modelling of doubly vergent thrust wedge, *in* McClay, K. R., ed., Thrust tectonics an hydrocarbon systems, Volume 82, AAPG Memoirs, p. 184 - 206.
- McCormac, F. G., Hogg, A. G., Blackwell, P. G., Buck, C. E., Higham, T. F. G., and Reimer, P. J., 2004, SHCal04 Southern Hemisphere calibration, 0-11.0 cal kyr BP: Radiocarbon, v. 46, no. 3, p. 1087-1092.
- McDougall, J. W., and Khan, S. H., 1990, Strike-slip faulting in a foreland fold-thrust belt: The Kalabagh Fault and Western Salt Range, Pakistan: Tectonics, v. 9, no. 5, p. 1061-1075.
- Medlicott, H. B., 1864, On the geological structure and relations of the southern portion of the Himalayan ranges between rivers Ganges and the Ravi: Memoir of the Geological Survey of India, v. 3, no. 2, p. 122.
- Meigs, A. J., Burbank, D. W., and Beck, R. A., 1995, Middle-late Miocene (>10 Ma) formation of the Main Boundary thrust in the western Himalaya: Geology, v. 23, no. 5, p. 423-426.
- Melbourne, W. G., 1985, The case for ranging in GPS-based geodetic systems.: Proc 1st Int Symp Precise Positioning with Global Positioning System. April 15±19, 1985, Rockville, Maryland., v. Vol. 1, p. 373 - 386.
- Metcalfe, R. P., 1993, Pressure, temperature and time constraints on metamorphism across the Main Central Thrust zone and High Himalayan Slab in the Garhwal Himalaya: Geological Society, London, Special Publications, v. 74, no. 1, p. 485-509.
- Meunier, S., 1904, La géologie expérimentale: Editions Alcan, Paris, 322 p.
- Mitra, G., 1997, Evolution of salients in a fold-and-thrust belt: the effects of sedimentary basin geometry, strain distribution and critical taper, *in* Sengupta, S., ed., Evolution of geological structures in micro- to macroscales: London, Chapman & Hall, p. 59 - 90.
- Mitra, S., 1990, Fault-propagation folds: geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon traps: American Association of Petroleum Geologist Bulletin, v. 74, p. 921-945.
- , 2002, Structural models of faulted detachment folds: American Association of Petroleum Geologist Bulletin, v. 86, p. 1673–1694.
- Mitra, S., 2003, A unified kinematic model for the evolution of detachment folds: Journal of Structural Geology, v. 25, no. 10, p. 1659-1673.
- Mohadjer, S., Bendick, R., Ischuk, A., Kuzikov, S., Kostuk, A., Saydullaev, U., Lodi, S., Kakar, D. M., Wasy, A., Khan, M. A., Molnar, P., Bilham, R., and Zubovich, A. V., 2009, Partitioning

- of India-Eurasia convergence in the Pamir-Hindu Kush from GPS measurements: *Geophys. Res. Lett.*, v. 37, no. 4, p. L04305.
- Molnar, P., 1988, A review of geophysical constraints on the deep structure of the Tibetan plateau, the Himalaya and the Karakoram, and their implications: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London.*, v. Series A 326, p. 33- 88.
- Molnar, P., Brown, E. T., Burchfield, B. C., Qidong, D., Xianyue, F., Jun, L., Raisbeck, G. M., Jianbang, S., Zhangming, W., Yiou, F., and Huichuan, Y., 1994, Quaternary Climate Change and the Formation of River terraces across Growing anticlines on the northern flank of the Tien Shan, China: *The Journal of Geology*, v. 102, p. 583-602.
- Molnar, P., and Lyon-Caent, H., 1989, Fault plane solutions of earthquakes and active tectonics of the Tibetan Plateau and its margins: *Geophysical Journal International*, v. 99, no. 1, p. 123-154.
- Molnar, P., and Lyon Caen, H., 1988, Some simple physical aspects of the support, structure and evolution of mountain belts, *in* Clark, S. P., Burchfield, B. C., and Suppe, J., eds., *Processes in Continental Lithospheric Deformation*, Volume 218, Geological Society of America, Special Paper, p. 179-207.
- Molnar, P., and Tapponnier, P., 1978, Active tectonics of Tibet: *J. Geophys. Res.*, v. 83, no. B11, p. 5361-5375.
- Morgan, J. K., and Karig, D. E., 1995, Kinematics and a balanced and restored cross-section across the toe of the eastern Nankai accretionary prism: *Journal of Structural Geology*, v. 17, no. 1, p. 31-45.
- Morley, C. K., 1988, Out-of-Sequence Thrusts: *Tectonics*, v. 7, no. 3, p. 539-561.
- Mugnier, J.-L., and Huyghe, P., 2006, Ganges basin geometry records a pre-15 Ma isostatic rebound of Himalaya: *Geology*, v. 34, no. 6, p. 445-448.
- 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*, v. 25, no. 5, p. 427-430.
- Mugnier, J. L., Huyghe, P., Gajurel, A. P., and Becel, D., 2005, Frontal and piggy-back seismic ruptures in the external thrust belt of Western Nepal: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 25, no. 5, p. 707-717.
- Mugnier, J. L., Huyghe, P., Gajurel, A. P., Upreti, B. N., and Jouanne, F., 2011, Seismites in the Kathmandu basin and seismic hazard in central Himalaya: *Tectonophysics*, v. In Press, Corrected Proof.
- Mugnier, J. L., Huyghe, P., Leturmy, P., and Jouanne, F., 2004, Episodicity and rates of thrustsheet motion in the Himalayas (Western Nepal), *in* K. R. McClay, ed., *Thrust tectonic and Hydrocarbon systems*, AAPG Memoir 82, p. 91 - 114.
- Mugnier, J. L., Jouanne, F., and Pêcher, A., in prep., Thrust displacement rates around the western syntax of Himalaya: seismic hazard implications, *Terra Nova: Grenoble, France, ISTerre*, p. 13.
- Mugnier, J. L., Leturmy, P., Mascle, G., Huyghe, P., Chalaron, E., Vidal, G., Husson, L., and Delcaillau, B., 1999, The Siwaliks of western Nepal: I. Geometry and kinematics: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 17, no. 5-6, p. 629-642.
- Mukhopadhyay, D., and Mishra, P., 1999, A balanced cross section across the Himalayan foreland belt, the Punjab and Himachal foothills: A reinterpretation of structural styles and evolution: *Journal of Earth System Science*, v. 108, no. 3, p. 189-205.
- Mulugeta, G., 1988, Modelling the geometry of Coulomb thrust wedges: *Journal of Structural Geology*, v. 10, no. 8, p. 847-859.
- Mulugeta, G., and Koyi, H., 1987, Three-dimensional geometry and kinematics of experimental piggyback thrusting: *Geology*, v. 15, no. 11, p. 1052-1056.
- Mulugeta, G., and Koyi, H., 1992, Episodic accretion and strain partitioning in a model sand wedge: *Tectonophysics*, v. 202, no. 2-4, p. 319-333.
- Murray, A. S., and Wintle, A. G., 2000, Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol: *Radiation Measurements*, v. 32, no. 1, p. 57-73.
- Nakata, T., Tsutsumi, H., Khan, S. R., and Lawrence, R. D., 1991, Active faults of Pakistan: map sheets and inventories, Special Publication 21: Research center for Regional Geography, Hiroshima University, Hiroshima, p. 141.

- Nakayama, K., and Ulak, P. D., 1999, Evolution of fluvial style in the Siwalik Group in the foothills of the Nepal Himalaya: *Sedimentary Geology*, v. 125, no. 3-4, p. 205-224.
- Nawani, P. C., Khan, S. A., and Singh, O. R., 1982, Geologic-cum geomorphic evolution of the western part of Chenab basin with special reference to Quaternary tectonics.: *Himalayan Geology*, v. 12, p. 18.
- Nettleton, I. L., 1955, History of concepts of Gulf Coast salt-dome formation: *AAPG Bulletin*, v. 39, p. 2373-2383.
- Nettleton, L. L., and Elkins, T. A., 1947, Geologic models made from granular materials: *Transactions - American Geophysical Union*, 28 : 451-466.
- Ni, J., and Barazangi, M., 1984, Seismotectonics of the Himalayan Collision Zone: Geometry of the Underthrusting Indian Plate Beneath the Himalaya: *J. Geophys. Res.*, v. 89, no. B2, p. 1147-1163.
- Nieuwland, D. A., Leutscher, J. H., and Gast, J., 2000, Wedge equilibrium in fold-and-thrust belts: prediction of out-of-sequence thrusting based on sandbox experiments and natural examples: *Netherlands Journal of Geosciences*, v. 79, no. 1, p. 81 - 91.
- Nishiizumi, K., Imamura, M., Caffee, M. W., Southon, J. R., Finkel, R. C., and McAninch, J., 2007, Absolute calibration of ¹⁰Be AMS standards: *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, v. 258, no. 2, p. 403-413.
- Odé, H., 1968, Review of mechanical properties of salt relating to salt-dome genesis. In: J. Braunstein and G.D.O'Brien (Editors), *AAPG Bulletin, Diapirism and Diapirs*, Tulsa, Okla.
- Ojha, T. P., Butler, R. F., DeCelles, P. G., and Quade, J., 2009, Magnetic polarity stratigraphy of the Neogene foreland basin deposits of Nepal: *Basin Research*, v. 21, no. 1, p. 61-90.
- Ojha, T. P., Butler, R. F., Quade, J., DeCelles, P. G., Richards, D., and Upreti, B. N., 2000, Magnetic polarity stratigraphy of the Neogene Siwalik Group at Khutia Khola, far western Nepal: *Geological Society of America Bulletin*, v. 112, no. 3, p. 424-434.
- Olsson, I. U., 1968, Modern aspects of radiocarbon datings: *Earth-Science Reviews*, v. 4, p. 203-218.
- Opdyke, N. D., Johnson, N. M., Johnson, G. D., Lindsay, E. H., and Tahirkheli, R. A. K., 1982, Paleomagnetism of the middle siwalik formations of northern Pakistan and rotation of the salt range decollement: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 37, no. 1, p. 1-15.
- Oveisi, B., Lavé, J., Van Der Beek, P., Carcaillet, J., Benedetti, L., and Aubourg, C., 2009, Thick- and thin-skinned deformation rates in the central Zagros simple folded zone (Iran) indicated by displacement of geomorphic surfaces: *Geophysical Journal International*, v. 176, no. 2, p. 627-654.
- Parrish, R. R., and Hodges, V., 1996, Isotopic constraints on the age and provenance of the Lesser and Greater Himalayan sequences, Nepalese Himalaya: *Geological Society of America Bulletin*, v. 108, no. 7, p. 904-911.
- Pathier, E., Fielding, E. J., Wright, T. J., Walker, R., Parsons, B. E., and Hensley, S., 2006, Displacement field and slip distribution of the 2005 Kashmir earthquake from SAR imagery: *Geophys. Res. Lett.*, v. 33, no. 20, p. L20310.
- Patriat, P., and Achahe, J., 1984, India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates: *Nature*, v. 311, no. 5987, p. 615-621.
- Pazzaglia, F., in press, *River Terraces: Wohl, E., Treatise of Geomorphology*, Elsevier.
- Pêcher, A., Seeber, L., Guillot, S., Jouanne, F., Kausar, A., Latif, M., Majid, A., Mahéo, G., Mugnier, J. L., Rolland, Y., van der Beek, P., and Van Melle, J., 2008, Stress field evolution in the northwest Himalayan syntaxis, northern Pakistan: *Tectonics*, v. 27, no. 6, p. TC6005.
- Peltzer, G., Tapponnier, P., Gaudemer, Y., Meyer, B., Shunmin, G., Kelun, Y., Zhitai, C., and Huagung, D., 1988, Offsets of late Quaternary Morphology, Rate of Slip, and recurrence of large Earthquakes on the Chang Ma Fault (Gansu, China): *J. Geophys. Res.*, v. 93, no. B7, p. 7793-7812.
- Pilgrim, G. E., and West, W. D., 1928, Structure and correlation of Simla Rocks: *Memoir of the Geological Survey of India*, v. 53, p. 140.
- Powell, C. M., and Conaghan, P. J., 1973, Plate tectonics and the Himalayas: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 20, no. 1, p. 1-12.

- Powers, P. M., Lillie, R. J., and Yeats, R. S., 1998, Structure and shortening of the Kangra and Dehra Dun reentrants, Sub-Himalaya, India: *Geological Society of America Bulletin*, v. 110, no. 8, p. 1010-1027.
- Pratt-Sitaula, B., Burbank, D. W., Heimsath, A., and Qjha, T., 2004, Landscape disequilibrium on 1000-10,000 year scales Marsyandi River, Nepal, central Himalaya: *Geomorphology*, v. 58, no. 1-4, p. 223-241.
- Prescott, J. R., and Robertson, G. B., 1997, Sediment dating by luminescence: a review: *Radiation Measurements*, v. 27, no. 5-6, p. 893-922.
- Prins, M. A., and Postma, G., 2000, Effects of climate, sea level, and tectonics unraveled for last deglaciation turbidite records of the Arabian Sea: *Geology*, v. 28, no. 4, p. 375-378.
- Rai, S. M., Guillot, S., Le Fort, P., and Upreti, B. N., 1998, Pressure-temperature evolution in the Kathmandu and Gosainkund regions, Central Nepal: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 16, no. 2-3, p. 283-298.
- Raiverman, V., Chugh, M., Srivastava, A., Prasad, D., and Das, S., Cenozoic Tectonic of frontal fold belt of the Himalaya and Indo-Gangetic Foredeep with pointers Towards Hydrocarbon Prospects, in *Proceedings Second seminar on Petroliferous Basins of India, Dehra Dun, 248001, India, 1994a, Volume 3, Indian Petroleum Publishers, p. 25-54.*
- Raiverman, V., Srivastava, A. K., and Prasad, D. N., 1994b, Structural style in northwestern Himalayan foothills: *Himalayan Geology*, v. 15, p. 263-280.
- Ramberg, H., 1981, Gravity, deformation and the earth's crust.
- Ramsay, J. G., 1967, *Folding and fracturing of rocks*: New York, McGraw-Hill Book Co., 568 p.
- Ramsey, C. B., 1995, Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy : The OxCal program, Tucson, AZ, ETATS-UNIS, University of Arizona, v. 2, 795 p.:
- Ray, Y., and Srivastava, P., 2010, Widespread aggradation in the mountainous catchment of the Alaknanda-Ganga River System: timescales and implications to Hinterland-foreland relationships: *Quaternary Science Reviews*, v. 29, no. 17-18, p. 2238-2260.
- Reedy, R. C., Arnold, J. R., and Lal, D., 1983, Cosmic-Ray Record in Solar System Matter: *Science*, v. 219, no. 4581, p. 127-135.
- Reimer, P., Baillie, M., Bard, E., Bayliss, A., Beck, W., Bertrand, C., Blackwell, P., Buck, C., Burr, G., Cutler, K., Damon, P., Edwards, R. L., Fairbanks, R., Friedrich, M., Guilderson, T., Hogg, A., Hughen, K., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Ramsey, C., Reimer, R. W., Remmele, S., Southon, J., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F., Van der Plicht, J., and Weyhenmeyer, C., 2004, IntCal04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 Cal Kyr BP: *Radiocarbon*, v. 46, no. 3, p. 1029-1058.
- Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Burr, G. S., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., McCormac, F. G., Manning, S. W., Reimer, R. W., Richards, D. A., Southon, J. R., Talamo, S., Turney, C. S. M., van der Plicht, J., and Weyhenmeyer, C. E., 2009, IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP: *Radiocarbon*, v. 51, no. 4, p. 1111-1150.
- Reiter, K., Kukowski, N., and Ratschbacher, L., 2010, The interaction of two indenters in analogue experiments and implications for curved fold-and-thrust belts: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 302, no. 1-2, p. 132-146.
- Replumaz, A., and Tapponnier, P., 2003, Reconstruction of the deformed collision zone Between India and Asia by backward motion of lithospheric blocks: *J. Geophys. Res.*, v. 108, no. B6, p. 2285.
- Reuber, I., Colchen, M., and Mevel, C., 1987, The geodynamic evolution of the South-Tethyan margin in Zaskar, NW Himalaya, as revealed by the Spontang ophiolitic melange: *Geodinamica Acta*, v. 1, p. 283-296.
- Rich, J. L., 1934, Mechanics of Low-Angle Overthrust Faulting as Illustrated by Cumberland Thrust Block: Virginia, Kentucky, and Tennessee, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Volume 18, p. 1584 - 1596.
- Ritz, J.-F., Vassallo, R., Braucher, R., Brown, E., Carretier, S., and Bourlès, D. L., 2006, Using in situ-produced ^{10}Be to quantify active tectonics in the Gurvan Bogd mountain range (Gobi-Altay, Mongolia): *Geol., Soc. Am, Special Paper*, v. 475, p. 87-110.

- Ritz, J. F., Bourlès, D., Brown, E. T., Carretier, S., Chéry, J., Enhtuvshin, B., Galsan, P., Finkel, R. C., Hanks, T. C., Kendrick, K. J., Philip, H., Raisbeck, G., Schlupp, A., Schwartz, D. P., and Yiou, F., 2003, Late Pleistocene to Holocene slip rates for the Gurvan Bulag thrust fault (Gobi-Altay, Mongolia) estimated with ^{10}Be dates: *J. Geophys. Res.*, v. 108, no. B3, p. 2162.
- Ritz, J. F., Brown, E. T., Bourlès, D. L., Philip, H., Schlupp, A., Raisbeck, G. M., Yiou, F., and Enkhtuvshin, B., 1995, Slip rates along active faults estimated with cosmic-ray-exposure dates: Application to the Bogd fault, Gobi-Altai, Mongolia: *Geology*, v. 23, no. 11, p. 1019-1022.
- Rizza, M., Mahan, S., Ritz, J. F., Nazari, H., Hollingsworth, J., and Salamati, R., 2011, Using luminescence dating of coarse matrix material to estimate the slip rate of the Astaneh fault, Iran: *Quaternary Geochronology*, v. 6, no. 3-4, p. 390-406.
- Robert, X., van der Beek, P., Braun, J., Perry, C., Dubille, M., and Mugnier, J.-L., 2009, Assessing Quaternary reactivation of the Main Central thrust zone (central Nepal Himalaya): New thermochronologic data and numerical modeling: *Geology*, v. 37, no. 8, p. 731-734.
- Robertson, A. H. F., 2000, Formation of $\text{m}\ddot{\text{A}}\text{c}$ langes in the Indus Suture Zone, Ladakh Himalaya by successive subduction-related, collisional and post-collisional processes during Late Mesozoic-Late Tertiary time: Geological Society, London, Special Publications, v. 170, no. 1, p. 333-374.
- Robinson, D. M., DeCelles, P. G., Garzzone, C. N., Pearson, O. N., Harrison, T. M., and Catlos, E. J., 2003, Kinematic model for the Main Central thrust in Nepal: *Geology*, v. 31, no. 4, p. 359-362.
- Rowley, D. B., 1996, Age of initiation of collision between India and Asia: A review of stratigraphic data: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 145, no. 1-4, p. 1-13.
- Sapkota, S. N., Tapponnier, P., Bollinger, L., Klinger, Y., Perrier, F., Gaudemer, Y., Tiwari, D. R., Panta, S. R., and Siwakoti, I., Morphotectonics and paleoseismology of the Main Frontal Thrust in the Nepal Himalayas, *in Proceedings Sixth Nepal Geological Congress, Kathmandu, Nepal, 2010a*.
- Sapkota, S. N., Tapponnier, P., Bollinger, L., Klinger, Y., Perrier, F., Tiwari, D. R., Panta, S. R., and Siwakoti, I., 2010b, Probing our understanding of the seismic cycle in the Himalayas of Nepal: Investigating mega-quakes with mega-trenches, 25th Himalaya-Karakoram-Tibet Workshop: San Francisco, USA, June 5-10th, 2010.
- Schanz, T., and Vermeer, P. A., 1996, Angles of friction and dilatancy of sand: *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts*, v. 33, p. 349A-349A.
- Schelling, D., 1992, The tectonostratigraphy and structure of the eastern Nepal Himalaya: *Tectonics*, v. 11, no. 5, p. 925-943.
- Schelling, D., and Arita, K., 1991, Thrust tectonics, crustal shortening, and the structure of the far-eastern Nepal Himalaya: *Tectonics*, v. 10, no. 5, p. 851-862.
- Schneider, D. A., Edwards, M. A., Kidd, W. S. F., Asif Khan, M., Seeber, L., and Zeitler, P. K., 1999, Tectonics of Nanga Parbat, western Himalaya: Synkinematic plutonism within the doubly vergent shear zones of a crustal-scale pop-up structure: *Geology*, v. 27, no. 11, p. 999-1002.
- Schulz, H., von Rad, U., and Erlenkeuser, H., 1998, Correlation between Arabian Sea and Greenland climate oscillations of the past 110,000 years: *Nature*, v. 393, no. 6680, p. 54-57.
- Searle, M. P., Waters, D. J., Dransfield, M. W., Stephenson, B. J., Walker, C. B., Walker, J. D., and Rex, D. C., 1999, Thermal and mechanical models for the structural and metamorphic evolution of the Zaskar High Himalaya: Geological Society, London, Special Publications, v. 164, no. 1, p. 139-156.
- Seeber, L., and Armbruster, J. G., 1984, Some elements of continental subduction along the Himalayan front: *Tectonophysics*, v. 105, no. 1-4, p. 263-278.
- Seeber, L., and Armbruster, J., 1981, Great detachment earthquakes along the Himalayan arc and long term forecast. : *Earthquake Prediction : An international review*, D.W. Sibson and P.G. Richards, eds, Maurice Ewing Series. Amer. Geophysical Union, Washington D.C., v. 4, p. 259-277.
- Seeber, L., Armbruster, J., and Quittmeyer, R., 1981, Seismicity and continental subduction in the Himalayan arc, *in Gupta, H. K., and Delaney, J. M., eds., Zagros-Hindu Kush- Himalaya Geodynamic Evolution, Volume 3: Washington D.C., AGU, Geodynamic Series, p. 215 - 242.*

- Seeber, L., and Pecher, A., 1998, Strain partitioning along the Himalayan arc and the Nanga Parbat antiform: *Geology*, v. 26, no. 9, p. 791-794.
- Seppehr, M., Cosgrove, J., and Moieni, M., 2006, The impact of cover rock rheology on the style of folding in the Zagros fold-thrust belt: *Tectonophysics*, v. 427, no. 1-4, p. 265-281.
- Shishikura, M., Echigo, T., and Kaneda, H., 2007, Marine reservoir correction for the Pacific coast of central Japan using ^{14}C ages of marine mollusks uplifted during historical earthquakes: *Quaternary Research*, v. 67, no. 2, p. 286-291.
- Sibson, R. H., 1990, Conditions for fault-valve behaviour: Geological Society, London, Special Publications, v. 54, no. 1, p. 15-28.
- Silver, E., and Reed, D., 1988, Backthrusting in Accretionary Wedges: *J. Geophys. Res.*, v. 93, no. B4, p. 3116-3126.
- Srinivasan, S., and Khar, B. M., 1996, Status of hydrocarbon exploration in Northwest Himalaya and foredeep- Contribution to stratigraphy and structure: *Geol. Surv. Ind. Spl. Pub.*, v. Vol. 21, p. 295-405.
- Srivastava, P., Bhakuni, S. S., Luirei, K., and Misra, D. K., 2009, Morpho-sedimentary records at the Brahmaputra River exit, NE Himalaya: climate-tectonic interplay during the Late Pleistocene-Holocene: *Journal of Quaternary Science*, v. 24, no. 2, p. 175-188.
- Srivastava, P., Brook, G. A., Marais, E., Morthekai, P., and Singhvi, A. K., 2006, Depositional environment and OSL chronology of the Homeb silt deposits, Kuiseb River, Namibia: *Quaternary Research*, v. 65, no. 3, p. 478-491.
- Srivastava, P., Tripathi, J. K., Islam, R., and Jaiswal, M. K., 2008, Fashion and phases of late Pleistocene aggradation and incision in the Alaknanda River Valley, western Himalaya, India: *Quaternary Research*, v. 70, no. 1, p. 68-80.
- Stampfli, G. M., and Borel, G. D., 2002, A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 196, no. 1-2, p. 17-33.
- Steck, A., 2003, Geology of the NW Indian Himalaya: *Eclogae Geologicae Helvetiae*, v. 96, p. 147-213.
- Stephenson, B. J., Searle, M. P., Waters, D. J., and Rex, D. C., 2001, Structure of the Main Central Thrust zone and extrusion of the High Himalayan deep crustal wedge, Kishtwar-Zaskar Himalaya: *Journal of the Geological Society*, v. 158, no. 4, p. 637-652.
- Stokes, S., 1999, Luminescence dating applications in geomorphological research: *Geomorphology*, v. 29, no. 1-2, p. 153-171.
- Stokes, S., Bailey, R. M., Fedoroff, N., and O'Marah, K. E., 2004, Optical dating of aeolian dynamism on the West African Sahelian margin: *Geomorphology*, v. 59, no. 1-4, p. 281-291.
- Stone, J. O., 2000, Air pressure and cosmogenic isotope production: *J. Geophys. Res.*, v. 105, no. B10, p. 23753-23759.
- Storti, F., and McClay, K., 1995, Influence of syntectonic sedimentation on thrust wedges in analogue models: *Geology*, v. 23, no. 11, p. 999-1002.
- Stuiver, M., Reimer, P., Bard, E., Beck, W., Burr, G., Hughen, K., Kromer, B., McCormac, G., Van der Plicht, J., and Spurk, M., 1998, IntCal98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP: *Radiocarbon*, v. 40, no. 3, p. 1014-1083.
- Talbot, C. J., and Jackson, M. P. A., 1987, Internal kinematic of salt diapirs: *AAPG Bulletin*, v. 71, p. 1068-1093.
- Talent, J. A., 1989, The case of the peripatetic fossils: *Nature*, v. 338, no. 6217, p. 613-615.
- Tapponnier, P., and Molnar, P., 1979, Active Faulting and Cenozoic Tectonics of the Th Tien Shan, Mongolia, and Baykal Regions: *J. Geophys. Res.*, v. 84, no. B7, p. 3425-3459.
- Tapponnier, P., Peltzer, G., Le Dain, A. Y., Armijo, R., and Cobbold, P., 1982, Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine: *Geology*, v. 10, no. 12, p. 611-616.
- Tapponnier, P., Zhiqin, X., Roger, F. o., Meyer, B., Arnaud, N., Wittlinger, G. r., and Jingsui, Y., 2001, Oblique Stepwise Rise and Growth of the Tibet Plateau: *Science*, v. 294, no. 5547, p. 1671-1677.

- Thakur, V. C., Jayangondaperumal, R., and Malik, M. A., 2010, Redefining Medicott-Wadia's main boundary fault from Jhelum to Yamuna: An active fault strand of the main boundary thrust in northwest Himalaya: *Tectonophysics*, v. 489, no. 1-4, p. 29-42.
- Thamban, M., Purnachandra Rao, V., and Schneider, R. R., 2002, Reconstruction of late Quaternary monsoon oscillations based on clay mineral proxies using sediment cores from the western margin of India: *Marine Geology*, v. 186, no. 3-4, p. 527-539.
- Thompson, L. G., Yao, T., Mosley-Thompson, E., Davis, M. E., Henderson, K. A., and Lin, P.-N., 2000, A High-Resolution Millennial Record of the South Asian Monsoon from Himalayan Ice Cores: *Science*, v. 289, no. 5486, p. 1916-1919.
- Treloar, P. J., and Coward, M. P., 1991, Indian Plate motion and shape: constraints on the geometry of the Himalayan orogen: *Tectonophysics*, v. 191, no. 3-4, p. 189-198.
- Treloar, P. J., Coward, M. P., Chambers, A. F., Izatt, C. N., and Jackson, K. C., 1992, Thrust geometries, interferences and rotations in the northwest Himalaya, *in* McClay, K., ed., *Thrust Tectonics*: London, Chapman and Hall, p. 325 - 342.
- Upreti, B. N., 1999, An overview of the stratigraphy and tectonics of the Nepal Himalaya: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 17, no. 5-6, p. 577-606.
- Vaid, Y. P., and Sasitharan, S., 1992, The strength and dilatancy of sand: *Canadian Geotechnical Journal*, v. 29, no. 3, p. 522-526.
- Van Der Beek, P., Robert, X., Mugnier, J.-L., Bernet, M., Huyghe, P., and Labrin, E., 2006, Late Miocene – Recent exhumation of the central Himalaya and recycling in the foreland basin assessed by apatite fission-track thermochronology of Siwalik sediments, Nepal: *Basin Research*, v. 18, no. 4, p. 413-434.
- van der Woerd, J., Klinger, Y., Sieh, K., Tapponnier, P., Ryerson, F. J., and Mériaux, A.-S., 2006, Long-term slip rate of the southern San Andreas Fault from ^{10}Be - ^{26}Al surface exposure dating of an offset alluvial fan: *J. Geophys. Res.*, v. 111, no. B4, p. B04407.
- Vannay, J.-C., and Grasemann, B., 2001, Himalayan inverted metamorphism and syn-convergence extension as a consequence of a general shear extrusion: *Geological Magazine*, v. 138, no. 3, p. 253-276.
- Vassallo, R., Ritz, J.-F., Braucher, R., and Carretier, S., 2005, Dating faulted alluvial fans with cosmogenic ^{10}Be in the Gurvan Bogd mountain range (Gobi-Altay, Mongolia): climatic and tectonic implications: *Terra Nova*, v. 17, no. 3, p. 278-285.
- Vialon, P., Ruhland, M., and Grolier, J., 1976, *Elements de tectonique analytique*: Masson, éditeur: 118 p. ISBN: 2 225 44 286 X.
- Wadia, D. N., 1928, *Geology of Punch state (Kashmir) and adjacent portions of the Northern Punjab*: Mem. Geol. Surv. Ind. LI 51 253 pp.
- , 1931, The syntaxis of northwest Himalaya and its rocks, tectonics and orogeny: *Rec. Geol. Surv. Ind. LWV (65)*, 189-220.
- Walker, J. D., 1999, Metamorphism, Melting, and Extension : Age constraints from the High Himalayan Slab of Southeast Zaskar and Northwest Lahaul: *J. Geol.*, v. 107, p. 473-495.
- Weertman, J., White, S., and Cook, A. H., 1978, Creep Laws for the Mantle of the Earth [and Discussion]: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, v. 288, no. 1350, p. 9-26.
- Weijermars, R., 1986, Finite strain of laminar flows can be visualized in SGM36-polymer: *Naturwissenschaften*, v. 73, no. 1, p. 33-34.
- Weijermars, R., Jackson, M. P. A., and Vendeville, B., 1993, Rheological and tectonic modeling of salt provinces: *Tectonophysics*, v. 217, no. 1-2, p. 143-174.
- Weijermars, R., and Schmeling, H., 1986, Scaling of Newtonian and non-Newtonian fluid dynamics without inertia for quantitative modelling of rock flow due to gravity (including the concept of rheological similarity): *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, v. 43, no. 4, p. 316-330.
- Weil, A. B., and Sussman, A. J., 2004, Classifying curved orogens based on timing relationship between structural development and vertical-axis rotation, *in* Sussman, A. J., and Weil, A.B., ed., *Orogenic curvatures : Integrating Paleomagnetic and Structural analyses*, Volume 383, Geological Society of America Special Paper, p. 1-15.
- Willett, S., Beaumont, C., and Fullsack, P., 1993, Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens: *Geology*, v. 21, no. 4, p. 371-374.

- Willett, S. D., 1992, Dynamic and kinematic growth and change of a Coulomb wedge, *in* K. McClay, e., ed., Thrust Tectonics, p. 19-31.
- Wiltschko, D. V., and Chapple, W. M., 1977, Flow of weak rocks in the Appalachian Plateau folds: American Association of Petroleum Geologist Bulletin, v. 61, p. 653–670.
- Wintle, A. G., and Huntley, D. J., 1979, Thermoluminescence dating of a deep-sea sediment core: Nature, v. 279, no. 5715, p. 710-712.
- Wobus, C., Heimsath, A., Whipple, K., and Hodges, K., 2005, Active out-of-sequence thrust faulting in the central Nepalese Himalaya: Nature, v. 434, no. 7036, p. 1008-1011.
- Wübbena, G., 1985 Software developments for geodetic positioning with GPS using TI-4100 code and carrier measurements: Proceedings of the First International Symposium on Precise Positioning with the Global Positioning System, edited by C. Goad, pp. 403 – 412, U.S. Dep. of Commer., Rockville, Md.
- Yanites, B. J., Tucker, G. E., and Anderson, R. S., 2009, Numerical and analytical models of cosmogenic radionuclide dynamics in landslide-dominated drainage basins: J. Geophys. Res., v. 114, no. F1, p. F01007.
- Yeats, R. S., and Hussain, A., 1987, Timing of structural events in the Himalayan foothills of northwestern Pakistan: Geological Society of America Bulletin, v. 99, no. 2, p. 161-176.
- Yeats, R. S., Kausar, A., and Nakata, T., 2006, Conferees Examine Deadly 2005 Kashmir Earthquake: EOS, Transaction American Geophysical Union, v. 87, no. 11, p. 115.
- Yeats, R. S., and Lawrence, R. D., 1984, Tectonics of the Himalayan thrust belt in northern Pakistan: Marine Geology and Oceanography of Arabian Sea and Coastal Pakistan, edited by B. U. Haq and J. D. Milliman, pp. 177 – 198, Van Nostrand Reinhold, New York.
- Yin, A., 2006, Cenozoic tectonic evolution of the Himalayan orogen as constrained by along-strike variation of structural geometry, exhumation history, and foreland sedimentation: Earth-Science Reviews, v. 76, no. 1-2, p. 1-131.
- Zhang, P.-Z., Shen, Z., Wang, M., Gan, W., BÃ¼rgmann, R., Molnar, P., Wang, Q., Niu, Z., Sun, J., Wu, J., Hanrong, S., and Xinzhao, Y., 2004, Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data: Geology, v. 32, no. 9, p. 809-812.
- Zhao, W. J., and Nelson, K. D., 1993, Deep Seismic-Reflection Evidence for Continental Underthrusting beneath Southern Tibet: Nature, v. 366, no. 6455, p. 557-559.

Annexe 1 : Principes et application de la modélisation analogique

1. Principe : la théorie de la similitude.

En choisissant des matériaux adaptés, en dimensionnant les modèles analogiques, en respectant les règles de similitudes telles qu'elles ont été définies par des approches physique et en y appliquant des conditions aux limites adaptées, il est possible de réaliser en laboratoire des modèles de déformation simulant la réalité.

La théorie du dimensionnement permet d'étudier les processus géologiques à l'échelle d'expériences réalisées en laboratoire. Pour cela, les modèles expérimentaux doivent respecter un certain nombre de règles dites de « similitude » (Hubbert, 1937).

Hubbert propose pour cela trois types de similitudes.

1.1. Similitudes géométriques

Cette règle impose un rapport d'échelle dans les dimensions du modèle avec l'objet étudié. Ce rapport doit être constant pour les longueurs, largeurs et épaisseurs. En simplifiant, un modèle en laboratoire serait une réduction de la réalité définie par un coefficient de réduction ou coefficient de similitude géométrique γ_L . Ce rapport est défini par une longueur caractéristique du modèle divisée par la longueur équivalente dans la réalité.

$$\gamma_L = \frac{L_{mod\ \grave{e}le}}{L_{r\acute{e}el}} \quad \text{Equation A1 - 1}$$

Cette similitude géométrique implique une **conservation des angles**. En effet, si l'on considère un angle quelconque défini dans le modèle et la nature par :

$$\alpha_{mod\ \grave{e}le} = \cos\left(\frac{L_{mod\ \grave{e}le}}{l_{mod\ \grave{e}le}}\right) \text{ et } \alpha_{r\acute{e}el} = \cos\left(\frac{L_{r\acute{e}el}}{l_{r\acute{e}el}}\right) \quad \text{Equation A1 - 2}$$

D'où

$$\gamma_L = \frac{L_{mod\ \grave{e}le}}{L_{r\acute{e}el}} = \frac{l_{mod\ \grave{e}le}}{l_{r\acute{e}el}} \Leftrightarrow L_{mod\ \grave{e}le} = \gamma_L \times L_{r\acute{e}el} \text{ et } l_{mod\ \grave{e}le} = \gamma_L \times l_{r\acute{e}el} \quad \text{Equation A1 - 3}$$

Alors

$$\alpha_{mod\ \grave{e}le} = \cos\left(\frac{\gamma_L \times L_{r\acute{e}el}}{\gamma_L \times l_{r\acute{e}el}}\right) = \alpha_{r\acute{e}el} \quad \text{Equation A1 - 4}$$

En particulier, cela signifie que le pendage des failles, les pentes topographiques (etc.) doivent être identiques entre le modèle et la nature.

1.2. Similitude cinématique

La similitude cinématique repose sur une similitude temporelle définie simplement par le rapport entre le temps dans le modèle et celui dans la nature :

$$\gamma_t = \frac{t_{modele}}{t_{r\acute{e}el}} \quad \text{Equation A1 - 5}$$

Si on couple cette définition à celle du coefficient de similitude géométrique, on définit naturellement les rapports des vitesses γ_U et accélérations γ_a entre modèle et nature. Ils sont constants et prennent la forme :

$$\gamma_U = \frac{U_{mod\ \grave{e}le}}{U_{r\acute{e}el}} = \frac{L_{Mod\ \grave{e}le} \times t_{r\acute{e}el}}{L_{r\acute{e}el} \times t_{mod\ \grave{e}le}} = \frac{\gamma_L}{\gamma_t} \quad \text{Equation A1 - 6}$$

$$\gamma_a = \frac{a_{mod\ \acute{e}le}}{a_{r\acute{e}el}} = \frac{L_{Mod\ \acute{e}le} \times t_{r\acute{e}el}^2}{t_{Mod\ \acute{e}le}^2 \times L_{r\acute{e}el}} = \frac{\gamma_L}{\gamma_t^2} \quad \text{Equation A1 - 7}$$

Le rapport des vitesses permet en particulier d'apprécier le dimensionnement des différentes vitesses géologiques qui vont nous intéresser (vitesse de convergence notamment).

1.3. Similitude dynamique ou mécanique

La similitude dynamique implique que le rapport entre les différentes forces s'appliquant sur le système (forces gravitaires F^g , inertielles F^i , visqueuses F^v , etc.) soit identique entre le modèle et l'objet naturel :

$$\gamma_F = \frac{F_{mod\ \acute{e}le}^g}{F_{r\acute{e}el}^g} = \frac{F_{mod\ \acute{e}le}^i}{F_{r\acute{e}el}^i} = \frac{F_{mod\ \acute{e}le}^v}{F_{r\acute{e}el}^v} \quad \text{Equation A1 - 8}$$

Cette similitude dynamique permet notamment de contraindre la densité et les propriétés rhéologiques des matériaux utilisés dans les modèles.

2. Objet modélisé : la croûte continentale, aspects rhéologiques

2.1. Croute continentale supérieure.

Ce comportement est décrit par le critère de Mohr-Coulomb qui relie le régime de contraintes aux propriétés frictionnelles des matériaux.

$$\tau_r = C_0 + \mu \cdot \sigma_n \quad \text{Equation A1 - 9}$$

Avec μ le coefficient de friction interne du matériau, C_0 la cohésion et σ_n la contrainte normale. Il faut noter que $\mu = \tan \varnothing$, avec \varnothing l'angle de friction interne du matériau. Donc est un nombre sans dimensions.

Ce comportement peut être représenté dans un diagramme contrainte-déformation, avec une déformation initiale réversible (régime élastique) précédant une rupture fragile (régime plastique). La rupture a lieu lorsque la contrainte appliquée dépasse la résistance frictionnelle du matériau, elle-même contrôlée par la friction interne et la cohésion (figure 3.1).

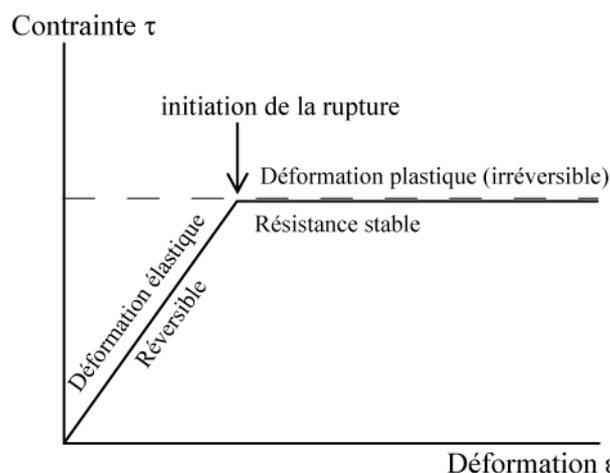


Figure 3 - 63: *diagramme contrainte / déformation* pour un matériau idéalement coulombien.

2.2. Couches de sel

Ce comportement, est communément décrit par une loi de puissance reliant le régime de contrainte aux vitesses de déformation (Carter and Tsenn, 1987; Kirby, 1985; Weertman et al., 1978) :

$$\dot{\epsilon} = \frac{\sigma_n}{\eta} \quad \text{Equation A1 - 10}$$

Et par ailleurs

$$\dot{\epsilon} = A\sigma_n e^{\frac{E_C^*}{RT}} \quad \text{Equation A1 - 11}$$

où $\dot{\epsilon}$ [T^{-1}] est le taux de déformation, σ [$M.T^{-2}.L^{-1}$] la contrainte de cisaillement visqueux, η [$M.T^{-1}.L^{-1}$] la viscosité, A une constante fonction du matériau, n une autre constante fonction des propriétés de fluage des matériaux (entre 3 et 5 pour des roches ; Wang et al., 1994), E_C^* [J/N] l'énergie d'activation du fluage, R [$8,34 J. \theta^{-1}.N^{-1}$] la constante des gaz parfaits et T [θ] la température.

Au premier ordre, on constate que la résistance du sel dépend essentiellement de la teneur en fluides et du taux de déformation, mais est peu liée à la température (Hansen and Carter, 1984).

3. Application à la modélisation.

3.1. Rhéologies cassantes

A partir de la théorie de la similitude et de la rhéologie de l'objet modélisé, nous pouvons extraire certaines règles à respecter lors de la modélisation analogique :

Grâce à l'équation de rhéologie définie pour les matériaux cassants (critère de Mohr- Coulomb : Equation 3.9), nous pouvons écrire pour le modèle et pour la croûte supérieure :

$$\tau_{mod \grave{e}le} = \mu_{mod \grave{e}le} \times \sigma_{n_{mod \grave{e}le}} + C_{0_{mod \grave{e}le}} \tau_{réel} = \mu_{réel} \times \sigma_{n_{réel}} + C_{0_{réel}} \quad \text{Equation A1 - 12}$$

Or nous avons vu que μ (coefficient de friction interne) se définit comme la tangente de l'angle de friction interne ($\mu = \tan \Phi$) du matériau. Il s'agit donc d'une constante sans dimension qui doit être conservée entre le modèle et la nature ($\mu_{Modèle} = \mu_{Réel}$).

$$\gamma_{\sigma} = \frac{\sigma_{n_{mod \grave{e}le}}}{\sigma_{n_{réel}}} = \gamma_{\tau} = \frac{\tau_{modele}}{\tau_{réel}} \quad \text{Equation A1 - 13}$$

$$\gamma_{\tau} \times \tau_{réel} = \mu \times \gamma_{\sigma} \times \sigma_{n_{réel}} + C_{0_{mod \grave{e}le}} \tau_{réel} = \mu \times \sigma_{n_{réel}} + C_{0_{réel}} \quad \text{Equation A1 - 14}$$

$$\gamma_{\sigma} = \frac{C_{0_{mod \grave{e}le}}}{C_{0_{réel}}} = \gamma_C \quad \text{Equation A1 - 15}$$

Les contraintes doivent donc être réduites de la même façon que les cohésions.

En tenant compte de l'équation 3.8, la loi de dimensionnement peut s'écrire :

$$\gamma_C = \gamma_{\rho} \times \gamma_L \quad \text{Equation A1 - 16}$$

Cette relation (équation 1.16) est la base de toutes les modélisations analogiques de la croûte supérieure (Davy and Cobbold, 1991; Horsfield, 1977; Weijermars, 1986)). Elle relie les densités, longueurs et contraintes des matériaux des modèles à leurs équivalents naturels.

Le rapport des contraintes entre les matériaux expérimentaux et naturels doit donc être directement proportionnel au rapport des densités et des longueurs caractéristiques.

3.2. Rhéologies ductiles

Grâce à l'équation de rhéologie définie pour les matériaux ductiles (loi de fluage stationnaire : Equation 3.10) et en considérant une rhéologie newtonienne (contrainte visqueuse linéairement proportionnelle à la vitesse de déformation), nous pouvons écrire les expressions suivantes des contraintes visqueuses pour le modèle et la nature:

$$\sigma_{V_{mod\ \acute{e}le}} = \eta_{mod\ \acute{e}le} \times \dot{\epsilon}_{mod\ \acute{e}le} \sigma_{v_{r\acute{e}el}} = \eta_{r\acute{e}el} \times \dot{\epsilon}_{r\acute{e}el} \quad \text{Equation A1 - 17}$$

D'après le facteur de similitude des contraintes :

$$\gamma_{\sigma_V} = \frac{\sigma_{v_{mod\ \acute{e}le}}}{\sigma_{v_{r\acute{e}el}}} \quad \text{Equation A1 - 18}$$

D'où

$$\gamma_{\sigma_V} = \frac{\eta_{mod\ \acute{e}le} \times \dot{\epsilon}_{mod\ \acute{e}le}}{\eta_{r\acute{e}el} \times \dot{\epsilon}_{r\acute{e}el}} \quad \text{Equation A1 - 19}$$

Alors

$$\gamma_{\sigma_V} = \gamma_{\eta} \times \gamma_{\dot{\epsilon}} \quad \text{Equation A1 - 20}$$

En considérant que les rapports entre contraintes visqueuses σ_V (en base de croûte) et contraintes tectoniques σ_T (raccourcissement) sont équivalents entre le modèle et la nature :

$$\gamma_{\sigma_V} = \gamma_{\sigma_T} \quad \text{Equation A1 - 21}$$

Ainsi

$$\gamma_{\sigma_T} = \gamma_{\eta} \times \gamma_{\dot{\epsilon}} \quad \text{Equation A1 - 22}$$

Les vitesses de déformation $\dot{\epsilon}$ [T^{-1}] pouvant être exprimées en termes de vitesses V [$L.T^{-1}$] et de longueurs caractéristiques L [L], on peut écrire :

$$\gamma_{\sigma_T} \times \gamma_L = \gamma_{\eta} \times \gamma_V \quad \text{Equation A1 - 23}$$

Cette expression montre que les vitesses tectoniques (raccourcissement), la viscosité, les contraintes tectoniques et les dimensions de l'objet étudié doivent être réduites proportionnellement (Weijermars et al., 1993; Weijermars and Schmeling, 1986).

Cette expression est la base de nombreuses modélisations analogiques de rhéologies ductiles en base de croûte mais aussi de magmas volcaniques (Galland et al., 2006; Galland et al., 2003).

4. Choix des matériaux modélisant la croûte supérieure

4.1. Matériaux granulaires

Les matériaux granulaires secs constituent un excellent analogue de la croûte continentale supérieure : ce sont des matériaux frictionnels au critère de rupture de Mohr-Coulomb (voir équation 3.9). Par ailleurs, leurs propriétés physiques (angle de friction interne et cohésion) autorisent une comparaison directe avec les roches en suivant les lois de dimensionnement (équation 3.16) (Hubbert, 1951). Les courbes contrainte / déformation enregistrées lors d'un effort cisailant sont similaires à celles des échantillons de roches (Lohrmann et al., 2003), en produisant des zones de cisaillement comparables aux failles naturelles (Mandl et al., 1977).

Cependant, les matériaux granulaires ne sont pas parfaits et ne présentent pas toutes les caractéristiques des roches naturelles telles que l'affaiblissement après la rupture et l'induration pré-rupture (Lohrmann et al., 2003; Schanz and Vermeer, 1996; Vaid and Sasitharan, 1992). Pour autant, ils sont les matériaux les plus utilisés en modélisation tectonique notamment (e.g. Brun et al., 1994; Cobbold and Castro, 1999; Davis et al., 1983; Malavieille, 1984; Malavieille et al., 1993), et ce en particulier grâce à leur cohérence entre propriétés frictionnelles et critère de rupture de Mohr-Coulomb ainsi que les lois de dimensionnement des modèles. Leur angle de friction interne proche de 30-35°, leur densité comprise entre 1.5 et 1.7 g.cm⁻³, et leur cohésion (10¹- 10² Pa) respectent le calcul du nombre sans dimension défini dans l'équation 3.16.

Au cours de nos expériences nous avons donc utilisé les matériaux suivants

- **Sable de fontainebleau** dont l'angle de friction interne est 30°. La granulométrie est comprise entre 75 et 212 µm et sa densité apparente est $d_s=1.350$. Il est le matériau constitutif de toutes nos expériences.
- **Microbilles de verre**, pour leur angle de friction très faible (Baby et al., 1995; Bonnet et al., 2007; Bonnet et al., 2008; Del Castello et al., 2004; Hoth et al., 2006; Hoth et al., 2007; Koyi and Vendeville, 2003; Leturmy et al., 2000; Mugnier et al., 1997), afin de réduire la friction à la base des expériences ou de créer un niveau de décollement. Leur densité est sensiblement identique à celle du sable $d_\mu \sim 1.3$.
- **Polenta** dont la granulométrie est choisie similaire à celle du sable, avec une densité nettement inférieure $d_p=0.6$.

4.2. Matériaux visqueux

Certaines roches sédimentaires telles que les argilites ou les évaporites ont un comportement visqueux à l'échelle des temps géologiques. Du fait de leur faible résistance à la déformation, elles jouent un rôle crucial dans l'évolution de la déformation de certains orogènes en agissant comme un niveau de découplage (très faible friction basale) capable de propager la déformation sur de grandes distances. Des chaînes comme le Jura (France), le Zagros (Iran) ou le Potwar (Pakistan), que nous étudierons, en sont des exemples typiques.

Pour modéliser ces couches géologiques, les matériaux utilisés doivent avoir une rhéologie dominée par le fluage. C'est pourquoi de nombreux produits visqueux, naturels ou artificiels ont été employés. Il peut s'agir de miel, d'huiles végétales, d'huiles minérales, de gommes de silicone, etc. Les propriétés physiques de ces différents matériaux se situent dans des gammes de viscosité et de densité assez restreintes définies par le dimensionnement abordé précédemment (équation 3.23).

En modélisation analogique, ces matériaux sont souvent représentés par des gommes de silicones visqueuses ou du sirop de glucose (e.g. Baby et al., 1995; Ballard et al., 1987; Barrier, 2002; Colletta et al., 1991; Leturmy et al., 2000; Martinod and Davy, 1994; Mugnier et al., 1997; Weijermars and

Schmeling, 1986). Ces matériaux possèdent une rhéologie Newtonienne aux taux de déformation des modèles et à température ambiante.

Dans le cadre de nos expériences, nous avons donc utilisé

- **Silicone bleue** de viscosité 3.10^{-4} Pa.s⁻¹ et de densité $d_s=0.94$.