Interactions Tectonique, Erosion, Sédimentation dans les avant-pays de chaînes : Modélisation analogique et étude des piémonts de l'est du Tian Shan (Asie centrale)

Fabien Graveleau

▶ **To cite this version:**

Fabien Graveleau. Interactions Tectonique, Erosion, Sédimentation dans les avant-pays de chaînes : Modélisation analogique et étude des piémonts de l'est du Tian Shan (Asie centrale). Géomorphologie. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, 2008. Français. NNT : . tel-00339145v1

HAL Id: tel-00339145

https://theses.hal.science/tel-00339145v1

Submitted on 17 Nov 2008 (v1), last revised 17 Nov 2008 (v2)

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.

UNIVERSITE MONTPELLIER II
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

T H E S E

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE MONTPELLIER II

Discipline : Structure et Evolution de la Terre et des Planètes

Ecole Doctorale : SIBAGHE (Systèmes Intégrés en Biologie, Agronomie, Géosciences, Hydrosciences, Environnement)

présentée et soutenue publiquement

par

Fabien GRAVELEAU

Le 17 octobre 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)

Composition du Jury

M. Peter Robert COBBOLD	Directeur de Recherche, CNRS – Univ. Rennes I	Rapporteur
M. Jean-Louis MUGNIER	Directeur de Recherche, CNRS – Univ. Grenoble-Chambéry	Rapporteur
M. Hervé PHILIP	Professeur, Univ. Montpellier II	Examinateur
M. Bernard DELCAILLAU	Professeur, Univ. Caen	Examinateur
M. Jacques MALAVIEILLE	Directeur de Recherche, CNRS – Univ. Montpellier II	Directeur de thèse
M. Stéphane DOMINGUEZ	Chargé de Recherche, CNRS – Univ. Montpellier II	Co-directeur de thèse
M. Jean-Emmanuel HURTREZ	Maître de Conférence, Univ. Montpellier II	Invité

Remerciements

Rédiger les remerciements d'une thèse est une étape véritablement agréable et, cela, à plusieurs égards. C'est agréable parce que c'est la fin d'une étape ! Car la thèse a beau être une belle expérience scientifique et humaine, il n'en demeure pas moins réjouissant d'en voir poindre le terme ! D'autre part, c'est agréable parce que l'occasion m'est donnée de remercier toutes les personnes qui m'ont aidé durant ces quatre années. Ces mots leur sont dédiés. Avec l'inévitable risque d'en oublier, qu'elles reçoivent toutes, dès à présent, un grand merci général !

Avant de citer chacune de ces personnes, je tiens, en suivant l'ordre chronologique, à remercier celles qui m'ont orienté sur ce chemin semé de cailloux et qui m'ont donné pour seuls outils de travail, un marteau, une boussole et une loupe… Merci à Fabrice Redois pour m'avoir montré, par une belle journée portes ouvertes de la Faculté d'Angers, comment les fossiles et cailloux que je ramassais innocemment chez mes parents pouvaient en vérité porter un tout autre message ! Il m'a lancé sur les sentiers de la Géologie avec dynamisme et enthousiasme ! Merci à Jean-Alix Barrat pour avoir eu confiance en moi durant le DEUG et pour m'avoir guidé vers Lyon. Là, j'ai beaucoup appris auprès de géologues passionnés et passionnants ! Merci donc à Pierre Thomas, Georges Mascle et tous les autres pour cet aperçu des Géosciences et cet apprentissage des outils pour les étudier ! Ensuite, merci à Bruno Reynard pour m'avoir guidé vers le soleil du Sud alors que j'étais en quête d'un stage de recherche de Master 1. Après un séjour sous le crachin britannique de Bristol, je ne demandais pas tant que de prendre la direction de Montpellier ! Le soleil du Sud ne m'a cependant pas écarté de la pluie… Bien au contraire !

A Montpellier, j'y ai été merveilleusement accueilli par toi, Stéphane, qui m'a rapidement proposé de « faire pleuvoir » sur des « tas de sable » ! Conjuguer le sable des plages de Montpellier à la pluie britannique, quelle transition réussie ! Partant de presque rien, je me souviens des premiers tests que l'on a réalisés dans la fraîcheur estivale du sous-sol… On vaporisait simplement de l'eau sur des monticules de poudre de silice et de microbilles dans une boîte en bois ! Que de chemin parcouru depuis ! Face aux premiers tests prometteurs, tu m'as proposé d'aller plus loin dans nos modèles et tu m'as présenté un sujet de Master 2 puis un sujet de thèse ! Je te remercie pour avoir eu confiance en moi et pour m'avoir proposé ce projet de recherche. Tu m'as initié à la recherche, épaulé, aidé, conseillé, réorienté, supporté… Tu as lu, relu, rerelu, ☺ mes proses afin d'améliorer et rendre plus percutant ce manuscrit et nos articles. Tu m'as emmené sur le terrain et fait découvrir la beauté du Tian Shan et de Taiwan. On a « compté les points » sur le terrain et au laboratoire en dépit d'un résultat final connu à l'avance… Pour tout cela, et les autres bons moments, merci mille fois !

Ensuite, merci à toi, Jacques, pour avoir suivi avec intérêt mes expériences et pour avoir veillé au bon déroulement de ma thèse. Tu m'as souvent demandé où j'en étais ou bien conseillé plus récemment « Maintenant, il faut boucler ! ». Et bien je crois que c'est fait !

Merci également à toi, Jean-Emmanuel, pour avoir été mon guide dans les eaux troubles de la physique des chenaux de nos modèles. Nous avons crapahuté ensemble sur les terrasses et collines du piémont nord du Tian Shan durant des journées entières… parfois sans même manger… alors que mon chef attendait « patiemment » à l'hôtel, allongé sur son lit, rongé par une rage de dent persistante ! Merci également pour cet accompagnement lors des nombreux tests d'érosion. Merci à tes enfants pour avoir si souvent pris le relais au manche du balai-serpillière.

Je tiens par ailleurs à remercier les très nombreuses personnes qui ont contribué au bon déroulement de cette thèse. Un grand merci tout d'abord aux membres du Comité de thèse qui ont su me donner des conseils constructifs lors de notre réunion et de nos échanges de courriels : merci beaucoup à Jean-Emmanuel Hurtrez, Marc Jolivet, Bertrand Meyer, Jean-Louis Mugnier et Jean-François Ritz.

Merci également aux différents chercheurs et enseignants-chercheurs de la maison ou que j'ai pu rencontrer dans les congrès et colloques pour leurs conseils, avis et questions pertinentes : Merci à Jeff, Dimitri Lague, Bertrand Maillot, Michel Séranne, …

J'en profite pour remercier Messieurs Cobbold, Mugnier, Decaillau et Philip pour avoir accepté de participer à mon jury de thèse et d'examiner ce manuscrit.

Les expériences réalisées durant cette thèse n'auraient pas pu se développer sans l'aide précieuse des techniciens et assistants ingénieurs du laboratoire. Un merci particulier va donc à Eric et Christian qui m'ont accompagné au sous-sol pendant ces quelques années et qui m'ont aidé à monter, démonter, ajuster, bricoler les nombreux dispositifs dont j'ai eu besoin. Merci également pour ces bons moments

passés ensemble autour des manips, à saupoudrer et humidifier patiemment, millimètres après millimètres, les toujours trop épaisses couches de matériaux. Les souvenirs de quarts, passés à des heures forts tardives de la nuit, rythmés par l'avance régulière du moteur pas-à-pas et le doux bruissement de la brumisation, résonneront encore longtemps dans ma tête ! Merci également à Joël pour avoir usiné des pièces toujours plus étranges mais ô combien nécessaires pour la bonne réalisation des expériences.

Le monde des matériaux granulaires est connu de tous pour les fonds de culotte usés dans les bacs à sable des cours de récré ou pour les châteaux construits sur un bord de plage. Le bac à sable ne m'a pas quitté durant cette thèse mais je n'use plus mes vêtements à présent ! Un grand merci donc à mes « camarades de bac à sable », Alfredo Taboada, Nicolàs Estrada, Saïd El Youssoufi et Farhang Radjaï, pour nos discussions autour de ces matériaux si étranges et passionnants. Leurs connaissances des propriétés à sec et humides de ces grains m'ont beaucoup aidé à mieux comprendre ce qui se passe véritablement dans les expériences. Enfin, merci à Laurent Dezileau pour avoir mis à ma disposition ses étuveuses et le granulomètre laser. Pour les tests de perméabilité, merci à Didier Loggia pour m'avoir confié son dispositif. Je n'aurais pas pu obtenir les résultats escomptés sans l'aide et les conseils complémentaires de Pierre Azais et Akram Belghoul. Merci donc à vous trois !

Par ailleurs, j'ai eu la chance de réaliser au cours de cette thèse trois missions de terrain : deux dans le Tian Shan et une à Taiwan. Merci donc aux collègues avec qui j'ai découvert ces fabuleux paysages et effectué ces relevés si importants pour ma thèse. Pour le Tian Shan, un grand merci à Yan pour son organisation efficace des missions et sa serviabilité gigantesque. Pour leur accompagnement, leur bonne humeur et les merveilleux moments passés ensemble, merci aux « accompagnateurs » : Stuart, Romain, Charles, Laurie, Audrey, Christian, Elisabeth, Marc, Mr Li, Pr Wang, Wang et Du. Merci aux chauffeurs (Ding, Gao, Li et leurs collègues) pour nous avoir conduits, sans jamais poser de questions, sur des pistes et dans des lits de rivières actifs où seuls des géologues peuvent avoir idée d'aller ! Parmi ces amis du terrain, une dédicace spéciale pour mon fidèle challenger, Julien, qui a le potentiel pour devenir un jour un boulet redoutable et redouté sur toutes les missions en Asie. Pour Taiwan, merci aux collègues et amis locaux, Chen Roufei, Chia-Yu Lu, Kuo Jen Chang, pour nous avoir guidés sur la plaine côtière et pour m'avoir enseigné la phrase non moins utile : « Ni maï tsaomé, ma ? » (Vendez-vous des fraises, svp ?). Un dernier merci à tous ces étudiants taïwanais qui m'ont guidé dans les visites de Taipei et qui m'ont fait découvrir la vie taiwanaise. Ce sera avec plaisir que l'on se retrouvera prochainement et que l'on se régalera autour de la richissime gastronomie chinoise.

Sans le personnel administratif, je n'aurai pas pu réaliser ces voyages et avancer efficacement dans la réalisation des appareillages expérimentaux. Merci donc à nos secrétaires, Céline, Nathalie, Gaëlle et Eliane pour leur aide et leur efficacité dans le traitement des différents frais de missions, achats, etc. L'administration n'a jamais été un frein à l'avancement de cette thèse. C'est grâce à vous !

Une thèse, c'est aussi des ordinateurs… inévitablement ! Je tiens donc à remercier le personnel du service informatique (Josiane, Tan puis Fabrice) pour avoir résolu les petits tracas de mon ordinateur. Un merci particulier s'adresse à Michel, incollable sur les commandes GMT et la programmation. Merci pour m'avoir patiemment expliqué le fonctionnement de la corrélation d'images et le principe de l'interférométrie laser. Cela m'a permis de lever le voile sur le fonctionnement de ces deux « boîtes noires » fondamentales pour l'exploitation des expériences.

Un dernier merci à Sylvie pour son aide dans la recherche bibliographique. Elle a su récupérer tous les articles demandés et n'a jamais rien dit lorsque j'envoyais de longues listes de papiers à commander... souvent plusieurs fois par jour ! Merci également à Anne pour ses conseils graphiques et notamment la très belle figure du dispositif. Merci beaucoup pour votre aide !

Le monitorat, les Ateliers de la Physique puis l'ATER m'ont apporté une inestimable expérience d'enseignement et m'ont confronté au plaisir de transmettre des connaissances. Merci donc à toute l'équipe enseignante du DESTEM (Stéphanie, Laurent, Benoît, Suzanne, Jean-Yves, Christine, Yann, Henri, Maurice, Hervé, Michel et j'en oublie) pour son soutien, ses conseils et les sorties géologiques dans le Languedoc. Merci également à l'ex-équipe de « Géospace Hérault » (en particulier Danny Mendre) pour son dynamisme autour des ateliers granulaires.

La vie à Montpellier n'aurait pas été aussi agréable sans tous ces thésards, ATER, ingénieurs du laboratoire (et autres !) avec qui j'ai partagé de très bons moments. Merci à Anne-Elisabeth, Arnaud, Aude, Bruno, Carole, Catherine, Cédric, Eric, Erwan, Felipe, Florence, Fred, Ingrid, Karen, Lara, Linda, Lydéric, Magali, Marion, Mathieu, M'Hamed, Mike D., Mike K., Mitch, Nico, Nicolàs, Pierre, Rémi, Seb, Titou, Thomas J., Thomas T., Vahan, Véro, Vincent, Yaghoub, Yasmine, et j'en oublie

certainement… Un merci particulier va bien évidemment à Riccardo, co-locataire et voisin de bureau avec qui j'ai passé d'inoubliables moments à discuter science, foot et autres (…) autour d'une casserole de pasta frémissante ! Si la culture du basilic n'est pas mon fort, les arts ménagers ne sont pas plus les tiens ! ☺ J'adresse également un merci spécifique à mes compagnons de bureau : tout d'abord Loïc qui m'a tout appris sur Illustrator ; ensuite, Flo et Chichi qui ne m'ont connu qu'en période d'écriture. Ce sera votre tour bientôt ! Enfin, merci à mes co-bureaux iraniens, Hamid puis Shahryar, avec qui j'ai beaucoup aimé parler de nos cultures respectives, échanger notre vocabulaire de base et déguster les douceurs de nos pays. Merci Shahryar pour m'avoir régulièrement alimenté ces derniers mois. D'ici quelques mois, il te faudra trouver un autre standardiste téléphonique !

Merci également aux amis saumurois, STU d'Angers et Magistériens de Lyon, éparpillés aux quatre coins de la France (et du monde…), pour leurs encouragements.

Je termine en remerciant sincèrement ma famille pour son soutien, son intérêt durant mes études et en particulier durant la thèse. Vous avez toujours été présents pour me donner un coup de main et me remonter le moral dans les périodes creuses. Merci d'avoir pris en charge l'organisation du pot de thèse et d'y avoir descendu les meilleurs produits de l'Anjou. Enfin, je ne saurai comment remercier celle qui n'a jamais cessé de croire en moi ; qui m'a solidairement accompagné dans ces réveils matinaux ; qui m'a substitué dans le pénible travail de compilation bibliographique de la fin de thèse ; qui m'a accompagné durant les week-ends à la réalisation de longs et fastidieux tests … et j'en oublie. Pour tout cela, je te remercie et t'embrasse autant de fois que j'ai saupoudré de grains de sable sur mes modèles …

A tous ceux qui se sont toujours demandé à quoi diable servait de faire « pleuvoir » sur un « château de sable » !

Bonne lecture !

Je dédie cette thèse à mon grand-père paternel qui, outre son intérêt permanent pour mes études, a toujours gardé les yeux tournés vers le sol en quête de fossiles gisant dans les faluns…

Collaboration France – Chine lors de la mission Tian Shan 2006.
Arrière plan : Terrasse perchée du défilé de la rivière Jingou (piémont nord).
Debouts ; Chauffeur 1, Li, Gao, Mr Li, Yan, Romain, Julien, Christian, Elisabeth, Laurie, Marc
Accroupis : Chu, Du, Wang, Pr Wang, Fabien, Charles, Jean-Emmanuel, Audrey

TABLE DES MATIERES

REMERCIEMENTS **3**

TABLE DES MATIERES **7**

INTRODUCTION GENERALE **11**

I. DYNAMIQUE DES PIEMONTS DE CHAINE : ETAT DE L'ART **19**

A. PRISMES OROGENIQUES & PIEMONTS 19
1. Théories sur l'orogenèse *21*
a) Aperçu historique des modèles anciens 21
b) La tectonique des plaques 23
2. Le piémont *25*
a) Définition 25
b) Intérêt scientifique 27
3. Mécanique des prismes orogéniques *29*
a) Modèles anciens 29
b) Modèle du prisme critique de Coulomb 30
c) Une alternative : le modèle du « travail minimum » 41
B. INTERACTIONS TECTONIQUE-EROSION-SEDIMENTATION 42
1. Les Processus en jeu *42*
a) Déformation crustale 42
b) Erosion – transport – sédimentation 45
2. Les marqueurs des interactions Tectonique-Erosion-Sédimentation *63*
a) Marqueurs morphotectoniques 63
b) Marqueurs stratigraphiques 75
3. Quantification des interactions Tectoniques-Erosion-Sédimentation *77*
a) Mesures morphométriques 77
b) Géochronologie 78
4. Couplages Tectonique-Erosion-Sédimentation-Climat *80*
a) Influence de la Tectonique sur le Climat, l'Erosion, la Sédimentation 80
b) Influence de l'Erosion sur la Tectonique, la Sédimentation, le Climat 90
c) Influence de la Sédimentation sur la Tectonique, l'Erosion, le Climat 96
d) Influence du Climat sur l'Erosion, la Sédimentation, la Tectonique 97
e) Synthèse des Interactions Tectonique-Erosion-Sédimentation-Climat à l'échelle d'une chaîne de montagnes et d'un piémont. 99
C. CONCLUSION, PROBLEMATIQUE ET OBJECTIFS DE CETTE ETUDE 100

II. LA CHAINE DU TIAN-SHAN : UN EXEMPLE D'ETUDE DES INTERACTIONS TECTONIQUE-EROSION-SEDIMENTATION **103**

A. LA CHAINE DU TIAN SHAN 103
1. Géographie, topographie et hydrographie *103*
2. Climats récents et passés *108*
3. Géologie *109*
4. Géodynamique *110*
a) Schéma structural 111
b) Contexte sismotectonique et cinématique actuel 111
c) Structure lithosphérique 113
d) Histoire géodynamique 114
B. LES PIEMONTS 119
1. Piémont nord *119*
a) Géographie & Hydrographie 119
b) Lithologie 121
c) Structures tectoniques 122
d) Géomorphologie 126
2. Piémont sud *128*
a) Géographie & hydrographie 128
b) Lithologie 128
c) Structures tectoniques 132
d) Géomorphologie 132
3. Comparaison morphologique des piémonts *134*
a) Méthodologie 134

b) Tableau synthétique des paramètres morphométriques 136
c) Analyse géographique des paramètres morphométriques 137
d) Analyse croisée des paramètres morphométriques 146
4. Discussion 153
C. PROBLEMATIQUE DE TERRAIN 154

III. DISPOSITIFS EXPERIMENTAUX 157

A. SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE 157
1. Modélisation des processus tectoniques (sans érosion – sédimentation) 157
a) Historique des premiers dispositifs expérimentaux 157
b) Dispositifs récents 158
2. Modélisation des processus morphologiques (sans tectonique) 172
a) Dispositifs de type « canal » (flume experiments) 174
b) Dispositifs de type « boîte à érosion » (erosion box) 180
3. Modélisation des interactions Tectonique-Erosion-Sédimentation 190
a) Les processus de surface en modélisation tectonique 190
b) Les processus tectoniques en géomorphologie expérimentale 196
4. Quantification et analyse des expériences 212
a) Mesures topographiques 212
b) Mesures cinématiques 212
B. APPAREILLAGES ET TECHNIQUES DEVELOPPES POUR CETTE ETUDE 215
1. Objectifs 215
2. Table de déformation 216
3. Système d'érosion 218
4. Acquisition de données 218
a) Données morphologiques (Photographie numérique) 218
b) Mesures topographiques (Interférométrie laser) 220
c) Données cinématiques (Corrélation d'images) 226
d) Coupes au stade final 233
C. CONCLUSION 234

IV. MATERIAUX EXPERIMENTAUX 239

A. SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE 239
1. Rhéologie de la croûte continentale 239
a) Croûte supérieure 239
b) Croûte inférieure 240
2. Théorie de la similitude et du changement d'échelle 241
a) Théorie de la similitude 241
b) Application aux déformations tectoniques et rhéologies crustales 242
c) Application aux processus de surface 245
3. Matériaux expérimentaux 248
a) Matériaux des expériences de déformation 248
b) Matériaux des expériences d'érosion – transport 257
B. PROPRIETES PHYSIQUES IMPORTANTES POUR CETTE ETUDE 258
1. Une question d'échelle 258
2. Critères de déformation 259
3. Critères d'érosion & transport 259
a) Propriétés du matériau 260
b) Propriétés du fluide 262
c) Mécanismes d'érosion & Morphologie 263
4. Critères de sédimentation 264
5. Critères expérimentaux 264
C. LES MATERIAUX DE CETTE ETUDE 265
1. Propriétés physiques des matériaux utilisés 265
a) Morphologie des grains 265
b) Granulométrie 267
c) Masses volumiques 269
d) Porosité 277
e) Teneur en eau à saturation 281
f) Perméabilité 282
g) Propriétés frictionnelles 288
h) Propriétés d'érosion 289
i) Tableau synthétique général 289
2. Matériaux granulaires sélectionnés 291
a) Matériau pour la croûte moyenne 291

b) Matériau pour la croûte supérieure 292
Article : « A new analogue material for modeling interactions between tectonics and surface processes »..... 292
D. VALIDATION DU MATERIAU ET DE LA METHODOLOGIE 325
Article : « Analogue modelling of interactions between tectonics, erosion and sedimentation in foreland thrust belts » 325
E. CONCLUSION 336

V. EVOLUTION MORPHOLOGIQUE D'UN PIEMONT EXPERIMENTAL 341

A. INTERACTIONS TECTONIQUE, EROSION, SEDIMENTATION DANS LES PIEMONTS 341
1. Evolution morphotectonique d'un piémont de chaîne de montagnes expérimental 341
2. Interactions entre le réseau de drainage et la tectonique 352
a) Influence de l'érosion et de la sédimentation sur la géométrie des ruptures de surface 352
b) Influence de la tectonique sur la croissance des bassins versants et le réseau hydrographique 353
c) Influence des processus de surface sur la structure des prismes 355
B. EVOLUTION DES MARQUEURS MORPHOSTRUCTURAUX 360
1. Cônes alluviaux 360
a) Formation et croissance 360
b) Enregistrement de la déformation 371
2. Terrasses 378
a) Formation et évolution 378
b) Séquence de formation 391
c) Enregistrement de la déformation 396
C. CONCLUSION 425

VI. SYNTHESE – CONCLUSION - PERSPECTIVES 429

A. COMMENT MODELISER L'EVOLUTION MORPHOLOGIQUE ET STRUCTURALE D'UN PIEMONT DE CHAINE ? 429
1. Problème méthodologique et enjeux de cette étude 429
2. Méthodologie développée 431
a) Dispositif expérimental 431
b) Matériaux expérimentaux 431
3. Dimensionnement 433
4. Avantages et limites de la méthodologie 436
a) Avantages 437
b) Limites 437
B. COMMENT EVOLUE LA MORPHOLOGIE D'UN PIEMONT EN REPONSE AUX INTERACTIONS ENTRE LA TECTONIQUE, L'EROSION ET LA SEDIMENTATION ? 438
C. COMMENT LES MARQUEURS MORPHOTECTONIQUES D'UN PIEMONT SE FORMENT, EVOLUENT ET ENREGISTRENT-ILS LA DEFORMATION ? 439
1. Cônes alluviaux 440
2. Terrasses 441
D. PERSPECTIVES 442

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES 445

RESUME 487

INTRODUCTION GENERALE

Thématique

« Les montagnes ne sont pas immobiles. Elles naissent, vivent et meurent. Elles bougent sous nos yeux ; mais leur mouvement est imperceptible à l'échelle humaine » (Mattauer, 1999). Par cette phrase, l'auteur montre qu'une chaîne de montagnes est un objet dynamique. Cette dynamique résulte des interactions entre deux processus majeurs de la Géologie : la tectonique qui génère les reliefs et l'érosion qui les détruit. Le climat et la sédimentation sont également des processus très importants car ils se situent en « amont » et en « aval » de l'érosion. Le climat contrôle la vigueur de l'érosion tandis que la sédimentation redistribue et préserve les produits de l'érosion.

Pour représenter schématiquement cette dynamique, on peut construire un diagramme organisé autour de ces quatre processus majeurs (fig.1). Les flèches indiquent comment (par quel mécanisme) un processus est capable d'en influencer un autre. Certaines flèches sont compensées par des mécanismes agissant en sens inverse. Cela définit des « boucles » d'« actions » et de « rétroactions » qui peuvent être positives (si le mécanisme amplifie le processus qu'il affecte) ou bien négatives (s'il le réduit).

Par exemple, ce diagramme indique que la tectonique a pour effet principal de générer des reliefs (flèche 1 ; fig.1). Les forces tectoniques (raccourcissement aux limites des plaques) induisent une déformation (failles, plis) de la croûte terrestre qui soulève sa surface et crée des topographies. Ces couplages influencent l'intensité des processus d'érosion de manière soit directe (flèche 2) soit indirecte (via le Climat ; flèches 3 & 4). Dans le premier cas, les reliefs d'origine tectonique amplifient les processus d'érosion en augmentant les pentes topographiques des versants (action positive). Cela accroît la fréquence des mouvements de masse (glissements de terrain, effondrements, etc) et le pouvoir d'érosion des cours d'eaux (torrents de montagnes, coulées de débris, etc.). Dans le second cas, les reliefs influencent la circulation des courants atmosphériques, la répartition des précipitations et donc l'intensité de l'érosion. Pour illustrer ce mécanisme, on peut citer l'exemple des Pyrénées où le climat du flanc sud (provinces du nord de l'Espagne) est beaucoup plus sec que celui du flanc nord (départements du sud de la France). Cette différence est liée aux reliefs des Pyrénées qui perturbent les circulations atmosphériques et en particulier les vents chargés d'humidité provenant de l'Océan Atlantique (vents d'orientation moyenne NW-SE). Leur ascension forcée contre le flanc nord favorise la condensation et accentue les précipitations. Au contraire, le flanc sud est « abrité » et reçoit des précipitations moins élevées.

Ces amplifications des processus d'érosion produisent d'importants volumes de sédiments qui se déposent au pied des reliefs ou dans les océans (flèche 5). En retour, cette sédimentation peut limiter l'érosion car elle protège d'une part le substrat rocheux des agents d'érosion (action négative ; flèche 6). D'autre part, elle élève la hauteur du niveau de base (limite entre les segments en érosion et en sédimentation dans les cours d'eau) et modifie de ce fait la dynamique des rivières.

Les processus d'érosion et de sédimentation ont pour effet principal de retirer de la masse rocheuse des reliefs et de stocker du matériel hors de la chaîne. Ces modifications de l'équilibre des masses sur ou en périphérie de la chaîne ont une conséquence sur son évolution et en particulier sur l'activité des failles (flèches 7 & 8). Enfin, à l'échelle planétaire, la sédimentation de matières riches en carbone (débris végétaux, carbonates) peut modifier le cycle du carbone mondial et affecter les climats de la Terre (flèche 9).

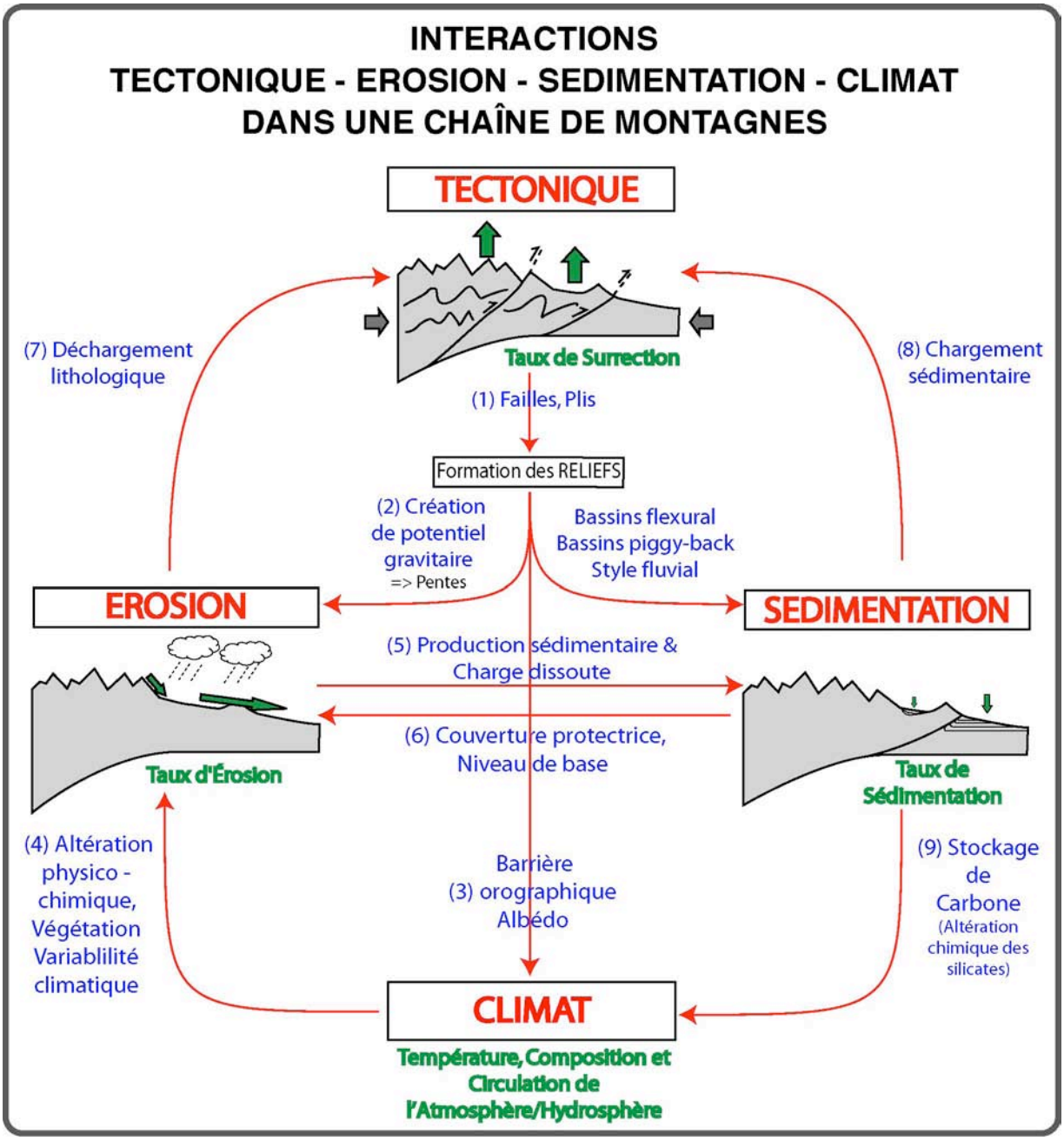


Figure Introduction : Schéma des couplages entre Tectonique-Erosion-Sédimentation-Climat dans les chaînes de montagnes (les différentes boucles d'action et rétroaction sont détaillées au chapitre I.B).

Intérêt scientifique et sociétal

Etudier les interactions entre la tectonique, l'érosion et la sédimentation dans les chaînes de montagnes (ultérieurement mentionnées sous l'abréviation « interactions TES ») a un intérêt aussi bien scientifique que sociétal. D'un point de vue scientifique, comprendre les couplages entre ces différents processus participe à améliorer notre vision de la dynamique des chaînes de montagnes et donc de la dynamique de notre planète. Comment fonctionne-t-elle ? Quelle est son histoire passée ? Quels sont les mécanismes et facteurs contrôlant son évolution ? Cette dernière question fait bien évidemment le lien avec les questions actuelles de notre société qui s'interroge sur l'évolution à court et moyen terme du climat de notre planète et de sa surface.

Pour mieux comprendre l'actuel, il faut avant tout analyser le passé pour lequel nous disposons d'indices inscrits dans les roches et les paysages.

Par ailleurs, nous ignorons beaucoup de choses de l'évolution des paysages à la surface de la Terre. Quels paramètres contrôlent leur formation et leur évolution ? Quels messages du passé nous apportent-ils ? Comment à partir de leurs formes peut-on étudier les forces tectoniques qui les ont créés ? A nouveau, ces questions scientifiques rejoignent un problème crucial de notre société : quelles sont les failles susceptibles de produire des séismes de forte magnitude dans un futur proche ? L'identification de ces failles est fondamentale pour les populations vivant au pied des chaînes de montagnes car elles souhaitent connaître les risques qu'elles encourent à vivre dans leur ville. En cherchant à comprendre la dynamique des reliefs, il est nécessaire de caractériser les failles actives qui en sont à l'origine. Pour cela, il est essentiel d'analyser leur « cinématique » (vitesse et orientation du glissement), leur géométrie et leur évolution à long terme. Comprendre le risque associé à une faille active impose donc inévitablement d'apprécier les couplages entre les forces tectoniques (à long terme) et la sismicité (mesurable à court terme). En cela, la « géomorphologie » (l'étude des formes de la Terre) fournit un outil indispensable pour comprendre comment les paysages gardent des indices de l'activité passée des failles.

Problématique & Objectif de la Thèse

Le **piémont d'une chaîne de montagnes**, région située par définition au « pied » des « monts » (ie, à leurs bordures), est un secteur-clef pour étudier les interactions TES et la dynamique des reliefs. On peut y analyser des paysages (des « morphologies ») en cours de formation et d'évolution. Les processus qui les contrôlent, les processus « morphogénétiques » (littéralement qui « génèrent des formes »), y sont très actifs. Pour preuve, on observe une importante activité sismique dans les piémonts qui témoigne de leur déformation active (tectonique). Il y a également les rivières qui s'écoulent des reliefs et qui transportent les particules arrachées sur les hauteurs (érosion). Enfin, le piémont réceptionne une grande partie des volumes sédimentaires produits par l'érosion et les conserve dans des bassins (sédimentation).

Dans les piémonts, l'étude des interactions TES repose en partie sur l'analyse d'éléments du paysage (escarpements de faille, terrasses, cônes sédimentaires). En outre, elle se base sur l'observation et le déchiffrage des strates préservées dans les bassins sédimentaires. L'ensemble de ces données constitue des « marqueurs » (respectivement « morphologiques » et « stratigraphiques ») qui témoignent de l'histoire de la chaîne de montagnes. Ils ont enregistré dans leur forme, leur nature, leurs dimensions (etc.) des informations cruciales permettant de reconstruire le fonctionnement et l'évolution de la chaîne. Ces informations sont souvent difficiles à déchiffrer car l'observation de terrain ne représente qu'un instantané dans la longue histoire d'évolution de la chaîne de montagnes. Il s'agit d'un cliché du stade actuel dont l'évolution passée est souvent inconnue. Aussi, les données de terrain demeurent souvent limitées pour décrire comment les marqueurs abordés précédemment se forment et par quels paramètres leur évolution est régie.

L'objectif de ce travail est de documenter comment se forment et évoluent les marqueurs morphotectoniques des piémonts et de comprendre comment ils enregistrent l'histoire tectonique et climatique de la chaîne. Pour cela, j'ai décidé de développer une nouvelle approche expérimentale basée sur la modélisation simultanée des processus de déformation orogénique (plis, failles) **et des processus d'érosion-transport-sédimentation** (incision fluviale, glissement de versants). Cela a nécessité la conception et la mise en oeuvre d'un nouveau dispositif expérimental (table de déformation, système d'érosion, banc de mesure) et le développement d'un matériau analogique spécifique. J'ai étudié les piémonts de la chaîne du Tian-Shan (NW-Chine) afin de confronter les résultats des modèles aux données de terrain.

Organisation du manuscrit

Ce manuscrit comporte cinq parties :

Dans la première partie, je présente un état de l'art bibliographique sur la dynamique des chaînes de montagnes et des piémonts en particulier. Je me focalise sur les interactions entre les processus de déformation tectonique et les processus de surface. Je détaille successivement les théories sur la mécanique des chaînes de montagnes, les processus de déformation et d'érosion-transport, les marqueurs morphostructuraux et stratigraphiques que ces processus engendrent et enfin les différents mécanismes de couplage TES au niveau d'une chaîne et d'un piémont. Je termine ce chapitre en exposant les problèmes de terrain que cela soulève et justifie ainsi la nouvelle méthodologie que j'ai développée. Cette synthèse bibliographique permet également de cerner les paramètres de premier ordre qu'il convient de considérer pour modéliser l'évolution morphologique d'un piémont.

Dans une seconde partie, je présente la chaîne de montagnes qui a fourni les exemples de terrain d'interactions TES. Il s'agit de la chaîne du Tian Shan, vaste massif topographique localisé au nord-ouest de la Chine, à la frontière avec le Kirghizstan et le Kazakhstan. Cette chaîne de montagnes a été choisie parce qu'elle représente un très bel exemple naturel où les interactions TES dans le piémont sont nombreuses et bien préservées dans l'enregistrement géologique. Dans ce chapitre, je présente d'une part une synthèse des principales données géologiques et géophysiques dont on dispose actuellement sur cette chaîne. D'autre part, je m'intéresse à ses deux piémonts orientaux que je décris et compare d'un point de vue morphométrique. Différentes relations sont mises en évidence entre les dimensions des cônes alluviaux et des bassins versants.

Dans la troisième partie, je présente les dispositifs expérimentaux destinés à étudier la dynamique des piémonts de chaîne. Pour cela, je commence par une synthèse bibliographique des différentes approches existantes en distinguant d'une part les dispositifs de type « sandbox » qui mettent l'accent sur les processus tectoniques et les dispositifs de type « canal » et « erosion box » d'autre part, qui privilégient les processus morphologiques. Je rappelle pour chacun de ces dispositifs les principaux résultats qu'ils ont apportés à la compréhension de la dynamique des reliefs. Je termine en présentant le dispositif développé durant cette thèse. Il couple les deux approches précédentes et il est complété par un système de mesure inédit permettant de quantifier la déformation des modèles. La topographie est mesurée grâce à un système d'interférométrie laser. La déformation horizontale de la surface des modèles est mesurée grâce à une technique de corrélation d'images.

Dans le quatrième chapitre, je présente les matériaux expérimentaux utilisés pour la modélisation expérimentale des interactions TES. Je débute par une synthèse bibliographique sur le « dimensionnement » des modèles (i.e., leur représentativité vis-à-vis de la nature) et expose brièvement les différents matériaux utilisés dans les précédents travaux. Ensuite, je décris les paramètres et critères physiques qui ont guidé la recherche d'un matériau adapté au dispositif de cette thèse. Il s'agit d'un matériau capable de se déformer et de s'éroder simultanément. Puis je présente les différentes poudres et matériaux granulaires testés durant la thèse et les résultats des mesures de leurs propriétés physiques (granulométrie, densité, porosité, perméabilité). Je termine enfin en décrivant le matériau composite retenu pour réaliser les expériences. Il s'agit d'un mélange « quaternaire » (i.e., à quatre composants) dont les propriétés de déformation et d'érosion-transport répondent, au premier ordre, aux critères physiques définis précédemment. Ses qualités de modélisation sont illustrées au moyen d'une comparaison morphologique entre plusieurs marqueurs des modèles et de la nature.

Dans une cinquième partie, j'expose les principaux résultats expérimentaux obtenus durant cette thèse. Ces résultats sont confrontés aux mesures de terrain recueillies dans le piémont nord du Tian Shan. Dans une première section, je décris le déroulement d'une expérience typique de formation et d'évolution d'un piémont expérimental afin d'illustrer l'importante dynamique

morphologique d'un piémont et notamment la rapidité d'évolution de ses différents marqueurs (rivières, bassins versants, cônes alluviaux, terrasses, etc.). Dans une seconde section, je me focalise sur la formation, l'évolution et l'enregistrement de la déformation de deux types de marqueurs morphotectoniques : les cônes alluviaux et les terrasses. Je décris leur évolution morphologique et morphométrique et analyse leur sensibilité à la déformation du piémont. A cette occasion, je présente et analyse les mesures de terrain que j'ai recueillies sur des terrasses déformées du piémont nord du Tian Shan.

Enfin, dans un sixième et dernier chapitre, je discute les éléments de réponse apportés par ce travail de thèse à la problématique posée initialement. Je présente les avantages et les limites de cette nouvelle approche de modélisation et je termine en énonçant quelques perspectives que ce travail ouvre pour la compréhension des interactions TES dans les chaînes de montagnes.

Déroulement de la Thèse

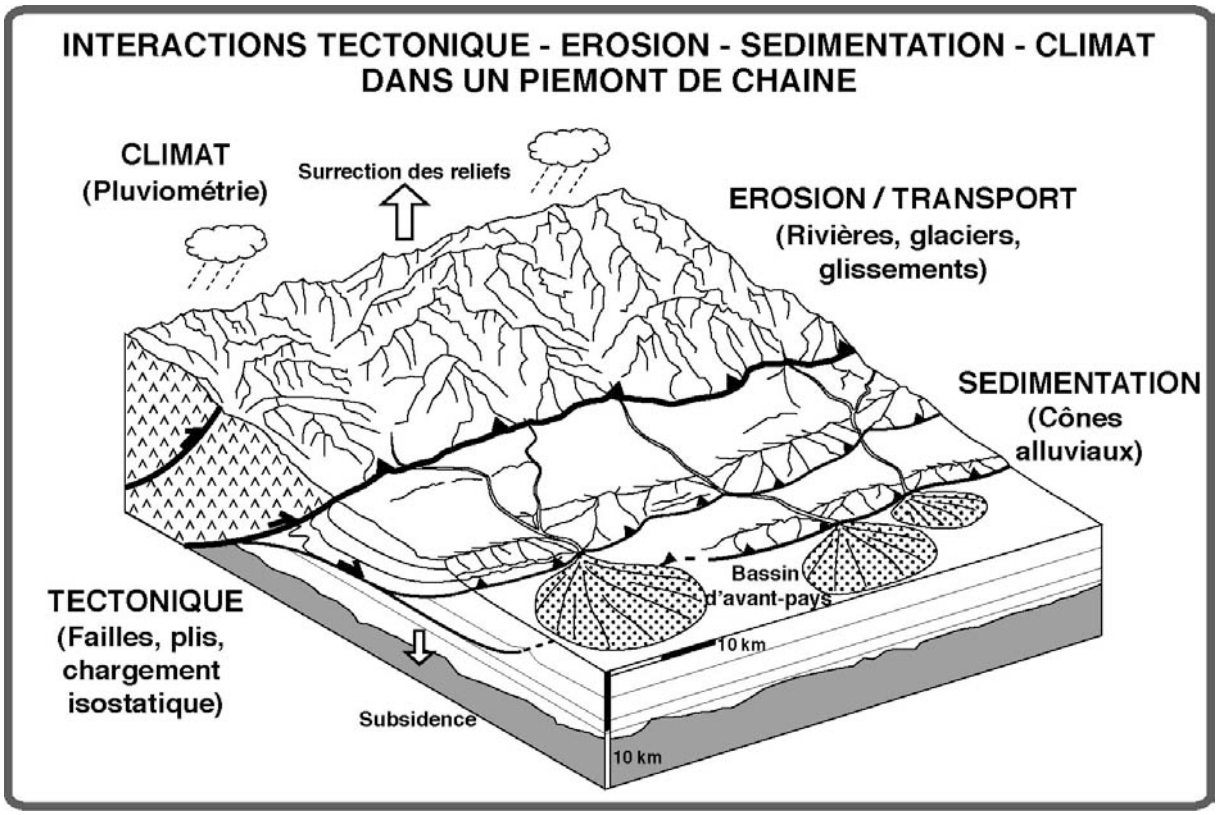
Ce travail de thèse s'inscrit dans un programme de recherche initié il y a 5 ans visant à coupler une déformation tectonique et des processus de surface réalistes pour analyser la dynamique des reliefs d'une chaîne de montagnes. Tout d'abord initié dans le cadre d'un stage de recherche de Master 1 (2003) puis de Master 2 (2004), ce projet a été financé par une allocation de recherche du Ministère de la Recherche et de la Technologie et par plusieurs programmes de recherche nationaux développés par l'Institut National des Sciences de l'Univers du CNRS (programmes Relief 2005, Eclipse). Lors de ce travail de thèse, trois missions de terrain ont été effectuées (de 2 à 3 semaines dans le Tian Shan et à Taiwan) afin d'observer et de mesurer directement les objets à modéliser. Initialement, ce sujet de thèse comprenait une comparaison des deux orogènes du Tian Shan et de Taiwan, mais il a été recentré sur la première chaîne en raison des contraintes de temps imposées par le développement de la nouvelle méthode de modélisation et le traitement des données des deux terrains. Ces missions ont été réalisées dans le cadre de programmes de collaboration internationale entre diverses Universités ou Instituts français (Université d'Orléans, Institut de Physique du Globe de Paris) et des composantes étrangères (Chinese Academy of Sciences, Beijing, Chine ; Academia Sinica, Taiwan ; National Taiwan University ; California Institue of Technology, Etats Unis). Durant ces 3 années de financement de l'allocation de recherche, j'ai disposé d'un poste de Moniteur d'enseignement. Enfin, j'ai bénéficié d'un financement d'une année dans le cadre d'un poste de demi ATER délivré par l'Université de Montpellier II. Ce supplément a été justifié par le temps qu'a nécessité le développement de la nouvelle méthodologie (construction du dispositif, recherche du matériau), sa validation et la confrontation des résultats expérimentaux aux données de terrain.

Avant-propos :

J'ai distingué deux niveaux de lecture dans ce manuscrit. Ainsi, les passages encadrés et écrits sur un fond grisé constituent un second niveau de lecture qui se destine aux spécialistes. Ces passages n'en sont pas moins importants pour la compréhension du cadre scientifique de ce travail, mais ils peuvent faire l'objet d'impasses par un public moins avertis sans risquer de manquer le cœur de cette thèse.

Chapitre I

Dynamique des Piémonts de Chaîne de Montagnes : Etat de l'art



I. DYNAMIQUE DES PIEMONTS DE CHAINE : ETAT DE L'ART 19

A. PRISMES OROGENIQUES & PIEMONTS 19
1. Théories sur l'orogenèse 21
a) Aperçu historique des modèles anciens 21
b) La tectonique des plaques 23
2. Le piémont 25
a) Définition 25
b) Intérêt scientifique 27
3. Mécanique des prismes orogéniques 29
a) Modèles anciens 29
b) Modèle du prisme critique de Coulomb 30
c) Une alternative : le modèle du « travail minimum » 41
B. INTERACTIONS TECTONIQUE-EROSION-SEDIMENTATION 42
1. Les Processus en jeu 42
a) Déformation crustale 42
b) Erosion – transport – sédimentation 45
2. Les marqueurs des interactions Tectonique-Erosion-Sédimentation 63
a) Marqueurs morphotectoniques 63
b) Marqueurs stratigraphiques 75
3. Quantification des interactions Tectoniques-Erosion-Sédimentation 77
a) Mesures morphométriques 77
b) Géochronologie 78
4. Couplages Tectonique-Erosion-Sédimentation-Climat 80
a) Influence de la Tectonique sur le Climat, l'Erosion, la Sédimentation 80
b) Influence de l'Erosion sur la Tectonique, la Sédimentation, le Climat 90
c) Influence de la Sédimentation sur la Tectonique, l'Erosion, le Climat 96
d) Influence du Climat sur l'Erosion, la Sédimentation, la Tectonique 97
e) Synthèse des Interactions Tectonique-Erosion-Sédimentation-Climat à l'échelle d'une chaîne de montagnes et d'un piémont. 99
C. CONCLUSION, PROBLEMATIQUE ET OBJECTIFS DE CETTE ETUDE 100

Dans ce premier chapitre, j'effectue une revue bibliographique des travaux concernant la dynamique des orogènes et des piémonts en me focalisant sur les interactions entre la tectonique, l'érosion et la sédimentation (TES). Après une brève présentation générale sur les chaînes de montagnes et leur formation, je décris l'objet de ce travail (le piémont) en exposant les raisons ayant motivé ce choix. Ensuite, j'analyse plus spécifiquement les interactions TES dans les piémonts de chaînes. Pour cela, j'expose dans un premier temps les principaux mécanismes de déformation et d'érosion-transport qui contribuent à leur évolution. Ensuite, je décris les morphologies que ces différents mécanismes génèrent au cours de leurs interactions (marqueurs morphotectoniques et stratigraphiques) et récapitule brièvement les méthodes qui permettent de les étudier et de les mesurer sur le terrain. Puis, je dresse un portrait des différentes interactions TES et climat en prenant chacun des processus et en détaillant comment il influence les autres. Enfin, je conclue en exposant comment ces interactions sont étudiées sur le terrain et en présentant les informations précieuses qu'elles livrent pour comprendre l'histoire des chaînes de montagnes. Cela nous conduira aux problèmes rencontrés actuellement sur le terrain et justifiera la nouvelle méthodologie expérimentale développée durant ce travail de thèse.

I. DYNAMIQUE DES PIEMONTS DE CHAINE : ETAT DE L'ART

A. Prismes orogéniques & Piémonts

L'expression « prisme orogénique » (du grec *oros*, montagne et *gennan*, engendrer) est couramment employée en tectonique pour faire référence à une chaîne de montagnes. Elle désigne des portions déformées, comprimées et soulevées de la croûte continentale qui forment des reliefs de plusieurs kilomètres d'altitude.

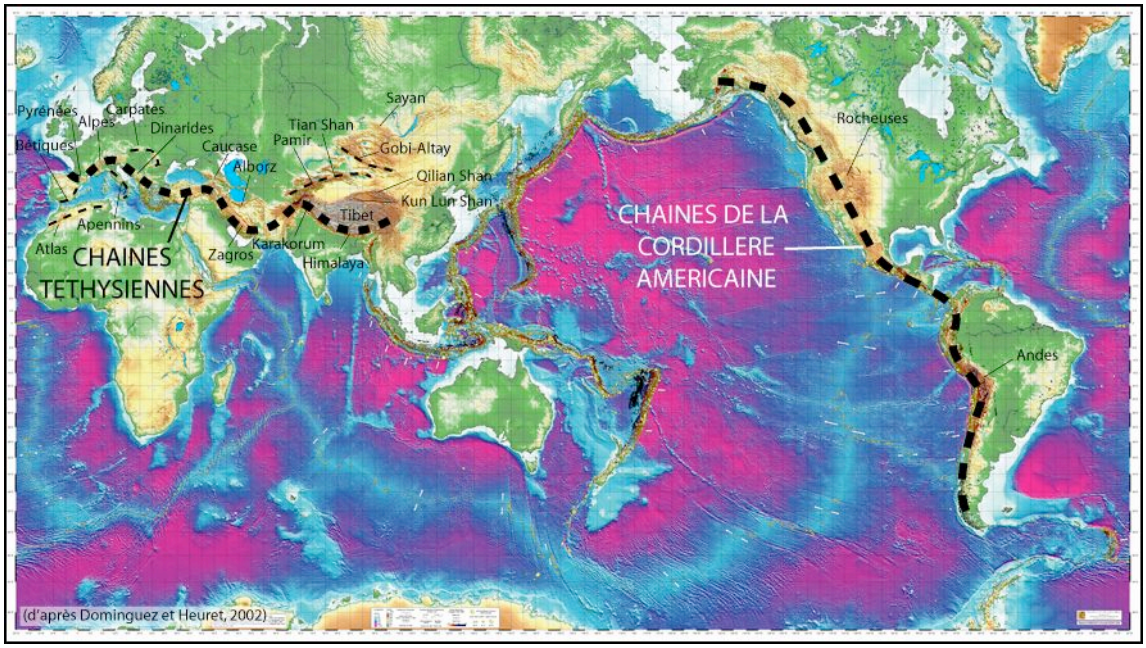


Fig.I. 1 : Carte du relief terrestre *(cartographie de Dominguez & Heuret, communication personnelle). La topographie de la Terre présente, au premier ordre, deux très grandes structures orogéniques de convergence : le système de la cordillère américaine (chaîne Andine de subduction) et le système téthysien. Le premier est composé des cordillères nord-américaines (Rocheuses) et sud-américaines (Andes). Le second, tirant son nom de la fermeture de l'ancien Océan Téthys, est composé de très nombreux segments de chaînes associés à des subductions continentales : les chaînes alpines (Alpes, Atlas, Apennins, Carpates, etc.), les chaînes du Moyen-Orient (Alborz, Caucase, Zagros), les chaînes péri-himalayennes (Himalaya, Tibet, Tian-Shan, Qilian Shan, etc.) et les Pyrénées.*

Le terme « chaîne » est employé dès le début du XX^{ème} siècle par de nombreux géologues (dont Argand, 1924) pour décrire la structure des montagnes d'Europe (Alpes, Pyrénées), d'Amérique (Appalaches, Andes) et d'Asie (Himalaya, Kun Lun Shan, Tian Shan). Par ce terme, ils pointent une caractéristique morphologique fondamentale des montagnes actuelles : leur asymétrie topographique. Cette asymétrie s'observe sur deux ordres de grandeur. A l'échelle planétaire, la Terre possède aujourd'hui deux très grandes ceintures orogéniques : les cordillères américaines et les chaînes téthysiennes (fig.I.1 ; Mattauer, 1989). Toutes deux font plusieurs dizaines de milliers de kilomètres de longueur pour seulement quelques centaines de kilomètres de largeur. Ces « hyper-structures » sont découpées en plusieurs segments de taille plus réduite, qui constituent autant de « petites » chaînes de montagnes. Ce sont par exemple les très nombreuses chaînes du système alpin (Alpes, Atlas, Apennins, Carpates, Dinarides, Pyrénées…), du Moyen-Orient (Caucase, Alborz, Zagros) et de l'Asie (Himalaya, Tibet, Tian Shan, Gobi-Altaï, Qilian Shan, etc.).

L'expression « prisme orogénique », elle-même synonyme de « prisme d'accrétion tectonique » a été popularisée par les travaux de Davis et al., (1983), que je détaillerai par la suite. L'origine du terme « prisme » est ancienne car déjà des géologues du XIX^{ème} comme

Cadell (1889) l'ont employée. Par cette expression, l'accent est mis sur la structure interne de la chaîne de montagnes et les mécanismes de la déformation.

La généralisation des études sismiques depuis les années 1960-1970 a permis, grâce à la réalisation de grands profils, d'imager la structure interne des chaînes de montagnes et étudier leur structure profonde. Par exemple, pour les Alpes d'Europe (fig.I.2.A) et les Pyrénées (fig.I.2.B), les profils et coupes géologiques correspondantes montrent très distinctement la structure triangulaire (prisme) composée d'unités chevauchantes imbriquées, empilées et inclinées vers l'intérieur de la chaîne (Molnar & Lyon-Caen, 1988 ; Cook & Varsek, 1994).

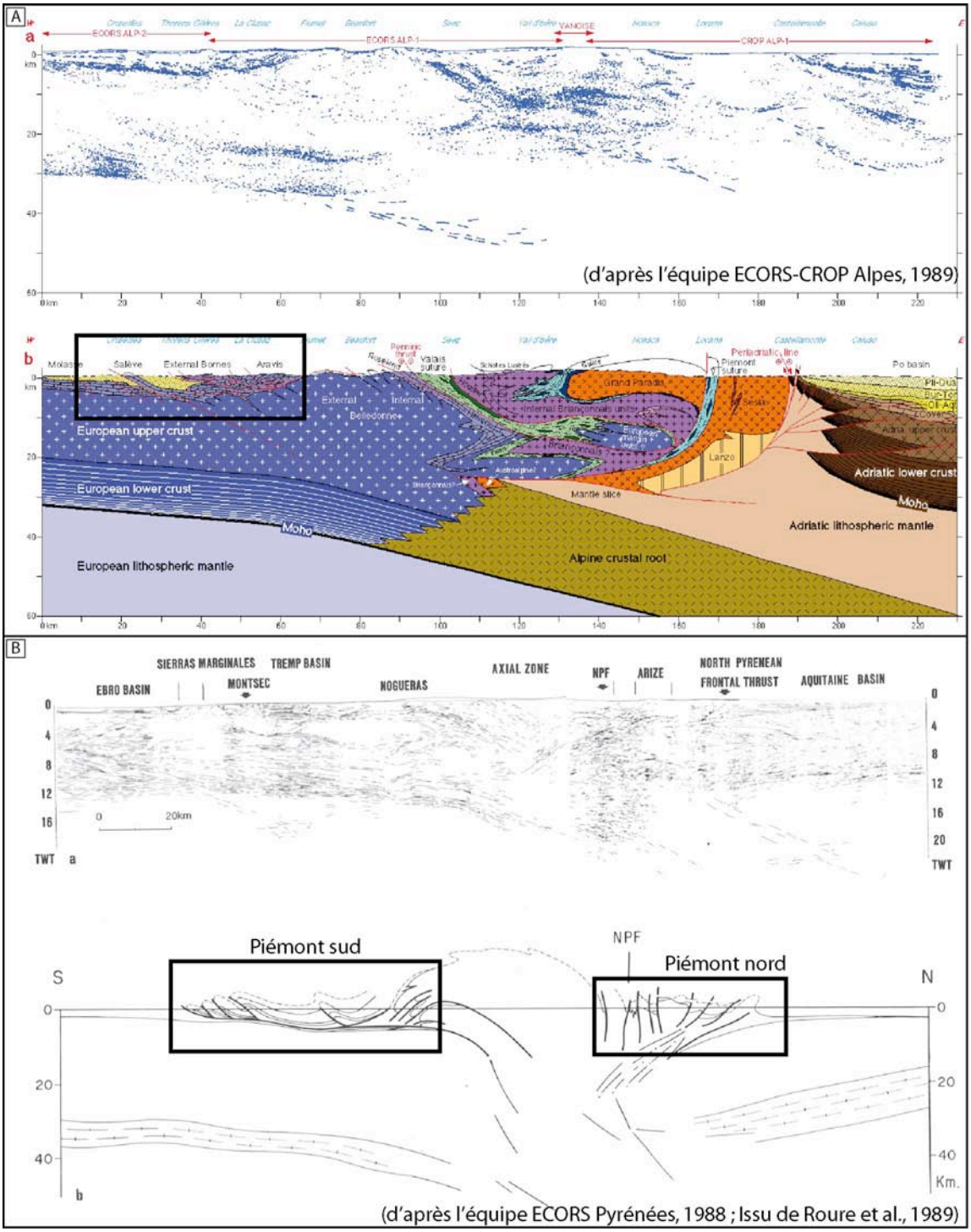


Fig.I. 2 : Exemples de coupes géologiques interprétées grâce aux profils sismiques réalisés dans les Alpes et les Pyrénées illustrant la structure interne des chaînes (profil d'après ECORS-CROP, 1989 et ECORS-Pyrénées, 1988). *Les encadrés définissent les piémonts de chacune de ces chaînes.*

1. Théories sur l'orogenèse

a) Aperçu historique des modèles anciens

Les Hommes ont depuis toujours été impressionnés par les montagnes. En particulier, ils ont longtemps été intrigués par l'origine de leur altitude, la présence de fossiles marins à leurs sommets et l'inclinaison des couches géologiques (Gohau, 1983b). Que ce soient les philosophes grecs de l'Antiquité (Aristote, Straton, Erathosthène…), les Naturalistes ou penseurs de l'époque Moderne (Descartes, de Vinci, Sténon, Werner, etc.), tous émettaient des hypothèses, spéculations et théories, parfois audacieuses, pour expliquer l'origine des reliefs. L'enjeu était (reste) énorme : Comprendre l'origine des chaînes de montagnes participe à la compréhension du fonctionnement de la Terre ! Dans ce paragraphe historique, je ne rapporte que les théories invoquant la déformation de terrains géologiques : ce sont les théories dites « tectoniques ». Je ne traite pas les théories « atectoniques » qui attribuent les reliefs à des mouvements massifs du sol (affaissement du fond des océans) ou à des mouvements des eaux (abaissement du niveau marin par évaporation). Il est conseillé au lecteur de consulter les ouvrages spécialisés - notamment les travaux de R. Gohau (1983a, 1983b, 2003) – s'il souhaite avoir plus de détails concernant ces différents modèles. Les faits que je rapporte par la suite font la synthèse de ces travaux.

1° Les chaînes de Montagnes : Comment expliquer les observations et mesures ?

Depuis les premières observations véritablement scientifiques de la structure des chaînes de montagnes – travaux de Saussure (1779 à 1796) et Dolomieu (1791) dans les Alpes, Palassou dans les Pyrénées (1781), Humboldt en Amérique du Sud (1799) – de nombreux auteurs ont tenté d'expliquer l'origine des reliefs et la déformation des roches que l'on y observe. En tout premier lieu, l'inclinaison des couches stratigraphiques a longtemps posé problème. L'écossais James Hutton (1788, 1795) n'est certes pas le premier à avoir observé des variations rapides de l'inclinaison des strates mais le mérite lui revient de les avoir interprétées comme le résultat probable d'une histoire sédimentaire et tectonique. Son disciple et compatriote, James Hall, poursuit son travail et met en évidence le rôle du raccourcissement dans l'explication de ces géométries (voir le dispositif qu'il invente pour tester cette hypothèse : fig.III.1.A).

Cependant, jusque dans les années 1950, l'origine des déplacements et les forces motrices expliquant ces compressions horizontales sont longtemps restées problématiques. Plusieurs modèles se sont ainsi longtemps côtoyés et ont tenté d'expliquer le maximum d'observations et mesures géologiques ou géophysiques. Pour synthétiser, l'essentiel des données géologiques était de nature paléo-environnementale (stratigraphie, paléontologie), structurale (géométrie des structures plissées ou chevauchées) et pétrologique (faciès sédimentaire, zonéographie des faciès métamorphiques). Les données géophysiques relevaient quant à elles pour partie des mesures de gravimétrie initiées depuis le XVIII^{ème} siècle (expéditions de Condamine, Bouguer ou Maupertuis en Laponie et Pérou en 1736-1737), des informations livrées par la sismologie (structuration concentrique de la Terre), quelques mesures de géothermie (répartition du flux de chaleur) et du magnétisme des roches. La radioactivité des roches était également connue depuis Becquerel (1896) et Pierre & Marie Curie (1898). Au milieu des années 1950, si l'on essaie de dresser l'état des lieux des théories orogéniques de l'époque, on pourrait éventuellement les séparer en deux catégories (Birot, 1958) :

a) Théorie accordant une prédominance aux mouvements verticaux

Selon cette théorie, les chaînes de montagnes tirent leur origine de la prédominance des mouvements verticaux. Ceux-ci naissent de la différenciation d'un magma initial (en base ou à l'intérieur de la croûte) qui entraîne des variations de densité et des réajustements isostatiques compensatoires. Plusieurs auteurs (Rich, 1951 ;Van Bemmelen, 1954) expliquent comment, sous l'effet de cette différenciation magmatique, il est possible de créer des reliefs et des bassins géosynclinaux (expression du XIX^{ème} siècle relatant les bassins sédimentaires plissés, faillés que l'on retrouve aux abords des chaînes de montagnes ; fig.I.3.A). Le retour à l'équilibre isostatique est réalisé grâce à des fluages visqueux en base de croûte et en surface. Ces mouvements superficiels plissent les sédiments du bassin géosynclinal.

b) Théories accordant une prédominance aux mouvements horizontaux

D'autres théories invoquent des mouvements horizontaux comme mécanismes principaux pour rendre compte du plissement et de l'épaississement des séries orogéniques. Les agents responsables des déplacements horizontaux proposés étaient :

La contraction thermique (Cordier, 1827 ; de Beaumont, 1829-1830 ; Dana, 1873 ; Jessen, 1943 ; Kober, 1952) : Telle une pomme qui se dessèche et qui se ride en surface, la croûte terrestre superficielle se plisse et de se déforme pour accommoder la contraction qui accompagne le refroidissement global de l'intérieur de la planète. En raison d'un refroidissement différentiel entre les masses continentales et océaniques (dû à un capital d'éléments radiogéniques différent) ces enveloppes se rétractent à des taux différents sur une enveloppe « mantellique » globalement en contraction. Les forces de contraction génèrent des mouvements de « subduction » qui se localisent aux frontières des domaines continentaux/océaniques et forment des reliefs et bassins sédimentaires périphériques (géosynclinaux).

Les courants de convection : Suite à la découverte de la convection comme mode de transport de la chaleur (Rumford, 1797), et leur description sous forme de cellules (ou rouleaux), Hopkins (1839) et Fisher (1881) sont les premiers à l'appliquer à la Terre. La découverte de la radioactivité (Becquerel, 1896 ; Curie & Curie, 1898), amènent de nombreux travaux à proposer que la production de chaleur d'origine radioactive soit le moteur de cette convection (Ampferer, 1906 ; Schwinner, 1919 ; Bull, 1921 ; Kirsch, 1928 ; Holmes, 1928a & 1928b). Les cellules de convection s'organisent sous la croûte supérieure afin d'évacuer la chaleur des parties profondes. La localisation des branches ascendantes et descendantes est influencée par la localisation des masses continentales. Celles-ci, plus chaudes que les océans (en raison de leur richesse en éléments radioactifs), orientent les courants superficiels du continent vers l'océan (fig.I.3.B.1). En 1939, Griggs teste cette hypothèse en réalisant un modèle expérimental composé d'une croûte de mazout et de sable flottant sur une solution de silicate de soude (fig.I.3.C). Il montre que les mouvements de convection peuvent former des nappes de charriages et des chaînes de montagnes.

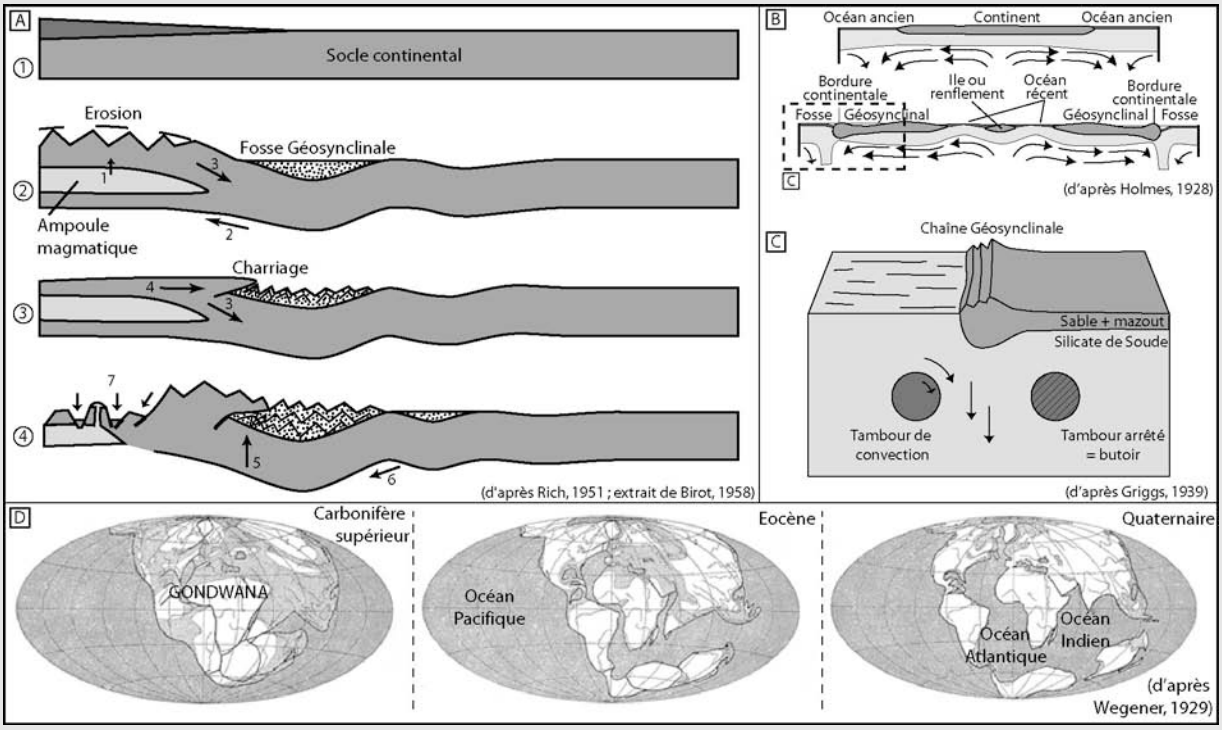


Fig.I. 3 : Aperçu des théories orogéniques *:A) Formation d'une chaîne de montagnes dans l'hypothèse de Rich (1951) [modifié d'après Birot (1958)]. a) Le socle est recouvert sur la partie gauche par une épaisse série subsidente qui forme un isolant thermique. b) L'évacuation de la chaleur d'origine radioactive ainsi bloquée, la croûte se réchauffe et une ampoule magmatique de faible densité se forme. Cette dilation volumique crée une poussée verticale (1) qui génère un bombement superficiel et des reliefs. Un courant sous-crustal (2) se met en place afin de compenser cette surrection et creuse une fosse géosynclinale qui recueille les sédiments érodés. Sur les bords, le socle glisse sous l'action de la pesanteur (3). c) Le glissement superficiel comprime et plisse les sédiments du géosynclinal (4). d). L'ampoule magmatique se crève et génère du volcanisme et de l'extension en surface (7). L'épaississement est maintenu par des flux crustaux (3) qui créent une racine sous la chaîne. La topographie se soulève par compensation isostatique (5) et provoque un courant sous-crustal qui pousse la fosse géosynclinale à migrer vers l'avant-pays. B&C) Courant de convection et orogenèse (d'après Holmes, 1928a,b ; Griggs, 1939). 1) Schéma de convection de Holmes (1928a,b). A une circulation convective planétaire guidée par le refroidissement général de la planète, des courants de convection de second ordre se mettent en place en raison des différences de contenu radiogénique entre les continents et les océans. Les courants montants, localisés sous les continents, mettent ceux-ci en tension, les fracturent et les entraînent, créant un nouvel océan entre les blocs disjoints. 2) Expérience analogique de Griggs (1939) employant une croûte de mazout et sable flottant sur une solution de silicate de soude. Seul le tambour de gauche fonctionne et génère un courant de convection ; celui de droite est arrêté. Il agit comme un butoir qui permet le plissement du géosynclinal. D) La dérive des Continents de Wegener (1929). Un super continent unique (le Gondwana) se fragmente au Carbonifère supérieur pour donner naissance aux océans Atlantique et Indien. L'océan Pacifique représente quant à lui l'Océan primitif.*

La dérive des continents (Wegener, 1929 ; Argand, 1924) : La théorie proposée par Wegener en 1912 propose que les continents se déplacent en masse à la surface de la Terre (fig.I.3.D). Le Pacifique demeure un Océan primordial et les océans Atlantique et Indien résultent de la fragmentation d'un super continent (le Gondwana). Il invoque les forces centrifuges, les forces de marées (attraction du Soleil et de la Lune) et les forces d'attraction directe des continents afin de mouvoir ces masses rocheuses. Le géologue suisse Argand intègre cette idée au cours de ses nombreux voyages à travers le continent eurasiatique (Argand, 1924). Son levé cartographique dans différentes chaînes (Alpes, Tibet, Himalaya, Apennin etc.) l'amène à proposer plusieurs coupes lithosphériques où la collision de deux continents conduit à une subduction d'un continent sous l'autre. Cela génère une zone de

déformation localisée et limitée par des accidents tectoniques majeurs. Entre ces chevauchements de vergence opposée, s'élèvent les hauts-reliefs des chaînes de montagnes.

Lorsque Hess découvre au début des années 1960 l'expansion des fonds océaniques, la preuve significative manquant à l'établissement de la convection du manteau et de la dérive des continents semble apportée. Une théorie globale reliant la dynamique interne du globe et son expression superficielle germe alors. Elle fournit un cadre unificateur permettant de reprendre et réinterpréter l'ensemble des données pétrologiques, structurales et géophysiques (Dewey & Bird, 1970). La mobilité des plaques et la convergence lithosphérique expliquent les importants déplacements horizontaux (plusieurs milliers de kilomètres), le raccourcissement et l'épaississement crustal observés dans les chaînes de montagnes.

2° Quid de l'érosion ?

L'importance de l'érosion dans la dynamique des chaînes de montagnes est connue depuis longtemps. Déjà, les Philosophes Naturalistes de l'Antiquité – Aristote en premier – lui octroyaient une place significative dans l'évolution des reliefs d'une chaîne de montagnes permettant d'expliquer la production de matériel sédimentaire détritique observé à leurs pieds (Gohau, 1983b). Avec le développement des idées autour de l'isostasie, quelques auteurs du début XX^{ème} siècle ont reconnu que l'érosion devait avoir un effet sur l'équilibre des masses dans une chaîne et donc une conséquence potentielle sur l'altitude de ses sommets (Nansen, 1928 ; Wager, 1933, 1937). Cependant, jusque dans les années 1950 à 1980, l'érosion était très peu étudiée car l'essentiel des efforts de recherche portait sur la compréhension de la structure des chaînes de montagnes et sur leur évolution tectonique. Les processus de surface étaient bien évidemment invoqués afin de rendre compte, par exemple, de l'exhumation des unités métamorphiques de grande profondeur et des importants volumes sédimentaires rencontrés dans les bassins sédimentaires d'avant-pays. Mais l'érosion était simplement perçue comme un agent capable de démanteler progressivement les reliefs et non comme un possible levier pouvant influencer significativement la dynamique de la chaîne. Ce n'est que depuis une vingtaine d'années que des efforts de recherche ont été déployés dans cette direction et que l'on a pu montrer progressivement l'importance des transferts de matière sur la dynamique des chaînes de montagnes.

b) La tectonique des plaques

Je suppose ici que le lecteur est familier de la théorie de la tectonique des plaques : depuis la création du plancher océanique au niveau des dorsales (accrétion), la fermeture du domaine océanique (subduction océanique) et l'orogenèse (formation des premiers reliefs aériens : subduction continentale). Comme synthèse de cette théorie, je présente la figure I.4 afin d'illustrer un exemple de formation de chaîne de montagnes suite à la collision entre deux continents (d'après Malavieille & Chemenda, 1997). L'objectif de ce diagramme est d'illustrer simplement les grandes phases de la formation d'un orogène et tout particulièrement d'y situer l'échelle géographique et temporelle de mon travail.

Typiquement, la formation d'une chaîne de montagnes débute par la fermeture d'un domaine océanique (fig.I.4.A). Pour simplifier, nous nous plaçons dans le cas d'une subduction océanique sous un continent. Cette subduction forme d'une part un prisme d'accrétion sédimentaire au niveau de la fosse de subduction. Les sédiments initialement à la surface du fond océanique sont en partie raclés et empilés le long du butoir continental. Le continent chevauchant est le siège d'un important volcanisme d'arc et subit le plus souvent un régime tectonique en compression conduisant à l'épaississement de la croûte et à la formation de reliefs de type chaîne andine. Ces reliefs sont continuellement érodés et les produits sédimentaires sont exportés vers la fosse de subduction. Une fois l'océan entièrement disparu (fig.I.4.B), la marge continentale ① entre en subduction sous le continent ② épaissi. Ce mouvement ne peut durer très longtemps car le contraste de densité entre la croûte et le manteau s'oppose à cette subduction. On pense alors que la partie supérieure de la croûte continentale se dissocie de la partie inférieure et remonte tel un « bouchon » grâce à la poussée d'Archimède (fig.I.4.C&D). Ceci permet d'expliquer l'exhumation rapide de roches métamorphiques de haut grade. La collision continentale peut ensuite durer aussi longtemps que le permettent les forces de poussée aux limites et la rhéologie des matériaux crustaux (fig.I.4.D).

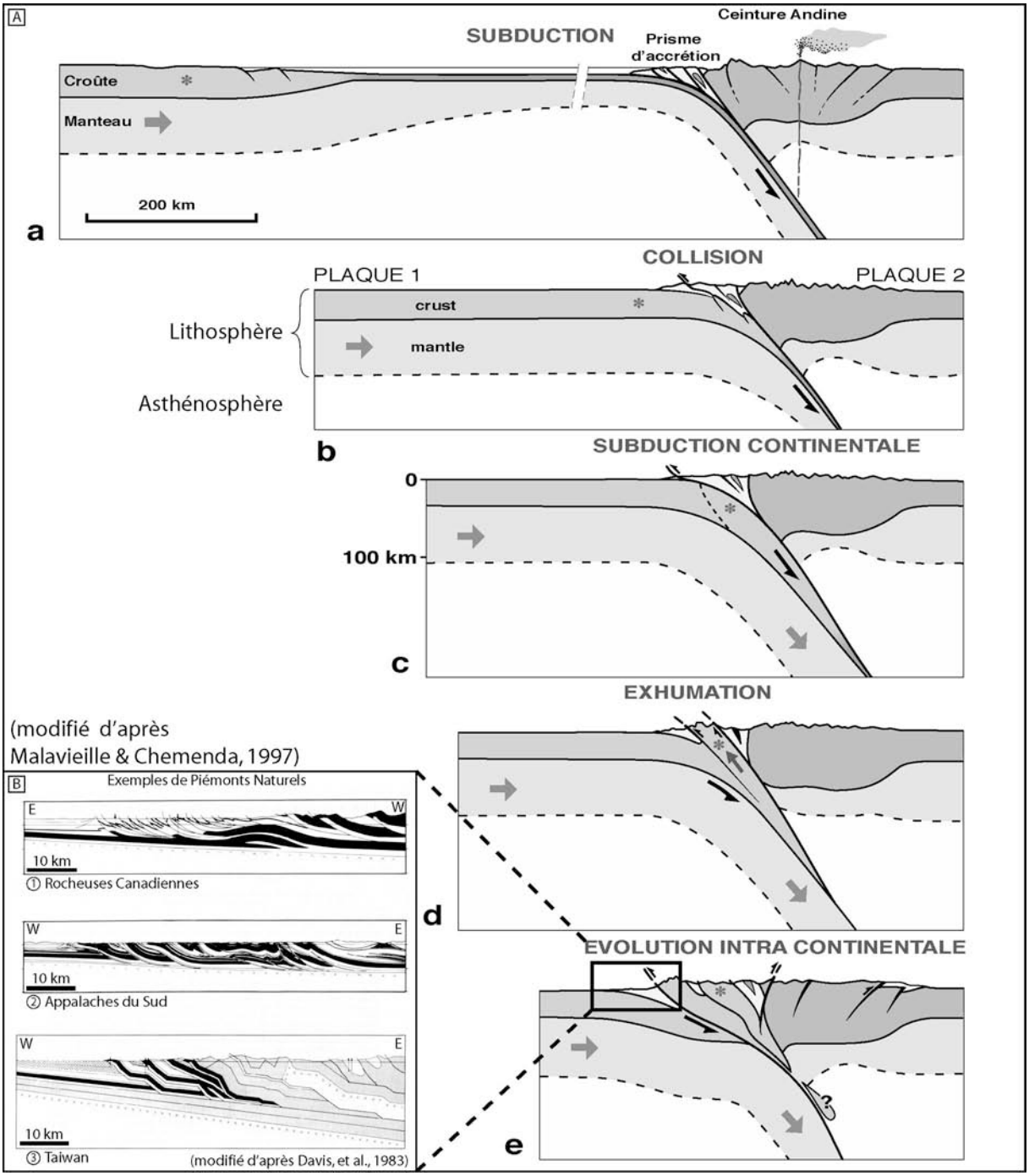


Fig.I. 4 : Exemple d'évolution d'une chaîne de montagnes dans le cadre de la théorie de la tectonique des plaques et localisation des échelles de temps et d'espace de cette étude*. A) Séquence tectonique de fermeture d'un domaine océanique, de subduction continentale et de formation d'un prisme orogénique (modifié d'après Malavieille & Chemenda, 1997). On se place ici dans le cadre d'une fermeture océanique déjà initiée. a) Subduction océanique : la lithosphère océanique d'un Océan « majeur » (type Pacifique) passe en subduction sous une marge continentale et crée un prisme d'accrétion océanique et une ceinture orogénique caractérisée par un important épaississement crustal et du volcanisme. b) Le domaine océanique s'est entièrement refermé et les deux continents entrent en collision. La marge continentale passe en subduction. c&d) La subduction continentale se poursuivant, la partie supérieure de la croûte subduite se découple de la partie inférieure et remonte sous l'effet de la poussée d'Archimède, exhumant ainsi des roches ayant subi un haut degré de métamorphisme. e) Différentes écailles de croûte supérieure sont accrétées au front de la chaîne. L'astérisque marque le suivi d'un échantillon de roche crustale au cours de son histoire. Noter que tout au long de cette histoire, l'érosion attaque les reliefs et contribue à la formation d'importants volumes sédimentaires.* ***L'encadré du stade e) définit le domaine d'étude de cette thèse : le piémont.*** *B) Coupes géologiques réalisées à partir de données pétrolières et profils sismiques au travers de plusieurs piémonts (d'après Davis et al., 1983). (1) Rocheuses canadiennes (d'après Bally et al., 1966). (2) Appalaches du Sud (d'après Roeder et al., 1978). (3) Piémont ouest de Taiwan (d'après Suppe, 1980)*

2. Le piémont

a) Définition

Il existe une région particulièrement intéressante pour étudier la dynamique de la formation et de l'évolution des chaînes de montagnes : **le piémont** (*piedmont*). Étymologiquement, le piémont est une région du Nord-Ouest de l'Italie (*il Piemonte*) qui tire son nom de sa position géographique « au pied des montagnes » des Alpes. Par extension, ce terme est employé pour caractériser la zone de transition entre une chaîne de montagnes et son bassin d'avant-pays (fig.I.2). Selon le critère géologique que l'on retient pour définir un piémont, il peut être rattaché à diverses notions de fronts de chaîne (Lacombe & Mouthereau, 1999). Il peut par exemple faire référence au (fig.I.5) :

- **Front morphologique** (front montagneux, front de chaîne) : il s'agit de la limite topographique entre les hauts-reliefs de la chaîne et les reliefs plats de l'avant-pays.
- **Front de chevauchement** (front de prisme) : il correspond à la limite entre les terrains allochtones (généralement au toit d'un chevauchement majeur ou au niveau d'un pli actif) et la couverture sédimentaire autochtone.
- **Front de déformation** : il sépare le domaine déformé tectoniquement (état de contrainte compressif) de l'avant-pays non déformé.

Dans les exemples naturels, le front de prisme est souvent différencié du front de déformation (fig.I.5.B). En effet, les contraintes compressives peuvent se propager loin en avant du front de chevauchement où elles laissent dans la roche des indices microstructuraux (fentes, inversions structurales, etc. ; Lacombe & Mouthereau, 1999).

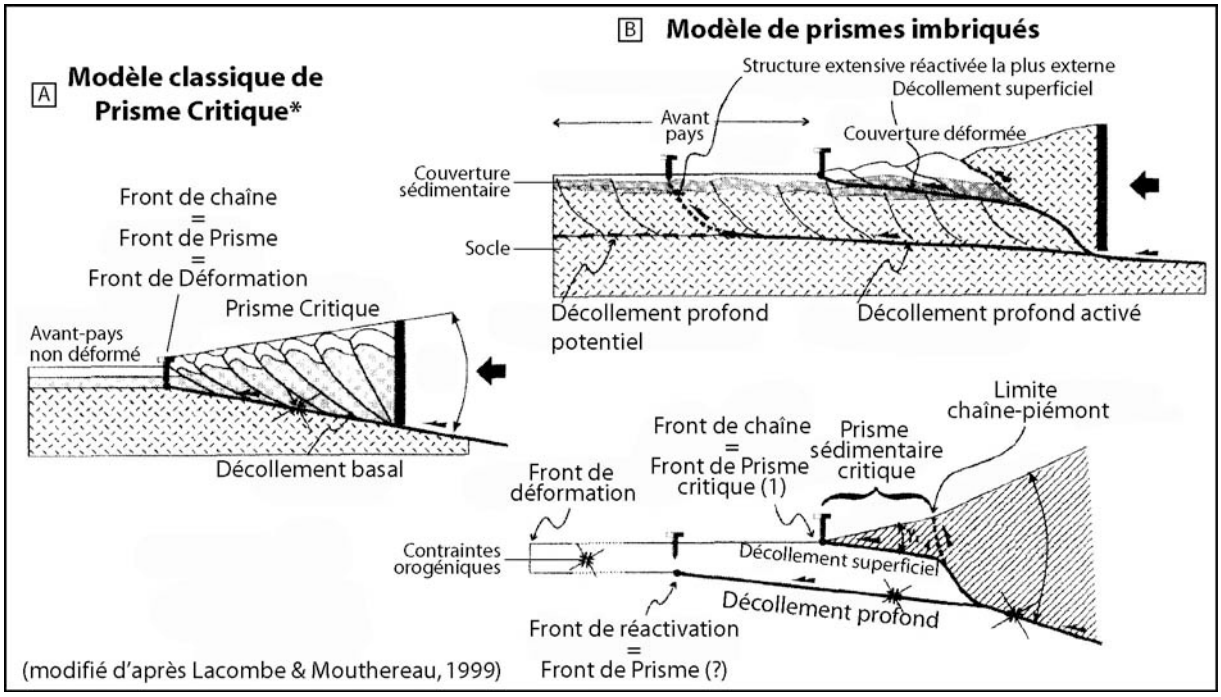


Fig.I. 5 : Définition d'un front de chaîne de montagnes selon différents modèles (d'après Lacombe & Mouthereau, 1999). *A) Modèle classique de prisme critique (voir chapitre III.A) : le front morphologique, le front de prisme et le front de déformation sont confondus. B) Modèle de prismes imbriqués dans le cas d'une tectonique mixte de décollements superficiels et profonds. Le front de prisme se distingue du front de réactivation et du front de déformation.*

Dans les modèles expérimentaux de prisme d'accrétion (voir chapitre III), le front de chaîne est souvent considéré comme identique au front de prisme et au front de déformation (Lacombe & Mouthereau, 1999 ; fig.I.5A). Toutefois, des contraintes compressives se propagent également en avant du front de prisme par l'intermédiaire des contacts grain à grain et des chaînes de forces (Taboada et al., 2005 ; Yamada et al., 2006). Pour autant, cela n'induit pas de déformation significative (Bernard et al., 2007). **Au cours de ce travail, je me place dans le cas où le front de déformation, le front de chevauchement et le front de prisme coïncident. J'emploie le terme piémont en référence à la transition morphologique entre les reliefs structuraux de la chaîne interne et l'avant-pays non-déformé.**

D'un point de vue structural, on observe en carte (fig.I.6.A) et en coupe (fig.I.6.B) qu'un piémont de chaîne est très souvent composé de plis et chevauchements (voir le chapitre I.B pour davantage de détails sur les définitions). Ces structures s'orientent parallèlement à la direction principale de la chaîne de montagnes et sont à l'origine de l'expression « **ceinture de plis et chevauchements** » empruntée de l'équivalent anglais « *fold-and-thrust belt* ».

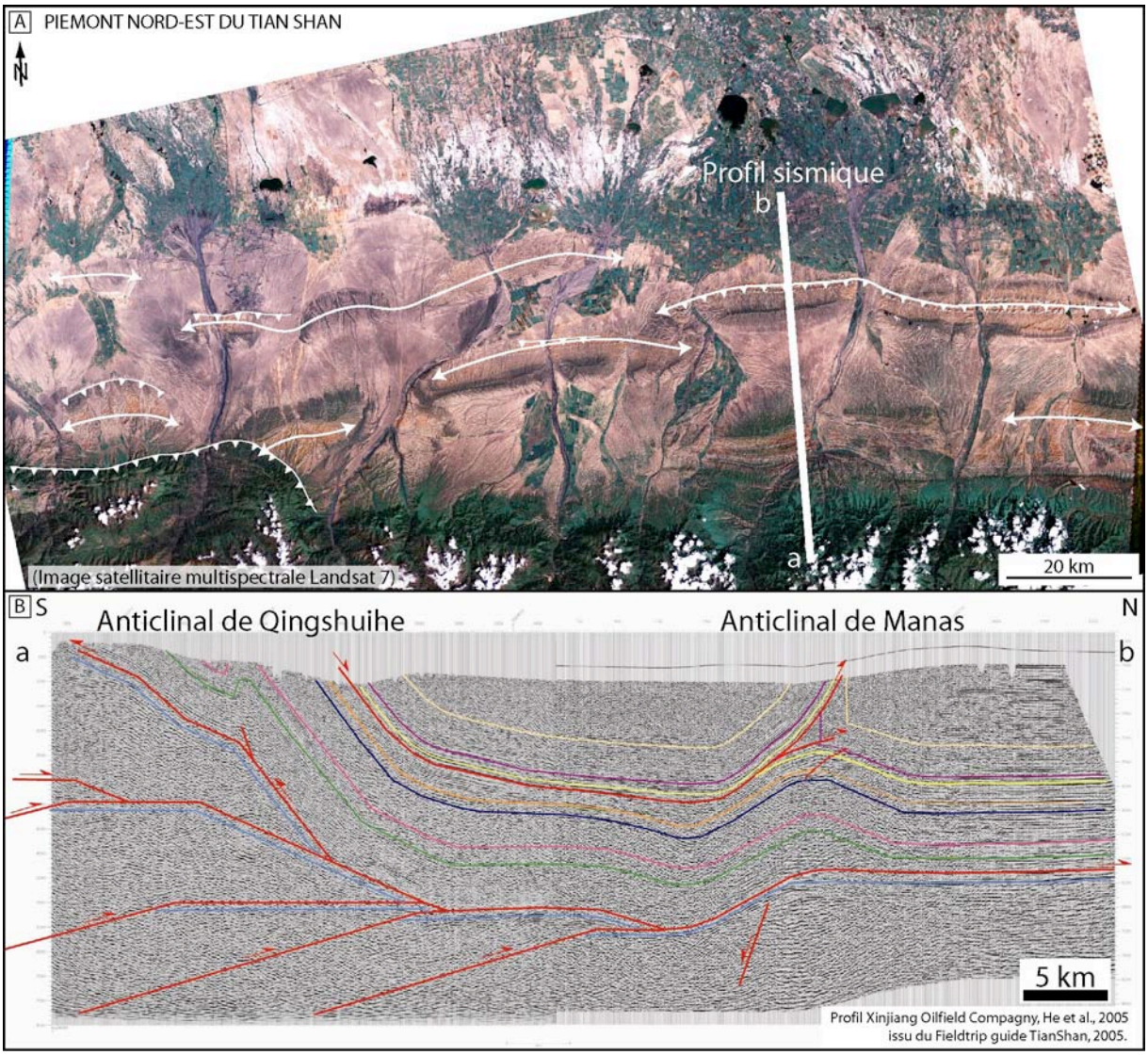


Fig.I. 6 : Exemple de piémont : le piémont Nord-Est du Tian Shan (Nord-Ouest Chine). *A) Image satellitaire Landsat 7. B) Profil sismique (d'après le profil de la Xinjiang Oilfield Compagny ; He et al., 2005).*

b) Intérêt scientifique

Durant ce travail de thèse, je me suis focalisé sur la dynamique des piémonts de chaîne de montagnes en milieu continental. Cette région est intéressante pour comprendre la formation et l'évolution des reliefs car les processus morphogénétiques (tectonique et processus de surface) s'y concentrent (fig.I.7). Par exemple, on observe :

- **Une tectonique active :**

Les données de sismicité instrumentale et historique montrent que les piémonts de chaînes actives subissent des déformations importantes. Les séismes tels que ceux de Manas (1906 ; Mw = 8.3) ou Luntai (1949 ; Mw = 7.2) dans le Tian Shan (Molnar & Qidong, 1984 ; Avouac et al., 1993 ; Wang et al., 2004), de Chichi (1999 ; Mw = 7.6) à Taiwan (Ma et al., 1999 ; Kao & Chen, 2000) ou encore de Assam (1897, Mw = 8 ; 1950, Mw = 8.6), Kangra (1905 ; Mw = 7.8) et Bihar (1934 ; Mw = 8.1) dans l'Himalaya (Thakur et al., 2000) en attestent. En conséquence, on trouve dans **les piémonts de chaînes de nombreuses structures tectoniques actives** (failles, plis) qui contribuent à la **formation de nouveaux reliefs** et qui **accommodent une grande partie de la convergence dans une chaîne** (notamment Taiwan ; Simoès & Avouac, 2006 ; fig.I.7). Cette activité traduit la croissance de la chaîne vers les domaines externes par « cannibalisation » du bassin d'avant-pays.

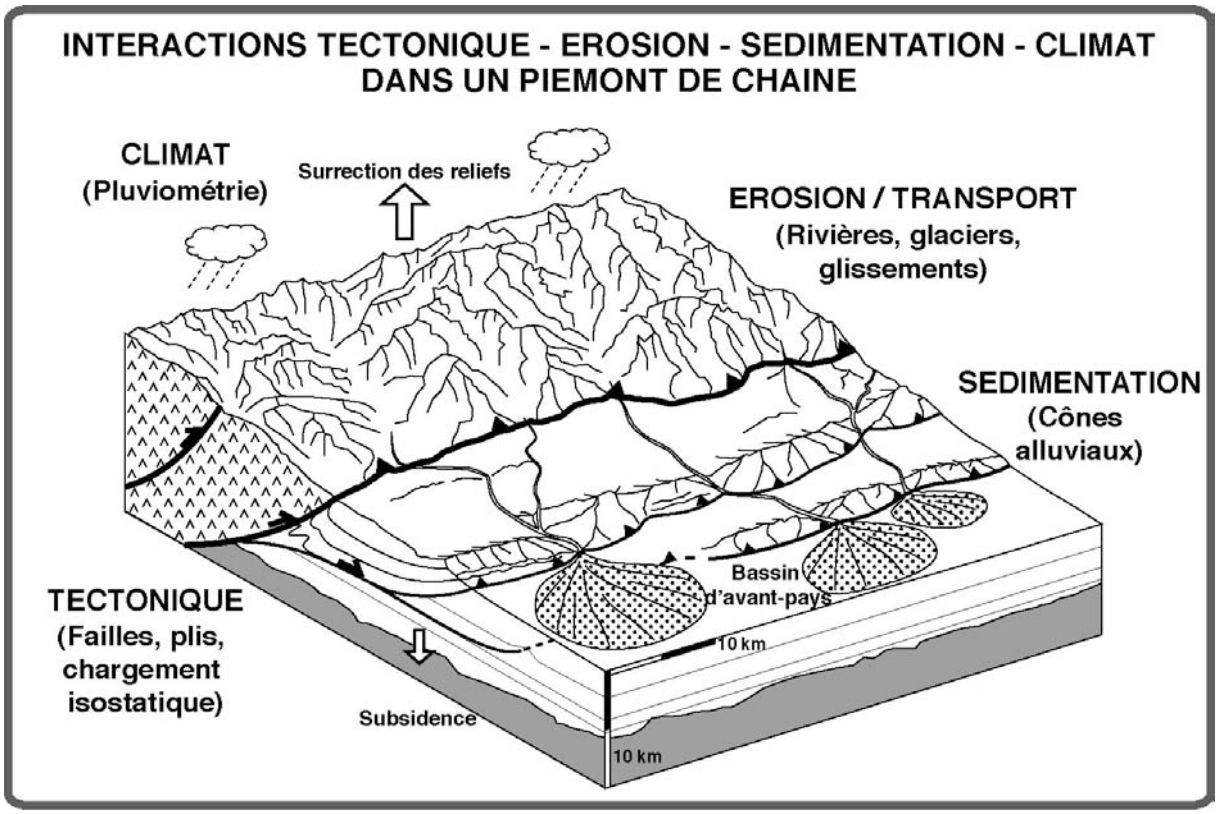


Fig.I. 7 : Interactions Tectonique-Erosion-Sédimentation et Climat dans les piémonts de chaîne de montagnes.

- **Une érosion importante :**

Les rivières qui drainent les reliefs des chaînes de montagnes s'écoulent vers l'avant-pays et traversent le piémont (fig.I.7). L'activité tectonique du piémont (surrection) déforme le fond des vallées et force les rivières à inciser leur lit. De même, les fluctuations climatiques au niveau des chaînes de montagnes font varier les apports en charge solide et liquide des rivières et modifient en conséquence leurs capacités d'incision et d'érosion latérale. Ainsi, les

vitesses d'incision mesurées sont souvent très importantes : par exemple, 1-4 mm/an dans le Tian Shan (Poisson & Avouac, 2004), 7-16 mm/an dans le piémont ouest de Taiwan, (Dadson et al., 2003 ; Simoès et al., 2007b) et 10-15 mm/an dans les Siwaliks de l'Himalaya (Lavé & Avouac, 2000). Cela montre que **les piémonts de chaînes sont le siège d'une érosion importante qui contribue à faire évoluer continuellement leur morphologie.**

- **Une sédimentation importante :**

Le piémont correspond également à une zone où se déposent une partie importante des produits d'érosion du cœur de la chaîne (fig.I.7). Les rivières confinées dans les reliefs internes des chaînes de montagnes relâchent la charge alluviale qu'elles transportent dans les bassins sédimentaires du piémont (voir définitions au chapitre I.B). Ces bassins enregistrent dans la nature de leurs sédiments (faciès, minéralogie) et la disposition géométrique des strates (stratonomie), des informations sur l'histoire tectonique et/ou climatique des reliefs. Par exemple :

- Des études paléomagnétiques permettent de calculer des taux d'accumulation sédimentaire et donc d'évaluer indirectement l'intensité de l'érosion ou de la tectonique. Ces études permettent notamment d'identifier les principales phases de construction de la chaîne du Tian Shan (Bullen et al., 2001 ; Charreau et al., 2005, 2006) ou bien l'activité épisodique des différents chevauchements des Siwaliks (Gautam & Fujiwara, 2000).
- L'analyse de la géométrie des strates de croissances (*growth strata*) piégées dans les bassins transportés (*piggyback basins* ; voir définitions au chapitre I.B) permet de reconstruire l'évolution des plis d'avant-pays (Suppe et al., 1992). Par exemple, ces études ont permis de caractériser la topographie et les circulations hydrographiques dans les piémonts des Pyrénées (Burbank & Vergés, 1994 ; Vergès et al., 1996), ou bien de contraindre l'histoire de raccourcissement de plis du Tian Shan (Daëron et al., 2007) et de Taiwan (Simoès et al., 2007b).
- L'analyse de la minéralogie détritique des roches sédimentaires de piémonts peut fournir des informations sur l'histoire de mise à l'affleurement des sources lithologiques. Cela permet de contraindre l'histoire d'exhumation des reliefs des bassins versants : par exemple pour les Siwaliks (Bernet et al., 2006 ; Van der Beek, 2006), le Tian Shan (Bullen et al., 2001) et Taiwan (projet de recherche à venir).

Au travers de cet aperçu, on comprend à quel point les processus de déformation crustale et les processus de surface sont très actifs dans les piémonts de chaînes de montagnes. Cette dynamique produit un grand nombre de marqueurs, tant morphologiques que structuraux ou sédimentaires, qui peuvent être étudiés pour comprendre l'histoire tectonique et climatique des chaînes ainsi que leur fonctionnement.

Au cours de ma thèse, je me suis intéressé à l'évolution morphologique d'un piémont de chaîne tel qu'il peut être défini sur la figure I.4.e. Les épisodes de fermeture d'un (éventuel) espace océanique et de création de reliefs émergés précèdent le stade qui m'intéresse (nous verrons d'ailleurs plus tard que cela pose un problème de modélisation et notamment de stade initial des expériences). Je me place à un instant d'évolution d'un orogène où des reliefs sont formés et sont en cours d'érosion. La convergence entre les deux continents se poursuivant, la déformation se propage vers l'avant-pays et affecte progressivement les sédiments d'avant-chaîne. En termes de grandeurs caractéristiques de l'objet étudié, tant dans l'espace que dans le temps, je m'intéresse à l'évolution morphostructurale d'une portion de front de chaîne d'environ 50-100 km, sur une période de quelques millions d'années (1 à 2 Ma). Ceci sera abordé plus en détail dans le chapitre expérimental.

3. Mécanique des prismes orogéniques

Les chaînes de montagnes comme les piémonts sont des objets tectoniques qui répondent à une mécanique de déformation assez proche. Après un bref retour sur les premiers modèles mécaniques autrefois évoqués pour justifier la structure des prismes orogéniques, j'expose de façon plus détaillée un modèle largement employé dans la littérature et qui a servi de guide au cours de cette thèse : le prisme de Coulomb. Je résume les grandes lignes de la théorie et présente les concepts qu'elle développe (criticalité, domaines de stabilité, effet des processus de surface). Je termine en détaillant les points forts et les limites du modèle.

a) Modèles anciens

Dans un contexte de mise en place (et d'acceptation) de la théorie de la Tectonique des plaques, beaucoup de travaux se focalisent dans les années 1960-1970 sur des points singuliers de ce schéma géodynamique. C'est en particulier le cas pour les zones de convergence où la multiplication des données provenant d'études sismiques et de missions de terrain (échantillonnages directs ou forages, analyses structurales à terre et en mer, etc.) a permis d'analyser la mécanique des prismes d'accrétion. L'objectif était de caractériser les rhéologies et conditions aux limites qui permettent d'expliquer la géométrie, la structure et l'évolution des prismes. Parmi les modèles proposés, plusieurs rhéologies et forces motrices furent invoquées.

a) Modèles gravitaires :

A terre, les ceintures de plis et chevauchements constituant les fronts de chaînes de montagnes furent parfois considérées comme le résultat de gigantesques « glissements gravitaires » (*gravity gliding*) (Bucher, 1956, 1962). Selon cette théorie, les déplacements accommodés sur les plis et les chevauchements résultent de glissements en masse se produisant sur des niveaux de décollement inclinés vers l'avant-pays. Ces surfaces de glissement recoupent dans leur partie amont la surface topographique, à la façon d'une faille listrique. Price & Mountjoy (1970) et Price (1971, 1973) montrent dans les Montagnes Rocheuses canadiennes qu'un tel décollement orienté vers l'avant-pays est impossible et proposent plutôt la théorie de « l'étalement gravitaire » (*gravity spreading*). Le moteur principal de la mise en place des structures est selon Elliott (1976) la différence topographique (différence d'énergie potentielle) entre les reliefs de l'intérieur de la chaîne et le craton non-déformé en périphérie. Partout, les forces de gravité surpassent les forces compressives (hormis au front de la chaîne). Le coeur de la chaîne est caractérisé par des failles normales listriques qui viennent s'enraciner dans un décollement faible alors que la partie frontale est dominée par le raccourcissement (fig.I.8). Elliott invoque l'ascension rapide d'un corps magmatique pour générer les importantes pentes de surface de départ.

Cependant, ces modèles gravitaires présentent un certain nombre d'incohérences (Chapple, 1978) :

- Tout comme pour les modèles de loupes de glissement, le maximum de compression devrait être observé au front du prisme et une extension (au moins équivalente au taux de raccourcissement mesuré dans la partie frontale) devrait se produire dans les massifs internes. Or ceci ne s'observe que très rarement (Price, 1971).
- L'origine de la surrection initiale (ascension magmatique) reste floue.
- Si la pente topographique est le moteur du raccourcissement, alors certains piémonts (les Rocheuses par exemple) devraient être aussi actifs que d'autres piémonts (Zagros par exemple). Or ils ne le sont pas.

b) Modèles visqueux :

D'autres travaux emploient une rhéologie visqueuse pour décrire la formation et le mode de déformation des prismes d'accrétion (Cowan & Silling, 1978 ; Cloos, 1982, 1984 ; Marshak et al., 1992). En modulant les paramètres de viscosité dans les équations de la dynamique, ils reproduisent une géométrie parabolique de prisme cohérente avec les profils de prismes naturels (Emmerman & Turcotte, 1983) et parviennent à expliquer l'exhumation d'unités métamorphiques au cœur des chaînes de montagnes (Cowan & Silling, 1978). Toutefois, ce type de modèle ne rend pas compte de la géologie à l'échelle de la structure tectonique qui est le plus souvent caractérisée par des unités distinctes clairement séparées par des zones de déformation localisée (*shear zone*).

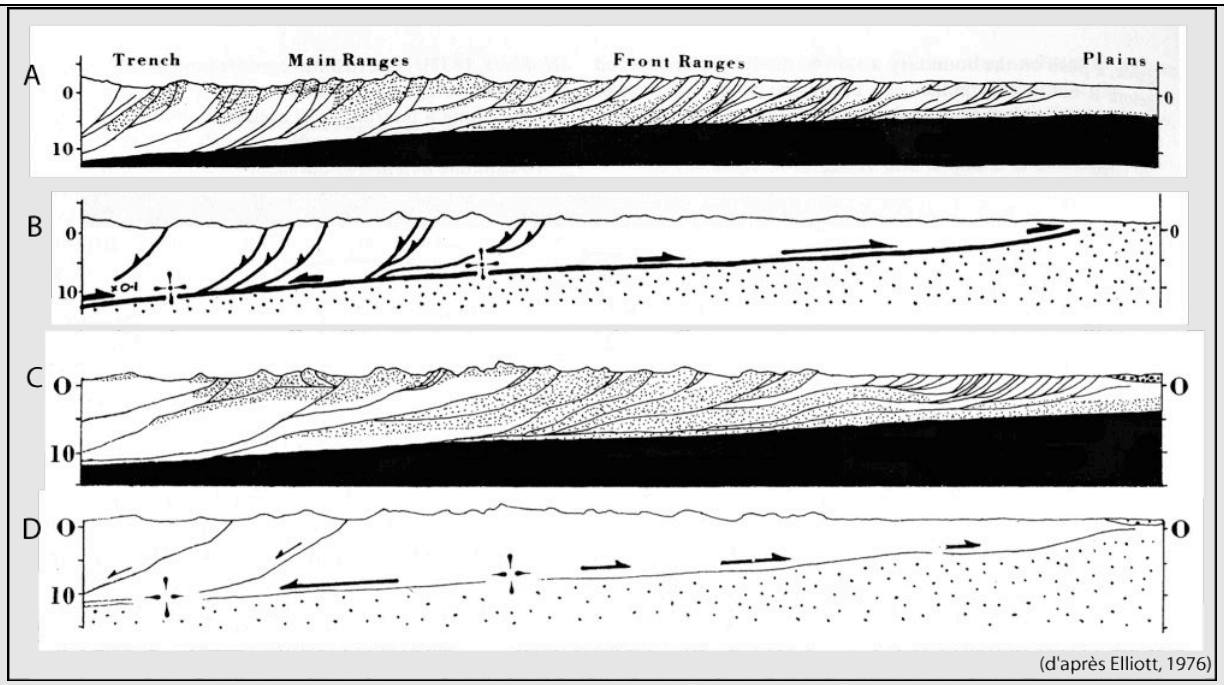


Fig.I. 8 : Etalement gravitaire dans les Rocheuses Canadiennes (d'après Elliott, 1976). *A&C) Coupes géologiques (d'après Price & Mountjoy, 1970 ; Bally et al., 1966). B&D) Cinématique du décollement basal et de quelques failles au cœur de la chaîne. Le calcul de l'état de contrainte sur le décollement basal montre des sens de cisaillement en coïncidence avec la cinématique des failles normales observées dans les domaines internes. Les croix reflètent les positions où le régime de contraintes passe de compressif à extensif.*

b) Modèle du prisme critique de Coulomb

En 1978, Chapple reprend les données géophysiques des principaux piémonts et prismes d'accrétion et remarque plusieurs propriétés communes aux différentes coupes (fig.I.4.B). On observe en effet très souvent :

- une surface basale de détachement (ou décollement), en dessous de laquelle aucune déformation n'est observée. La vergence est vers l'extérieur de la chaîne.
- Une importante quantité de raccourcissement accommodée au-dessus de ce décollement.
- Une allure globale caractéristique en forme de prisme s'effilant vers l'avant-pays non-déformé.

Comme plusieurs autres auteurs (Davis, 1978 ; Davis & Suppe, 1980 ; Davis et al., 1983 ; Dahlen, 1990), Chapple considère que la mécanique globale de ces prismes se développant aux frontières de plaques convergentes peut être assimilée, en première approximation, à un prisme d'accrétion déformé au front d'un bulldozer (fig.I.9). Selon ce schéma, un bulldozer racle une épaisseur h de sédiment (ou de neige) qui recouvre une surface inclinée d'un angle β. Un prisme d'allure triangulaire avec une pente de surface α se forme en glissant sur un niveau de décollement basal en dessous duquel aucune déformation n'a lieu.

La **théorie du prisme critique** (Chapple, 1978 ; Davis et al., 1983, Dahlen et al., 1984, Dahlen, 1984, Dahlen, 1990), montre que le prisme se déforme jusqu'à atteindre un état stationnaire/critique dynamique caractérisé par une ouverture $\alpha+\beta$ constante (fig.I.9). Cette ouverture est appelée **biseau critique** (*critical taper)*. Si les conditions d'accrétion sont

stationnaires (apports frontaux constants et aucune perte de matière), le prisme conserve un biseau constant et croît de façon auto-similaire (augmentation linéaire de l'aire de la section au cours du temps). Cette théorie suppose que le matériau du prisme est partout dans un régime de contrainte proche de la rupture. Le prisme réagit aux variations de flux entrant et sortant par une déformation frontale et/ou par une déformation interne adaptées permettant de conserver sa pente critique. Nous verrons au chapitre III quels sont ces mécanismes.

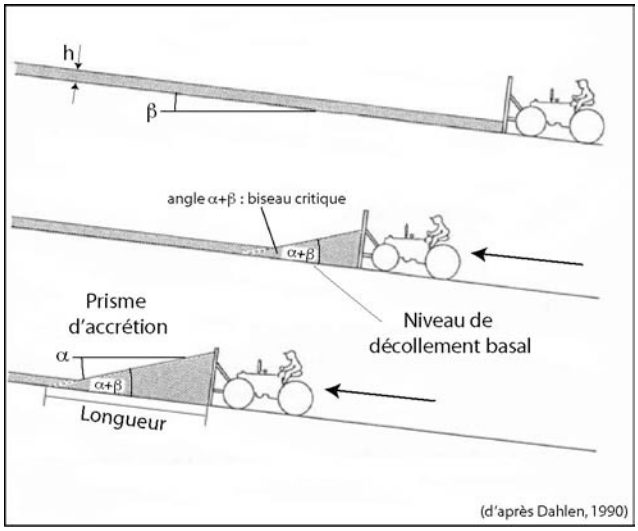


Fig.I. 9. Formation d'un prisme d'accrétion au front d'un bulldozer (modifié d'après Dahlen, 1990). *Le bulldozer racle une épaisseur h de sédiment (ou de neige) qui recouvre une surface inclinée d'un angle β. Glissant sur un niveau de décollement, un prisme triangulaire se forme avec une pente de surface α. Si h et α demeurent constants, un état d'équilibre dynamique est atteint et l'ouverture α+β reste constante. Le prisme croît alors de façon auto-similaire.*

(1) Matériaux Coulombiens

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 (Coulomb, 1773 ; Byerlee, 1978). 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 :

$$\tau_r = C_0 + \mu.\sigma_n \qquad \text{Eq.I. 1}$$

Elle relie la contrainte cisaillante 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 dimensions]. Par définition, $\mu = \tan \phi$ avec ϕ l'angle de friction interne. On nomme souvent «terme frictionnel » l'expression $\mu.\sigma_n$.

En présence de fluides (voir au sous-chapitre suivant pour une définition), la contrainte normale de l'expression de la loi de rupture devient une contrainte effective σ_n^* définie telle que $\sigma_n^* = (\sigma_n - P_f)$. P_f est la pression de fluide présente dans les pores du matériau qui supporte une partie de la charge normale lithostatique σ_n. L'expression Eq.I.1 devient alors :

$$\tau_r = C_0 + \mu.\sigma_n^* \qquad \text{Eq.I. 2}$$

(2) Mécanique des prismes sans érosion

(a) Prisme non-cohésif

(i) Formulation de la théorie

Dans la mécanique des prismes d'accrétion océaniques ou continentaux, la cohésion C_0 des roches est souvent jugée négligeable face au terme frictionnel (Hoshino et al., 1972). L'expression de la loi de rupture est alors simplifiée et devient :

$$\tau = \mu.\sigma_n^* \qquad \text{Eq.I. 3}$$

Remarque : Le terme de cohésion dans la formulation de la loi de rupture n'est pas négligeable au front du prisme (Zhao et al., 1986). Cela ajoute une résistance supplémentaire qui génère un profil de prisme concave vers le haut (Dahlen et al., 1984).

A partir d'un bilan des forces (Davis et al., 1983 ; Dahlen, 1990 ; Lallemand, 1999), il est possible d'évaluer la géométrie du prisme critique en calculant la valeur du biseau critique $\alpha+\beta$ (fig.I.9). 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. Le paramètre de pression de fluide λ est un nombre sans dimension qui prend la forme (Hubbert & Rubey, 1959) :

$$\lambda = \frac{P_f}{\sigma_z} \qquad \text{Eq.I. 4}$$

Avec σ_z [$M.L^{-1}.T^{-2}$] la contrainte totale (charge lithostatique) suivant l'axe z perpendiculaire à la surface du prisme et P_f [$M.L^{-1}.T^{-2}$] la pression de fluide. Si $\lambda = 0$, il n'y a pas de fluide. Au contraire, si $\lambda = 1$, l'intégralité de la charge du prisme est supportée par la pression de fluide. La friction basale est donc réduite drastiquement et favorise la formation d'un niveau de décollement efficace.

Dans le cas d'un prisme d'accrétion immergé (fig.I.10), il faut corriger λ de la charge hydrostatique recouvrant le prisme. L'expression de λ prend alors la forme :

$$\lambda = \frac{P_f - \rho_{eau}.g.D}{\sigma_z - \rho_{eau}.g.D} \qquad \text{Eq.I. 5}$$

Où ρ_{eau} [$M.L^{-3}$] représente la densité de l'eau, g [$M.L.T^{-1}$] l'accélération de la pesanteur et D [L] l'épaisseur d'eau au-dessus du prisme.

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 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.

$$\alpha + \beta = \frac{(1-\lambda_b).\mu_b + (1-\rho_{eau}/\rho).\beta}{(1-\rho_{eau}/\rho) + (1-\lambda).K} \qquad \text{Eq.I. 6}$$

K est une grandeur sans dimension définie par (Davis et al., 1983) :

$$K = \frac{2}{H}\int_0^H \frac{dz}{\frac{1}{\sin\phi.\cos 2\Psi_{(z)}} - 1} \qquad \text{Eq.I. 7}$$

avec H [L] l'épaisseur locale du prisme et $\psi_{(z)}$ l'angle entre la contrainte principale σ_1 et l'axe des x à la profondeur z.

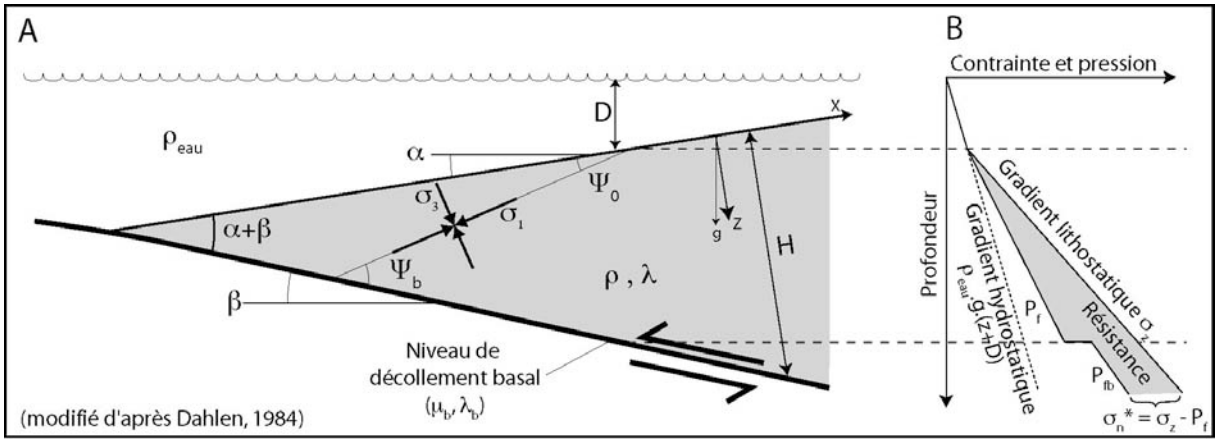


Fig.I. 10 : Contraintes dans le prisme de Coulomb (modifié d'après Dahlen, 1984). *A) Diagramme schématique d'un modèle de prisme de Mohr-Coulomb non cohésif. ψb et ψ_0 sont les angles entre la contrainte compressive maximum σ_1 et le décollement de base et la surface du prisme, respectivement. B) Evolution du profil des contraintes et pressions de fluide au travers de la section du prisme. La résistance à la déformation est proportionnelle à la contrainte effective matérialisée par l'aire grisée.*

L'expression Eq.I.6 définit une relation linéaire entre α et β de la forme :

$$\alpha + R\beta = F \qquad \text{Eq.I. 8}$$

avec

$$R = \frac{(1-\lambda).K}{(1-\rho_{eau}/\rho) + (1-\lambda).K} \qquad \text{Eq.I. 9}$$

$$F = \frac{(1-\lambda_b).\mu_b}{(1-\rho_{eau}/\rho) + (1-\lambda).K} \qquad \text{Eq.I. 10}$$

Quelques observations simples se dégagent de l'expression Eq.I.6. En particulier :

- **Si le coefficient de friction du matériau μ augmente, alors le biseau critique diminue** (en effet, K augmente lorsque ϕ augmente ; Eq.I.7).

- **Si le coefficient de friction basale μ_b augmente, alors le biseau critique α+β augmente** (K indépendant de μ_b).

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

$$\alpha + \beta = \frac{\mu_b + \beta}{1 + K} \qquad \text{Eq.I. 11}$$

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

Si le prisme est considéré comme uniforme, alors la contrainte principale σ_1 possède une orientation constante à l'intérieur du prisme et $\psi_b = \psi_0$. L'expression du biseau critique possède alors une solution exacte de la forme :

$$\alpha + \beta = \Psi_b - \Psi_0 \qquad \text{Eq.I. 12}$$

où

$$\Psi_0 = \frac{1}{2}\arcsin\left(\frac{\sin\alpha^*}{\sin\phi}\right) - \frac{1}{2}\alpha^* \qquad \text{Eq.I. 13}$$

$$\Psi_b = \frac{1}{2}\arcsin\left(\frac{\sin\phi_b^*}{\sin\phi}\right) - \frac{1}{2}\phi_b^* \qquad \text{Eq.I. 14}$$

α^* et ϕ_b^* sont des expressions effectives des angles de surface α et de l'angle de friction basal ϕ_b. Ils sont définis suivant Dahlen (1984 & 1990) tels que :

$$\alpha^* = \arctan\left[\left(\frac{1 - \rho_{eau}/\rho}{1 - \lambda}\right)\tan\alpha\right] \qquad \text{Eq.I. 15}$$

$$\phi_b^* = \arctan\left[\left(\frac{1 - \lambda_b}{1 - \lambda}\right).\mu_b\right] \qquad \text{Eq.I. 16}$$

En résolvant le système d'équations Eq.I.12, 13 & 14, 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 (fig.I.11 ; Dahlen, 1984, Lallemand et al., 1994).

(ii) Domaines de stabilité

Les domaines de stabilité des prismes d'accrétion ont été définis grâce à un certain nombre d'hypothèses qui ont permis de résoudre de façon exacte le régime de contrainte dans le prisme et par conséquent de prédire son comportement mécanique. Ces simplifications sont :

- Une cohésion négligeable : $C_0 = 0$
- Un prisme homogène : pente de surface (α), lithologie (ρ), pression de fluide (λ), angle de friction (μ) et régime de contrainte (orientation de σ_1) constantes.
- Un niveau de décollement homogène : pente (β), pression de fluide (λ_b) et angle de friction (μ_b) constants.

En fixant ρ, λ et λ_b, ϕ et ϕ_b, et en se déplaçant dans l'espace des valeurs α et β, il est possible de calculer les angles ψ et ψ_b (orientation de la contrainte maximale compressive) et donc de caractériser le régime tectonique du prisme (Dahlen, 1984 ; Lallemand et al., 1994). Afin de présenter le concept de stabilité, considérons un prisme expérimental non cohésif formé de sable sec. Pour le sable sec, l'absence de fluide conduit à $\lambda = \lambda_b = 0$. Les propriétés

mécaniques typiques d'un sable sont : $\phi = 30°$ et $C_0 \approx 0$. Enfin, on fixe arbitrairement une faible friction basale : $\phi_b = 10°$. La résolution des équations Eq.I.12, 13 et 14 définit dans un repère $\beta = f(\alpha)$ un diagramme théorique en lentille délimitant les différents domaines de stabilité (ou d'instabilité) du prisme (fig.I.11).

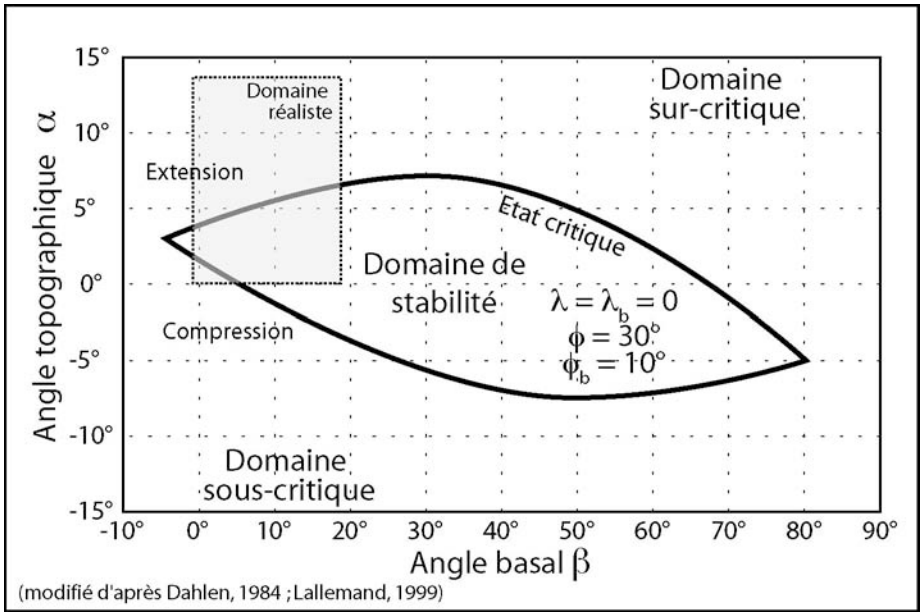


Fig.I. 11 : Domaine de stabilité (et instabilité) d'un prisme de sable sec (d'après Dahlen, 1984). *Pour cet exemple, les angles de friction interne et basale sont respectivement de 30° et 10°. L'intérieur de la « lentille » définit le régime de stabilité du prisme où il ne se déforme pas. Sur l'enveloppe de la lentille, le prisme est à l'état critique et croît de façon auto-similaire. A l'extérieur, il est dans un état sur ou sous-critique. Dans l'espace des valeurs réalistes des angles α et β (encadré en pointillé), le domaine sous-critique favorise les processus compressifs alors que le domaine sur-critique développe de l'extension. Ces réajustements visent à rétablir la pente de stabilité du prisme (flèches).*

Lorsque le prisme se situe à l'intérieur de cette lentille, il est stable, c'est-à-dire que si aucun matériel n'est apporté en avant du prisme, celui ci ne se déforme pas et glisse librement. S'il se trouve sur l'enveloppe de la lentille, il est dans un état critique et va donc croître de façon auto-similaire afin de conserver sa pente de surface. A l'extérieur du domaine de stabilité, l'état hors-équilibre est défini par des domaines sur-critiques et sous-critiques qui correspondent à des régimes cinématiques respectivement en extension et en compression. En effet, un prisme se trouvant dans un état sur-critique (pente topographique α trop élevée) va être affecté par des processus d'extension (faille normale ou glissements massifs) afin de diminuer sa pente de surface α et rejoindre la valeur critique. S'il se situe dans un état sous-critique, sa pente topographique α va augmenter jusqu'à atteindre l'équilibre. Ceci se produira par différents mécanismes de déformation (accrétion frontale, sous-placage, duplexing, chevauchement hors-séquence) que j'aborderai dans la prochaine section. Dans la nature, les prismes d'accrétion occupent un domaine restreint de cet espace ($1° < \beta < 18°$; $0° < \alpha < 14°$; encadré en grisé fig.I.11 ; Lallemand et al., 1994 ; Lallemand, 1999).

(b) Prisme cohésif

La présence de cohésion modifie le comportement mécanique et la géométrie d'un prisme d'accrétion.

- Si **la cohésion est homogène au sein du prisme**, son influence sur la résistance frictionnelle globale du matériau est significative à la pointe du prisme mais négligeable vers l'intérieur (Dahlen et al., 1984). Les équations de la mécanique du prisme n'aboutissent alors à aucune solution exacte mais prédisent un objet avec une section légèrement concave.

- Si **la cohésion augmente linéairement avec la profondeur** (en raison d'une lithification des roches et d'une diminution de la porosité), alors une solution exacte pour la mécanique du prisme peut être à nouveau trouvée (Zhao et al., 1986). Elle définit alors une forme de prisme convexe.

Cette hypothèse de relation linéaire entre la cohésion et la profondeur est dictée par les relations exponentielles qui existent entre la porosité et la profondeur (Eq.I.17 ; Athy, 1930 ; Magara, 1978) et entre la porosité et la cohésion (Eq.I.18 ; Hoshino et al., 1972)

$$\eta = \eta_0 . e^{-az} \qquad \text{Eq.I. 17}$$

$$\eta = \eta_0 . e^{\frac{C_0}{C_0^*}} \qquad \text{Eq.I. 18}$$

avec η la porosité, η_0, C_0^* et « a » des constantes.
En réarrangeant ces expressions, on trouve facilement l'expression :

$$C_0 = k.z \qquad \text{Eq.I. 19}$$

avec k une constante équivalente au gradient de cohésion avec la profondeur et exprimée simplement comme fonction des constantes a et C_0^* ($k = a.C_0^*$).

L'expression de la loi de rupture (Eq.I.2) devient alors :

$$\tau_r = k.z + \mu.\sigma_n^* \qquad \text{Eq.I. 20}$$

De même que dans le cas sans cohésion, l'ouverture du biseau critique est déterminée par l'équation Eq.I.12 :

$$\alpha + \beta = \Psi_b - \Psi_0 \qquad \text{Eq.I. 12}$$

avec ψ_0 identique à la formulation de l'équation Eq.I.13 et ψ_b définie par :

$$\Psi_b = \frac{1}{2}\arcsin\left[\sin\phi_b^*\left(\frac{\left(\frac{k}{\rho.g.\mu}\right).\cos 2\psi_0 + \frac{(1-\lambda).\cos\alpha}{\sin\phi}}{\left(\frac{k}{\rho.g.\mu}\right) + (1-\lambda).\cos\alpha}\right)\right] - \frac{1}{2}\phi_b^* \qquad \text{Eq.I. 21}$$

avec ϕ_b^* l'angle de friction basale effectif défini à l'équation Eq.I.16.

De même que pour l'expression sans cohésion, l'équation Eq.I.12 définit une relation trigonométrique simple entre la pente de surface du prisme α, le pendage du décollement basal β et l'orientation des contraintes au sein du prisme (ψ_0 et ψ_b) à partir des coefficients sans dimension de friction (μ et μ_b), de pression de fluide (λ et λ_b), de densité (ρ_{eau}/ρ) et de gradient de cohésion ($k/\rho g$).

(c) Prisme et fluides

Avant-propos : Les informations présentées ici sur les fluides et leurs surpressions dans les prismes d'accrétion (formation, physique des écoulements, etc.) sont extraites de la thèse de R. Mourgues (2003). Il est conseillé de la consulter afin d'avoir une synthèse plus détaillée sur le sujet.

Dans la nature, les fluides (eau, gaz) sont fréquemment présents dans les roches des prismes d'accrétion. Leur effet sur la dynamique du prisme n'est pas significatif lorsque leurs pressions sont équilibrées vis-à-vis de l'encaissant. Il devient au contraire très important lorsque leurs états de pression sont anormalement élevés : on parle alors de « surpression de fluides ». Ces surpressions de fluides peuvent être générées selon deux mécanismes (voir Mourgues, 2003, chapitre 1 et références s'y rapportant). Le premier est la réduction mécanique de la porosité du solide qui provoque une compaction du fluide. Cela résulte par exemple d'un chargement horizontal ou vertical d'origine tectonique ou sédimentaire. Le second correspond à l'augmentation de volume du fluide qui, prisonnier dans une roche peu perméable, ne peut s'échapper et voit sa pression augmenter. Cela résulte par exemple de réactions de déshydratation de minéraux argileux, de la production d'hydrocarbures ou du crackage des huiles en gaz. Lorsque ces surpressions de fluides ne peuvent se dissiper rapidement (sédiments peu perméables, barrières de perméabilité), elles peuvent avoir une importance majeure sur la dynamique du prisme d'accrétion.

D'un point de vue mécanique (voir Mourgues, 2003 ; chapitre 2), les surpressions de fluide sont des gradients qui poussent le fluide à s'écouler. Ce gradient peut être décrit comme la somme d'une composante hydrostatique (poids de la colonne d'eau) et d'une composante non-hydrostatique (force motrice de l'écoulement). Le gradient de pression non-hydrostatique est appelé **« force de courant »** (*seepage force*). Cette force de courant ne dépend pas de la porosité, ni de la perméabilité, ni de la vitesse d'écoulement. Elle peut prendre n'importe quelle direction et peut ainsi modifier le régime de contrainte dans le matériau.

Les fluides sont naturellement présents dans la quasi-totalité des prismes d'accrétion. C'est un paramètre qui est incorporé dans les équations des prismes critiques (avec ou sans cohésion) avec l'utilisation du paramètre de Hubbert-Rubbey (Eq.I.4). Il est défini pour les matériaux du prisme (λ) ou le décollement basal (λ_b). Pour un prisme immergé, l'équation du paramètre λ (Eq.I.5) peut être sensiblement modifiée pour donner au niveau du décollement basal (Saffer & Bekins, 1998 ; Shi & Wang, 1988 ; Mourgues, 2003) :

$$\lambda^* = \frac{P_f - P|_h}{\sigma_z - P|_h} \qquad \text{Eq.I. 22}$$

avec $P|_h$ la composante hydrostatique de la pression de fluide au niveau du décollement basal. Elle est définie par :

$$P|_h = \rho_{eau}.g.(z.\cos\alpha + D) \qquad \text{Eq.I. 23}$$

avec D la hauteur d'eau au-dessus du prisme (fig.I.10).

Dans le cas hydrostatique, $P_f = P|_h$, d'où $\lambda^* = 0$. Les isobares de pression sont horizontaux (fig.I.12.A). Dans le cas non-hydrostatique (présence de pressions de fluide), Mourgues (2003) trouve :

$$\lambda^* = \frac{\rho_{eau}.g.z.\cos\alpha + P(x,z)|_{nh}}{\rho_b.g.z.\cos\alpha} \qquad \text{Eq.I. 24}$$

avec $P(x,z)|_{nh}$ la composante non-hydrostatique de la pression de fluide en un point quelconque (x,z) du prisme. Si λ^* est constant dans le prisme, alors le gradient de pression est constant selon x et z. Cela définit des isobares de surpression parallèles à la surface du prisme (fig.I.12.B). La force de courant est perpendiculaire à cette surface de

prisme. Si $\lambda^* > 0$, il y a surpression et la force de courant est orientée vers l'extérieur. Si $\lambda^* < 0$, il y a sous-pression et la force de courant est orientée vers l'intérieur.

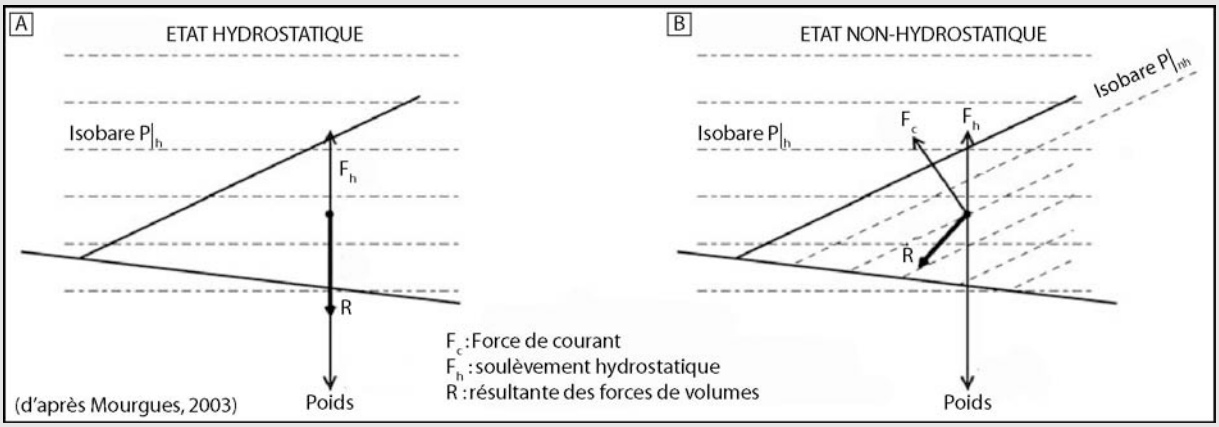


Fig.I. 12 : Effet des pressions de fluides sur l'équilibre mécanique des forces de volume dans un modèle de prisme critique (d'après Mourgues, 2003). *A) Dans le cas hydrostatique, l'absence de pression de fluide génère un gradient de pression horizontal. B) Dans le cas non-hydrostatique, les surpressions de fluides génèrent une force de volume (force de courant) capable de supporter une partie du poids du prisme. Les isobares de pressions non-hydrostatiques sont parallèles à la surface du prisme.*

Dans le modèle du biseau critique exposé précédemment, l'expression de l'ouverture du biseau est décrite par l'expression (Eq.I.6):

$$\alpha + \beta = \frac{(1-\lambda_b)\mu_b + (1-\rho_{eau}/\rho).\beta}{(1-\rho_{eau}/\rho) + (1-\lambda).K} \qquad \text{Eq.I.6}$$

On constate qu'une diminution de la friction basale μ_b a le même effet qu'une augmentation de la pression de fluide sur le décollement basal λ_b. **Augmenter la pression de fluide revient à diminuer le coefficient de friction basal.** En revanche, la relation entre λ et μ n'est pas aussi simple.

(3) Mécanique des prismes avec érosion

L'érosion a été rapidement incorporée à la théorie du biseau critique afin d'analyser les effets de ce paramètre majeur sur la dynamique des prismes d'accrétion (fig.I.13.A ; Dahlen & Suppe, 1988 ; Dahlen, 1988, 1990 ; Dahlen & Barr, 1989). Fondamentalement, elle exerce un contrôle significatif sur la mécanique des prismes d'accrétion car, en enlevant continuellement de la matière au toit du prisme, elle provoque une déformation continue du prisme qui permet de maintenir un état critique. Si les conditions tectoniques (raccourcissement) et climatiques (précipitation) restent constantes, le prisme atteint un état stationnaire dynamique durant lequel les flux entrants de matériaux à l'avant du prisme sont exactement compensés par les flux sortants. La largeur d'un tel prisme critique ne dépend pas des propriétés de résistance frictionnelle du matériau mais des volumes de flux entrant et de flux sortant. En supposant qu'aucune variation significative de la densité du matériau ne se produise durant son accrétion (i.e., la compaction est mineure), il est possible d'établir des modèles cinématiques simples décrivant les flux de matière à l'intérieur du prisme. Cela donne accès à des paramètres caractéristiques très intéressants pour la compréhension de la dynamique des prismes, comme les trajectoires et les temps de résidence des échantillons rocheux (fig.I.13.B).

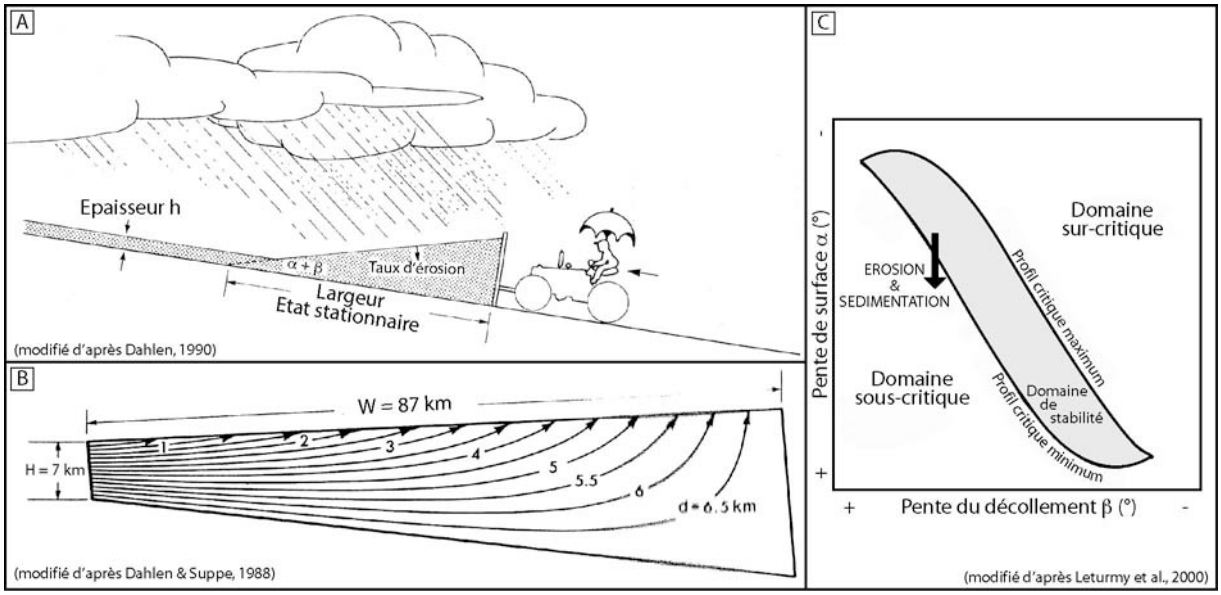


Fig.I. 13 : ***Erosion et modèle de prisme critique.*** *A) Prisme critique ayant atteint un état d'équilibre dynamique entre le flux entrant et le flux sortant (d'après Dahlen, 1990). B) Modélisation des trajectoires des roches au sein du prisme de Taiwan (d'après Dahlen & Suppe, 1988). Considérant un flux en entrée de 500 km²/Ma, un taux d'érosion de 2,9 km/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).*

Si l'on exprime l'effet de **l'érosion** dans un diagramme du domaine de stabilité (voir fig.I.11 pour une définition), celle-ci **diminue la pente de surface du prisme d'accrétion**. Cela modifie sa stabilité en le faisant passer d'un domaine stable à un **domaine sous-critique** (fig.I.13.C). De même, **la sédimentation** en pied de prisme d'accrétion **diminue la pente de surface** et le conduit dans le domaine **sous-critique** (fig.I.13.C). Le prisme se déforme alors dans les zones internes et s'épaissit afin de retrouver sa pente d'équilibre (Leturmy et al., 2000). Noter que ces influences de l'érosion et la sédimentation seront abordées en détail dans le chapitre III sur les résultats expérimentaux des prismes d'accrétion.

(4) Points forts et limites du modèle

Parmi les points forts du modèle de prisme de Coulomb, on peut citer :

- **<u>La prédictibilité de la géométrie et des paramètres mécaniques d'un prisme d'accrétion :</u>**

  Le modèle de prisme critique de Coulomb explique bien la géométrie des prismes d'accrétion. En choisissant des paramètres raisonnables pour la friction basale μ_b, la friction interne μ et les fluides λ, il est possible de reproduire assez fidèlement les pentes topographiques des prismes d'accrétion continentaux (Taiwan, Himalaya) ou sous-marins (Barbades, Aléoutiennes, Pérou, Java, Sonde, Japon, Makran, etc. ; Davis et al., 1983). En retour, avec les données de pentes de surface, pentes de décollement et quelques hypothèses sur les paramètres de friction, il est possible de proposer des valeurs de pression de fluides ou de retrouver les mesures effectuées en forage (Davis et al., 1983 ; Dahlen et al., 1984 ; Dahlen, 1984 ; Dahlen, 1990).

- **Un cadre mécanique rigoureux pour étudier la dynamique des prismes d'accrétion :**

Ce modèle offre un cadre mécanique simple et rigoureux permettant d'expliquer la dynamique des prismes d'accrétion (en modélisation numérique ou analogique). Grâce notamment aux domaines de stabilité (Dahlen, 1984, Lallemand, 1994), il est possible d'expliquer la dynamique des prismes d'accrétion en fonction des paramètres externes. Ce peut être les variations de flux entrant ou sortant (Gutscher et al., 1998a), les ajustements isostatiques (Davis et al., 1983) ou les processus de surface (Davis et al., 1983 ; Dahlen & Suppe, 1988 ; Beaumont et al., 1992 ; Leturmy et al., 2000).

Parmi les limites, on peut citer :

- **L'absence de faille :**

La topographie des chaînes de montagnes dépend fondamentalement de la déformation des roches continentales, elle-même dépendante de la formation et de l'évolution des failles. Les modèles de déformation plastique (Chapple, 1978, Willett et al., 1993) et a fortiori visqueux (Cowan & Silling, 1978), bien qu'expliquant les déplacements (exhumation par exemple) et les champs de vitesse analogues à ceux observables dans les chaînes de montagnes, ne génèrent pas de discontinuités de déplacements franches, à savoir, des failles (Masek & Duncan, 1998). En particulier pour le prisme critique, l'hypothèse d'un système en tout point au seuil de la rupture ne permet pas de localiser précisément la déformation le long d'une zone de cisaillement (une faille).

- **Une rhéologie limitée :**

Ce modèle demeure limité à l'étude mécanique des prismes d'accrétion océanique ou aux piémonts des chaînes de montagnes (à l'échelle de quelques dizaines voire centaines de kilomètres de large et 10-15 km d'épaisseur). Il concerne donc uniquement des rhéologies cassantes de la croûte supérieure. Bien qu'il ait été appliqué à l'échelle d'une chaîne de montagnes dans son intégralité (Jamieson & Beaumont, 1988 ; Willett et al., 1993) sa portée reste réduite car il n'intègre pas le changement de comportement mécanique des roches avec la profondeur. Pour y remédier, il faut par exemple intégrer des lois de fluages en base de croûte continentale ainsi que des lois de réactions métamorphiques (Carter & Tsenn, 1987 ; Kirby & Kronenberg, 1987 ; Kusznir, 1991). De plus, s'agissant d'un modèle mécanique cassant, il n'intègre aucune élasticité et ne convient pas à l'étude du cycle sismique. Il doit être couplé à des modèles élastiques (Jackson & Bilham, 1994 ; Bilham et al., 1997 ; Hassani et al., 1997) pour modéliser les déformations élastiques de surface et la déformation des niveaux rhéologiques profonds (Cattin & Avouac, 2000).

- **La prise en compte d'un nombre limité de mécanismes de déformation :**

Selon la théorie du prisme critique, un prisme subissant de l'érosion tente de rétablir son équilibre par accrétion frontale de nouvelles unités et en accommodant du raccourcissement sur toute sa largeur (Barr & Dahlen, 1989 ; Dahlen & Barr, 1989). Or des études récentes menées sur l'orogène de Taiwan montrent que le raccourcissement est souvent essentiellement accommodé par les structures les plus frontales (Simoès & Avouac, 2006). Afin de compenser les flux évacuées par l'érosion, d'autres mécanismes de déformation au cœur de la chaîne sont invoqués ; en particulier, le sous-placage (*underplating ;* Konstantinovskaia & Malavieille, 2005).

c) Une alternative : le modèle du « travail minimum »

Partant de l'observation qu'au sein des chaînes de montagnes, la topographie est généralement dépendante de la géométrie des failles et des décollements, quelques travaux utilisent le concept du « travail minimum » (*minimum-work*) pour expliquer la dynamique des orogènes (voir Masek & Duncan, 1998 pour une synthèse). Le principe de ce modèle implique un équilibre statique des contraintes (Biot, 1965) et propose que les déplacements au sein de la croûte continentale se produisent sur des failles qui présentent un travail mécanique minimum (fig.I.14). Ce travail mécanique comprend une contribution d'origine gravitationnelle (poids de la colonne rocheuse au-dessus du plan de faille) ainsi qu'une contribution d'origine tectonique (travail frictionnel exercé par les contraintes tectoniques sur le plan de faille). Chacune de ces composantes peut être exprimée de la façon suivante (Hardy et al., 1998) :

- Travail gravitationnel

$$W_g = \rho_c.g.(H+h).A_h.\Delta x.\sin\theta \qquad \text{Eq.I. 25}$$

- Travail frictionnel

$$W_f = \tau.A_f.\Delta x \qquad \text{Eq.I. 26}$$

avec ρ_c [$M.L^3$] la densité de la croûte, g [$L.T^{-2}$] la gravité, H [L] l'épaisseur de roche sous le niveau de référence (niveau de la mer), h [L] le relief des topographies au-dessus du niveau de la mer, A_f [L^2] l'aire du plan de faille, A_h [L^2] l'aire du plan de faille projetée horizontalement, Δx [L] le déplacement le long du plan de faille et θ le pendage de la faille et τ [$M.L^{-1}.T^{-2}$] la contrainte cisaillante sur le plan de faille.

Certaines études fixent la géométrie (pendage) ainsi que l'espacement des failles (Hardy et al., 1998). Dans ce cas, l'emplacement des discontinuités est prédéfini, mais leur activité reste guidée par l'état de contrainte du prisme. Cette méthodologie a été utilisée pour évaluer la séquence de propagation de la déformation dans les prismes, la sensibilité aux paramètres de friction basale et l'effet des processus de surface sur la cinématique des prismes d'accrétion (Hardy et al., 1998). D'autres études laissent au contraire libre la géométrie de la faille. Le système « choisit » alors naturellement les orientations de plan de rupture qui minimisent le travail mécanique total (Masek & Duncan, 1998). Cette formulation numérique de la dynamique des prismes d'accrétion propose des résultats comparables au modèle de prisme critique défini précédemment (Masek & Duncan, 1998 ; Hardy et al., 1998). Elle a été notamment utilisée pour démontrer l'effet de l'érosion sur la dynamique des prismes d'accrétion (voir ultérieurement chapitre I.B.4).

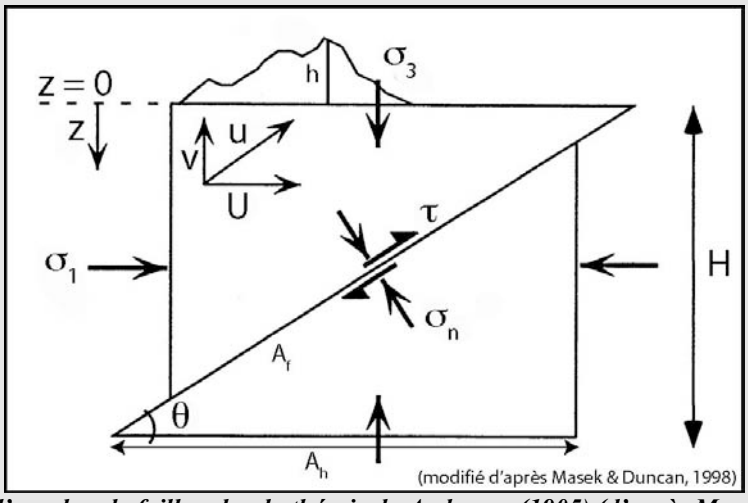


Fig.I. 14 : Géométrie d'un plan de faille selon la théorie de Anderson (1905) (d'après Masek & Duncan, 1998).

B. Interactions Tectonique-Erosion-Sédimentation

1. Les Processus en jeu

a) Déformation crustale

Les mécanismes de déformation dans les prismes d'accrétion sont nombreux et variés. Ils changent en fonction des conditions géométriques et cinématiques de la subduction continentale (chevauchement, plissement, sous-placage, duplex) et en fonction de la profondeur (variations de pression / température). Dans ce travail, je me limite aux déformations compressives de surface, c'est-à-dire se produisant dans les 10 à 15 premiers kilomètres de la croûte continentale. Pour ces profondeurs, les mesures en laboratoire sur la résistance des roches suggèrent que la friction et les mécanismes de rupture fragile dominent l'état de contrainte (Brace & Kohlstedt, 1980). Les processus de déformation de la croûte inférieure (fluage, cisaillement ductile) ne sont donc pas considérés.

Au niveau d'un piémont de chaîne, les processus par lesquels la surface de la croûte supérieure se déforme sont principalement le plissement (*folding*) et la fracturation (*faulting*). Typiquement, le plissement produit des flambages de la couverture sédimentaire d'avant-pays (anticlinaux, synclinaux) tandis que la fracturation produit diverses discontinuités de tailles et de magnitudes de déplacement variées (failles, niveaux de décollement). Ces deux modes de déformation sont étroitement liés (Dahlstrom, 1969) et leurs relations géométriques et cinématiques sont étudiées depuis longtemps (Rich, 1934 ; Dahlstrom, 1969 ; Fail, 1973). L'incrément de déplacement de chacun de ces modes de déformation s'effectue généralement « à coup de séismes » ou par glissement asismique (*creeping*). Durant ce travail, je ne considère pas cette déformation élastique à courte échelle de temps (milliers d'années) mais me focalise sur la déformation plastique finie, irréversible induite par la succession de plusieurs cycles sismiques.

(1) Plissement

Dans un orogène, le plissement s'observe sur plusieurs ordres de grandeur d'échelles spatiales : depuis l'échelle centimétrique de l'échantillon jusqu'à l'échelle plurikilométrique de la croûte supérieure. Dans les niveaux rhéologiques superficiels, il représente souvent un stade précoce de la déformation qui précède la rupture fragile (formation de failles). Au niveau d'un piémont de chaîne, le plissement est essentiellement lié à la propagation de la déformation vers l'avant-pays. Il déforme de larges épaisseurs de sédiments qui se sont accumulées dans les bassins d'avant-pays et qui proviennent de l'érosion des reliefs. Les plis présentent très souvent des plans axiaux orientés parallèlement à la direction principale de la chaîne (fig.I.6).

Les modes de plissement sont décrits par différents modèles mécaniques qui décrivent les relations géométriques entre les plis et les failles (fig.I.15). Ils se résument aux :

- **Plis de rampe** ou **pli de cintrage** *(fault-bend fold ou thrust-ramp fold ;* fig.I.15.A) :
  Ce sont des plis qui se développent au-dessus d'un chevauchement non-planaire qui change de niveau de décollement au niveau d'une rampe. Le chevauchement n'émerge pas en surface. La géométrie du plissement peut-être prédite si l'épaisseur du compartiment chevauchant, la géométrie de la rampe (longueur, angle) sont connues et les longueurs et épaisseurs de bancs sont conservées (Suppe, 1983). Les surfaces axiales du pli sont définies par des « bandes kinkées » (*kink band*). Entre ces surfaces, les couches restent parallèles les unes aux autres.

- **Plis de terminaison de faille (***fault-tip folds*) :

Ce sont des plis qui se développent à la terminaison d'une faille (ou toute surface de glissement) au cours de la migration de la déformation. Il n'y a pas de rupture de surface. Le déplacement est variable le long de la faille : il est maximal à la base et nul à la terminaison. Ces plis peuvent être divisés en deux catégories selon l'état de la propagation de la terminaison vers la surface (Burbank & Anderson, 2001) :

- Si la faille est horizontale, on parle de **pli de décollement** (*decollement fold)* ou **pli de détachement** (*detachment fold* ; fig.I.15.D ; Jamison, 1987 ; Dahlstrom, 1990 ; Mitra, 2003). Ces plis déforment les roches dans une large zone au-dessus de la terminaison d'une faille qui reste parallèle aux couches. La longueur des couches et leurs aires varient.

- Si la faille se propage vers la surface, on parle de **pli de propagation** (*fault-propagation fold*) ou « pli sur chevauchement aveugle » ou encore « pli d'amortissement » (fig.I.15.B ; Suppe & Medwedeff, 1990). Si la terminaison reste fixe, on parle de **pli de gradient de déplacement** *(displacement-gradient fold ;* fig.I.15.C ; Wickham, 1995). Ces deux types de plis peuvent constituer l'étape consécutive à un pli de décollement. Si la faille arrive jusqu'en surface, le pli devient un **pli-faille**.

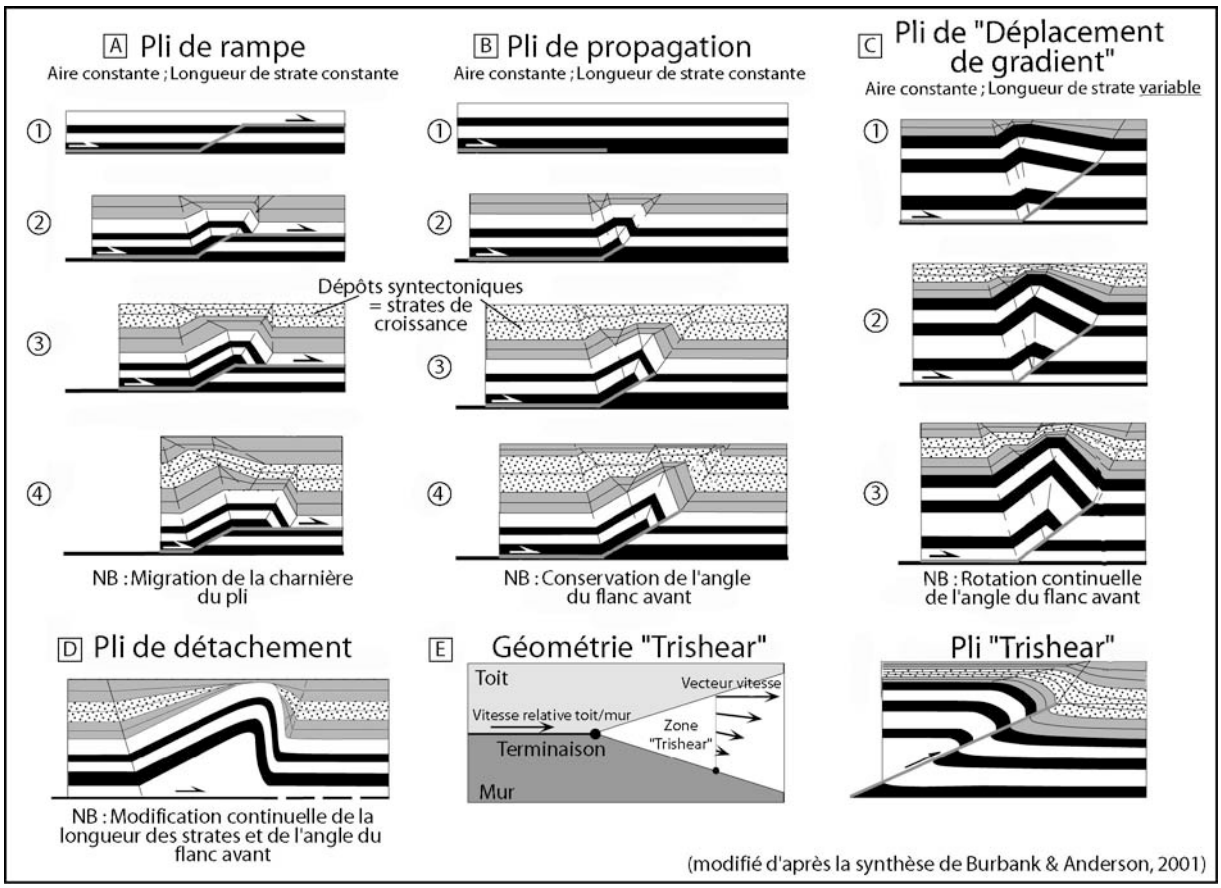


Fig.I. 15 : Modèles de plissement (d'après la synthèse de Burbank & Anderson, 2001). *A) Pli de rampe (Suppe, 1983). B) Pli de propagation (Suppe & Medwedeff, 1990) C) Pli de «gradient de déplacement » (Wickham, 1995). D) Pli de détachement (Jamison, 1987). E) Pli par « tri-shear » (Erslev, 1991). Voir le texte pour plus de détails.*

Il se forme un pli particulier lorsque la faille se divise en plusieurs branches au cours de sa propagation vers la surface. Cela forme une zone triangulaire de cisaillement distribué (Erslev, 1991 ; Hardy & Ford, 1997 ; Allmendinger ; 1998) qui est symétrique de part et d'autre de la terminaison du pli. Cette géométrie est appelée **pli « trishear »** (*trishear fold ;* fig.I.15.E). A l'intérieur de ce coin triangulaire, la déformation varie à la fois en orientation et en amplitude. Au niveau du segment supérieur, l'amplitude du déplacement est maximale et son orientation quasiment parallèle à la faille. Vers le bas, l'amplitude diminue et l'orientation tourne dans un sens horaire (Erslev, 1991). Il s'agit d'un modèle qui conserve les aires des couches déformées.

(2) Failles & chevauchements

Il existe différents types de failles : les failles inverses (*thrust faults*), les failles normales (*normal faults*) et les failles décrochantes (*strike-slip faults*). Leur présence dans la croûte terrestre s'explique très bien par le régime de contraintes environnant et en particulier l'orientation des contraintes principales. Mécaniquement, les failles résultent de la rupture de la roche après que le seuil de contrainte à la rupture ait été franchi (voir critère de Mohr-Coulomb : Eq.I.1). Dans cette section, je ne m'intéresse qu'à la première catégorie de failles (les failles inverses) car elle représente l'essentiel des structures de piémonts qui ont été rencontrées sur le terrain et modélisées expérimentalement durant ce travail.

Dans un piémont de chaîne de montagnes, les failles sont des objets tectoniques très documentées et étudiées car, à petite échelle de temps, elles sont à l'origine des séismes qui menacent les villes installées en bordure des chaînes de montagnes. A grande échelle de temps, elles permettent la déformation des roches du piémont et l'épaississement de la chaîne. Par la suite, je ne traite pas le premier aspect des failles (sismicité) mais me focalise sur le second (failles en tant que mécanisme de déformation de la croûte et de formation des reliefs).

Plusieurs séries de failles et chevauchements sont observables au pied des chaînes de montagnes. Tout comme les plis, ces structures sont quasiment parallèles à la direction principale de la chaîne de montagnes (voir expression *fold-and-thrust belt* et fig.I.6). En coupe, elles ont une géométrie imbriquée où chacune vient le plus souvent s'enraciner en profondeur au niveau d'un décollement principal. Leur pendage n'est pas toujours constant car elles peuvent posséder des portions parallèles à la stratification des couches (des « plats ») et des portions sécantes (les rampes). C'est notamment en raison de ces géométries que se forment les plis de rampe mentionnés ci-dessus. Les différents chevauchements d'avant-pays n'ont pas le même âge de formation. Souvent, les failles les plus internes de la chaîne sont plus anciennes que les structures frontales. Ainsi, on parle souvent de séquence « normale » de propagation de la déformation lorsque les nouveaux chevauchements se forment en avant des précédents, en direction de l'avant-pays non déformé. 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.

b) Erosion – transport – sédimentation

Avant-propos : L'objectif de cette section n'est pas de réaliser une synthèse exhaustive des processus d'érosion-transport mais simplement de présenter les principaux mécanismes et modèles décrits dans la littérature. Elle a pour but d'attirer l'attention du lecteur sur des thématiques complémentaires à la nôtre car motivées par les mêmes objectifs : comprendre l'histoire et la dynamique des reliefs. De plus, il s'agit à mon sens d'un pré requis nécessaire pour concevoir une modélisation expérimentale des processus morphogénétiques. Nous verrons par la suite que la description des mécanismes d'érosion-transport ainsi que leur formulation analytique nous a permis de définir au premier ordre les critères expérimentaux de la modélisation mise en œuvre durant ce travail. Les lecteurs désirant avoir plus d'explications sur certains passages volontairement survolés dans ce chapitre sont invités à consulter les ouvrages et les thèses spécialisées (voir en particulier la thèse de D. Lague, 2001).

Les reliefs de la Terre sont souvent décrits comme constituant l'interface entre les enveloppes fluides externes (l'Atmosphère et l'Hydrosphère) et l'enveloppe solide superficielle (la Lithosphère). Par conséquent, les processus géologiques qui se produisent à cette interface et qui conditionnent le modelage des formes de la Terre sont souvent appelés « processus de surface ». Dans ce travail, je ne mentionnerai que les processus de surface « aériens », c'est-à-dire se produisant à l'interface entre l'Atmosphère et la Lithosphère. Je laisse donc de côté les processus qui conditionnent la morphologie des reliefs sous-marins.

Les processus de surface décrivent les étapes successives d'Erosion-Transport-Sédimentation du cycle des roches. Des débris de roches sont arrachés aux reliefs (**érosion**), transférés au sein d'un réseau de drainage (**transport**) et déposés dans des bassins sédimentaires (**sédimentation**). Analyser la dynamique des processus élémentaires d'érosion – transport – sédimentation est essentiel pour comprendre comment les paysages d'une chaîne répondent aux perturbations externes (climat, tectonique) et comment les flux sédimentaires enregistrent cette histoire. Caractériser les lois physiques et comprendre comment elles réagissent aux variations externes sont actuellement des enjeux majeurs de la géomorphologie quantitative. Depuis une vingtaine d'années, d'importantes avancées ont été réalisées. Elles s'appuient sur l'analyse de données toujours plus précises et plus nombreuses issues des reliefs naturels (topographie numérisée, taux d'érosion, taux d'incision, taux de surrection, taux de précipitation, taux de sédimentation, etc.), sur le développement de modèles analytiques (lois d'érosion – transport) et sur le développement de modélisations numériques et expérimentales permettant de tester diverses hypothèses d'évolution topographique. Parmi les très nombreuses questions qui animent le débat scientifique, nous pouvons citer du plus général au plus ciblé, les quelques interrogations suivantes :

- Par quels couplages (boucles action-rétroaction) les processus de surface sont-ils liés au processus de déformation ?
- Quelles sont les importances relatives de ces différents couplages ?
- Quelles sont leurs échelles de temps et d'espace ?
- Comment un relief en formation réagit-il à des modifications des conditions tectoniques (surrection, quiescence) ou climatiques (changement des températures de surface, des précipitations, etc.).

En particulier, en termes de flux :

- Comment cela se traduit-il au niveau des flux matières évacués par les reliefs ?

- Quels sont les ordres de grandeurs des temps caractéristiques de réponse (temps de réaction, temps de réponse, temps de relaxation, etc.) en fonction des sollicitations et des objets morphologiques (dimensions, lithologies, etc.) ?
- Quelle est l'importance des temps de stockage transitoire de matière dans le réseau de drainage ?

En termes de morphologie :

- Comment la morphologie des chaînes de montagnes enregistre-t-elle les sollicitations tectoniques et climatiques qu'elle subit ? (que ce soit au niveau des rivières ou des versants).
- Comment varient ces réponses morphologiques dans le temps et l'espace ?
- Quel type de réponse pour quels processus ou échelle caractéristique de perturbation ?
- Quel est le rôle des interactions entre rivières et versants dans la dynamique morphologique de réponse d'un paysage ?

Enfin, à une échelle plus grande :

- Quels facteurs déterminent si une rivière va inciser ou aggrader ?
- Qu'est ce qui détermine la pente du lit des rivières ?
- Comment une rivière réagit-elle morphologiquement à des variations d'ordre tectonique (surrection), climatique (variations de la charge liquide et solide) ou lithologique (variations d'érodabilité) ?
- etc.

(1) Le bassin versant

(a) Définition

Généralement, l'étude des processus de surface repose sur l'analyse d'une unité morphologique de base : le **bassin versant** (*drainage basin, watershed, catchment ;* fig.I.16). Celui-ci est défini comme un territoire dans lequel l'ensemble des eaux tombées à sa surface converge vers un exutoire unique. Il est délimité de ses voisins par une **ligne de partage des eaux**.

Au sein d'un bassin versant, on peut généralement distinguer trois domaines d'érosion/transport différents (fig.I.16) :

- les rivières
- les versants
- les sommets englacés/enneigés

L'importance relative de chacun de ces domaines dépend en grande partie du climat et donc de la position latitudinale de la chaîne de montagnes. Généralement, les sommets englacés et les rivières n'occupent que quelques pourcents (5 à 10%) de l'aire totale du bassin versant. Pour autant, leur rôle n'en est pas moins important dans la dynamique des reliefs. En effet, on sait aujourd'hui que l'érosion glaciaire peut représenter un mécanisme de destruction des reliefs très important selon la nature des glaciers (Hallet al., 1996). Pour une chaîne de montagnes localisée jusqu'à des latitudes autour de 40-50°, ces processus se limitent souvent aux très hautes altitudes. Leur impact au niveau du piémont est donc faible et c'est pourquoi ils ne seront pas considérés dans ce travail.

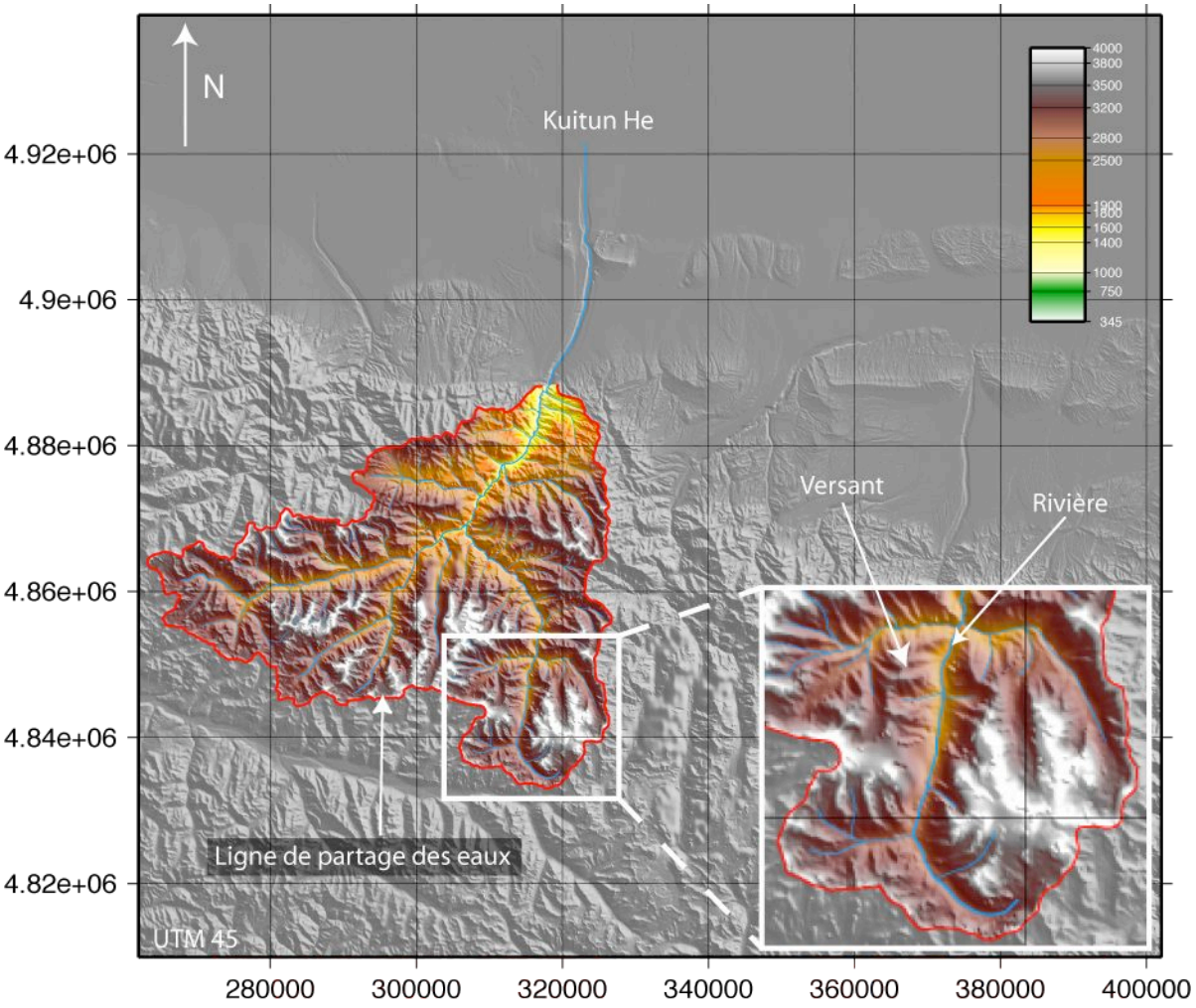


Fig.I. 16 : Bassin versant de la rivière Kuitun, Piémont Nord du Tian-Shan, Province du Xinjiang, NW Chine. *Le bassin versant est l'unité de base de la géomorphologie. Il est délimité des bassins voisins par la ligne de partage des eaux (interfluve). Il est classiquement découpé en deux portions : la partie chenalisée (les rivières) et les domaines non chenalisés (les versants). Chacun de ces deux domaines évolue grâce à des mécanismes élémentaires propres cependant étroitement reliés. De sorte que le bassin versant joue sur ces deux composantes pour répondre aux sollicitations externes (Tectonique, Climat) qui l'affectent. L'enjeu de la géomorphologie quantitative est de décrire physiquement les mécanismes régissant chaque portion du bassin versant et de comprendre comment sa topographie enregistre son évolution.*

D'autre part, les rivières ont un rôle majeur dans la dynamique des reliefs car leurs profils longitudinaux fixent le niveau de base des chenaux tributaires et donc les conditions aux limites des processus de versants (Burbank et al., 1996a). Implicitement, elles constituent donc le mécanisme principal de transmission d'une sollicitation externe (variations climatiques, tectoniques, niveau de base) et de réponse de la topographie (Howard, 1994, 1998 ; Tucker & Slingerland, 1997 ; Sklar & Dietrich, 1998 ; Whipple & Tucker, 2002 ; Whipple, 2004).

(b) Caractérisation morphométrique

Morphologiquement, les bassins versants peuvent être décrits par un grand nombre d'outils statistiques appelés « descripteurs morphométriques ». Ces outils se sont développés conjointement avec les progrès réalisés dans le domaine des mesures topographiques de terrain (Modèles Numériques de Terrain de plus en plus précis et accessibles) et les progrès dans le traitement informatique de ces données (logiciels SIG en particulier). Je ne vais pas détailler ici

les très nombreux descripteurs utilisés dans la littérature. Pour plus détails, je conseille au lecteur de consulter quelques ouvrages spécialisés (Rodriguez-Iturbe & Rinaldo, 1997 ; Delcaillau, 2004 ; p 111-124) ou thèses (Hurtrez, 1998) et articles (Hurtrez et al., 1999). Néanmoins, je présentent ici les principaux descripteurs les plus couramment employés. Il s'agit par exemple :

Au niveau de la rivière :

- La loi de Hack (*Hack's law* ; Hack, 1957, 1960 ; Rigon et al., 1996) : elle relie la longueur du drain principal L [L] à l'aire drainée du bassin versant A [L^2]. Il s'agit d'une loi de puissance de la forme :

$$L = C_l.A^h \qquad \text{Eq.I. 27}$$

avec C_l et « h » des constantes. « h » est appelé exposant de Hack. Cette relation peut être aussi bien étudiée pour comparer les dimensions de plusieurs bassins versants (Montgomery & Dietrich, 1992 ; Rigon et al., 1996) qu'au niveau d'un seul bassin. Dans le premier cas, la longueur du drain majeur est mesurée depuis l'exutoire jusqu'à la ligne de partage des eaux. L'aire du bassin versant correspond à la surface totale drainée. L'exposant de Hack (« h ») est alors souvent légèrement inférieur à 0.6 (voir Rigon et al., 1996 pour une synthèse). Dans le second cas, la longueur entre l'exutoire et un point du chenal majeur est mise en relation avec la surface drainée en amont de ce point (Crave & Davy, 1997). L'explication de cette loi, vérifiée dans de très nombreux bassins versants, fait aujourd'hui toujours débat.

- La loi de Flint (*Flint's law* ; Hack, 1957 ; Flint, 1974 ; Lague & Davy, 2003 pour une synthèse bibliographique) : elle relie la pente du chenal S à l'aire drainée en amont A. Il s'agit également d'une loi de puissance qui prend la forme :

$$S = k.A^{-\theta} \qquad \text{Eq.I. 28}$$

avec k l'indice de pente (*steepness index*) et θ un exposant positif appelé indice de concavité (*concavity index*). Ce dernier est généralement compris entre 0.4 et 0.7 avec quelques rares valeurs extrêmes autour de 0.2 ou 1 (Lague & Davy, 2003). De même que pour la loi de Hack, cette relation peut être analysée pour comparer plusieurs bassins versants (Hack, 1957) ou bien au niveau d'un même bassin versant (Montgomery & Foufoula-Georgiou, 1993 ; Ijjasz-Vasquez & Bras, 1995 ; Lague et al., 2000). Dans ce cas, les variations de pentes de la corrélation (reflétant l'indice θ) peuvent être interprétées comme des signatures de processus d'érosion transport différents.

Au niveau du réseau de drainage :

- La hiérarchisation de Strahler (*Strahler stream order ;* Strahler, 1957) : Elle indique le degré de ramification des drains du réseau de drainage. Les segments les plus amonts sont d'ordre 1 alors que le segment fluviatile aval peut atteindre des ordres autour de 10 (12 pour l'Amazone, 10 pour le Mississipi).

- Les lois de Horton (*Horton's laws* ; Horton, 1945 ; Flint, 1974 ; Heitor Reis, 2006) : Parmi les principales, on distingue les lois de Horton pour la longueur, le nombre et la pente des drains (respectivement *Horton laws for stream lengths, number and slope*).

- La première relie la longueur moyenne des drains d'un certain ordre de hiérarchisation L_i à la longueur de l'ordre inférieur L_{i-1}. Le rapport R_L est constant et défini par:

$$\frac{L_i}{L_{i-1}} = R_L \qquad \text{Eq.I. 29}$$

R_L prend des valeurs entre 1.5 et 3.5 dans pour les bassins hydrographiques naturels (Rodriguez-Iturbe & Rinaldo, 1997).

- La seconde relie le nombre de drains d'un certain ordre de hiérarchisation N_i au nombre de l'ordre inférieur N_{i-1}. Le rapport R_B (rapport de confluence ; bifurcation ratio) est constant et défini par :

$$\frac{N_i}{N_{i-1}} = R_B \qquad \text{Eq.I. 30}$$

R_B prend des valeurs entre 3 et 5 dans pour les bassins hydrographiques naturels (Rodriguez-Iturbe & Rinaldo, 1997).

- La troisième relie la pente d'un certain ordre de hiérarchisation S_i à la pente moyenne du bassin versant d'ordre maximal S_ω. Le rapport R_S est défini par :

$$\frac{S_i}{S_\omega} = R_\omega^{\omega - i} \qquad \text{Eq.I. 31}$$

- La fréquence du réseau (*drainage frequency*) : Il s'agit du rapport entre le nombre de drains N et l'aire drainée A.

$$f = \frac{N}{A} \qquad \text{Eq.I. 32}$$

- La densité de drainage (*drainage density*) : Il s'agit du rapport entre la longueur cumulée des drains du réseau hydrographique L_T et l'aire drainée A.

$$d = \frac{L_T}{A} \qquad \text{Eq.I. 33}$$

Ces deux rapports représentent la portion du domaine chenalisé dans un bassin versant. Ils renseignent sur la modalité et l'intensité de la dissection d'un relief.

- la fonction de largeur du réseau : nombre de trajectoires drainantes pour une distance donnée à l'exutoire. Elle indique le degré de ramification du réseau.

Au niveau du bassin versant :

- Le rapport du relief (*relief ratio* ou *stream gradient*) : il s'agit du rapport entre le dénivelé total du bassin et sa longueur. Il indique donc la pente moyenne du bassin versant. Le

relief local (*local relief*) est l'équivalent mesuré sur une surface plus restreinte du bassin versant.

- Le rapport de forme (*basin axial ratio*) : il quantifie l'allongement planaire d'un bassin versant (Delcaillau, 2004, p 114 ; Hurtrez, 1998, p 56-58).

- l'hypsométrie (*hypsometry*): c'est la proportion de l'aire du bassin versant située sous une altitude donnée (Delcaillau, 2004, p 114 ; Hurtrez, 1998, p 58-61). Cette grandeur peut être aussi bien exprimée en 2D par une courbe hypsométrique ou en 1D par l'intégrale hypsométrique. Selon Strahler (1957), l'intégrale hypsométrique exprime le degré de maturité des bassins versants. Si elle est élevée, le bassin versant est immature. Si elle est faible, le bassin versant est au contraire très évolué. L'intégrale hypsométrique peut également être interprétée en termes de processus d'érosion sur les versants et mouvement de surrection (Delcaillau et al., 1998).

Ces différents descripteurs morphologiques sont très utiles pour caractériser quantitativement la morphologie des paysages car ils sont facilement calculables et comparables d'un relief à un autre. Ils livrent des relations intéressantes entre les caractéristiques topographiques des bassins versants et peuvent être mis en perspective avec d'autres paramètres morphologiques comme les taux d'érosion, taux d'exhumation, taux de surrection, etc. (Hurtrez, 1998 ; Hurtrez et al., 1999).

(2) Processus fluviatiles

Les rivières s'organisent sous la forme d'un réseau hydrographique hiérarchisé dont la fonction principale est le transfert des précipitations depuis les zones réceptrices jusqu'aux océans. Ce transport s'effectue généralement sur de longues distances caractéristiques équivalentes à plusieurs dizaines, centaines voire milliers de kilomètres. En fonction de la puissance du courant d'eau s'écoulant dans les vallées, les rivières peuvent transporter des sédiments issus de l'érosion des versants, creuser leur lit ou déposer leur charge. Dans les régions orogéniques, il existe principalement deux catégories extrêmes de rivières que l'on différencie par la description du lit actif et de la charge de fond (Howard, 1980, 1987, 1998; Howard et al., 1994 ; Knighton, 1987).

- Les **rivières à substratum rocheux** (ou **rivières à lit rocheux** : *bedrock rivers*)

Elles possèdent une épaisseur de charge solide si faible que le substratum est très souvent à nu (fig.I.17.A). La quantité de matière à transporter est inférieure à la capacité de transport. Le facteur limitant leur évolution est donc la capacité de la rivière à éroder son lit (l'incision). C'est pourquoi ces rivières sont qualifiées de « limitées par le détachement/l'incision » (*detachment limited rivers*).

- Les **rivières alluviales** (*alluvial rivers)*

Elles possèdent une charge sédimentaire importante (galets, graviers et sables) qui masque en permanence le substrat (fig.I.17.B). La quantité de matière à transporter est supérieure à la capacité de transport des rivières. Le facteur limitant leur évolution est le transport. On parle de rivières « limitées par le transport (*transport-limited rivers*).

Le premier type de rivières s'observe le plus souvent dans les parties amont des bassins versants (là où les pentes sont les plus fortes) alors que le second se rencontre davantage dans les piémonts de chaînes et dans les plaines d'avant-pays (Wohl, 1993 ; Montgomery et al., 1996 ;

Hovius et al., 1997). Cependant, beaucoup de rivières se situent à l'intermédiaire de ces deux pôles extrêmes : elles sont dites semi-alluviales et semi-rocheuses *(mixed bedrock-alluvial channels* ; Seidl and Dietrich, 1992, Wohl, 1992, 1993 ; Howard et al., 1994 ; Howard, 1998 ; Snyder et al., 2000). De même, une même rivière peut changer de catégorie au cours de son histoire. Elle peut changer de régime selon les conditions hydrologiques, tectoniques ou climatiques (Lavé, 1997 ; Whipple & Tucker, 2002).

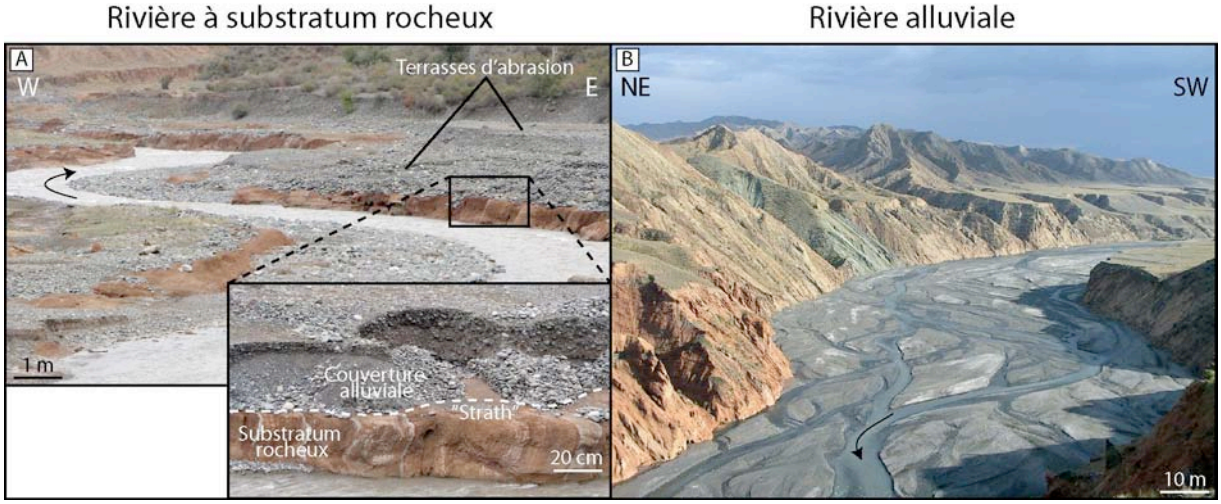


Fig.I. 17 : Exemples de rivières orogéniques dans le Piémont Nord du Tian Shan. *A) Rivière à substratum rocheux dans la rivière Hutubi. B) Rivière alluviale dans la rivière Jingou, Noter dans les deux cas la présence de terrasses de part et d'autre du lit. Remarque : la photographie de la rivière alluviale est prise à la charnière d'un anticlinal de rampe. Afin de compenser la surrection du pli, la rivière incise son lit en mobilisant certainement la totalité de l'épaisseur sédimentaire.*

(a) Le transport

(i) Modes de transport

Le transport des éléments ou particules au sein d'un écoulement fluviatile s'effectue selon trois grands modes (Yalin, 1980) :

- **le transport en charge de fond** (*bedload transport*)
- **le transport en suspension** (*suspended load transport*)
- **le transport en charge dissoute** (*dissolved load transport*)

Dans la suite, je ne m'intéresse qu'aux deux premiers modes de transport car ils sont généralement considérés comme responsables de l'essentiel des flux de matière érodés. Le rapport entre flux solide (charge en suspension + charge de fond) et flux dissous est souvent estimé à 1/5 (Campy & Macaire, 2003). Il faut noter cependant que ce rapport est en vérité assez mal connu. Les mesures de flux solides et flux dissous ne sont pas toujours réalisées avec fiabilité en raison des difficultés pour effectuer des mesures pertinentes qui rendent compte des flux moyens des rivières (mesures effectuées en période de crue) et en raison des difficultés techniques pour mesurer la charge de fond notamment. De plus, ces ratios entre les différents types de charge dépendent des contextes orogéniques et climatiques.

Les modes de transport de la charge solide décrivent comment, pour une taille de grain donnée, les conditions hydrauliques de l'écoulement sont capables de mobiliser et de transporter les particules. De façon simple, cette capacité de transport des particules est régie par la **puissance hydraulique de l'écoulement** Ω (*stream power*). Exprimée de façon analytique, cette puissance hydraulique du courant traduit la perte d'énergie potentielle d'une masse d'eau entre une altitude initiale et une altitude finale. Elle s'exprime sous la forme (voir Burbank & Anderson, 2001, pour une démonstration détaillée) :

$$\Omega = Q.\rho_{eau}.g.S \qquad \text{Eq.I. 34}$$

avec Q [$L^3.T^{-1}$] le débit, ρ_{eau} [$M.L^{-3}$] la densité de l'eau, g [$L.T^{-2}$] l'accélération de la pesanteur et S la pente. Lorsqu'elle est normalisée par la largeur du lit de la rivière, on obtient la **puissance unitaire du courant** ω (*unit / specific stream power*) :

$$\omega = \tau_b.\overline{V} \qquad \text{Eq.I. 35}$$

avec $\overline{V}$ [$L.T^{-1}$] la vitesse moyenne de l'écoulement et τ_b [$M.L^{-1}.T^{-2}$] la contrainte cisaillante basale exercée par le fluide sur le lit de la rivière (*bed/basal shear stress*). Cette contrainte cisaillante basale s'exprime simplement :

$$\tau_b = \rho_{eau}.g.h_{eau}.S \qquad \text{Eq.I. 36}$$

avec h_{eau} [L] la hauteur d'eau.

Pour transporter une particule, cette contrainte cisaillante basale doit surpasser un seuil critique de mise en mouvement τ_c (*critical shear stress)*. Cette valeur critique dépend naturellement de la lithologie des grains (densité) et de leur taille. Pour une taille de particules donnée, il n'y a pas transport si $\tau_b < \tau_c$. Lorsque τ_b dépasse le seuil critique, les particules sont dans un premier temps transportées sur le fond (par roulement, glissement, saltation) puis sont progressivement mises en suspension. Les relations entre le diamètre des particules et le seuil de transport ont été formalisées par Shields (1936). Pour cela, il est nécessaire de définir le **cisaillement de Shields** τ^* (*Shields stress*) et le **nombre de Reynolds particulaire** Re* (*grain Reynolds number*) :

Cisaillement de Shields

$$\tau^* = \frac{\tau_b}{(\rho_{sed} - \rho_{eau}).g.D} \qquad \text{Eq.I. 37}$$

avec ρ [$M.L^{-3}$] et D [L] la densité et le diamètre de la particule respectivement. Ce paramètre sans dimension fait le rapport entre les forces de cisaillement de l'eau sur la particule et le poids effectif de cette particule.

Nombre de Reynolds particulaire

$$\mathrm{Re}^* = \frac{u^*.D}{\upsilon} \qquad \text{Eq.I. 38}$$

avec u* [$L.T^{-1}$] la vitesse de cisaillement du fluide et υ [$M.L^{-1}.T^{-1}$] sa viscosité cinématique. Ce nombre sans dimension fait le rapport des forces d'inertie sur les forces de viscosité au voisinage du grain. La vitesse de cisaillement du fluide s'exprime simplement comme :

$$u^* = \sqrt{\frac{\tau_b}{\rho_{eau}}} = \sqrt{g.h_{eau}.S} \qquad \text{Eq.I. 39}$$

Dans un diagramme $\tau^* = f(Re^*)$ (i.e., le diagramme de Shields), il est possible de visualiser le seuil de transport des particules τ_c^* en fonction de l'hydrodynamisme de l'écoulement (fig.I.18).

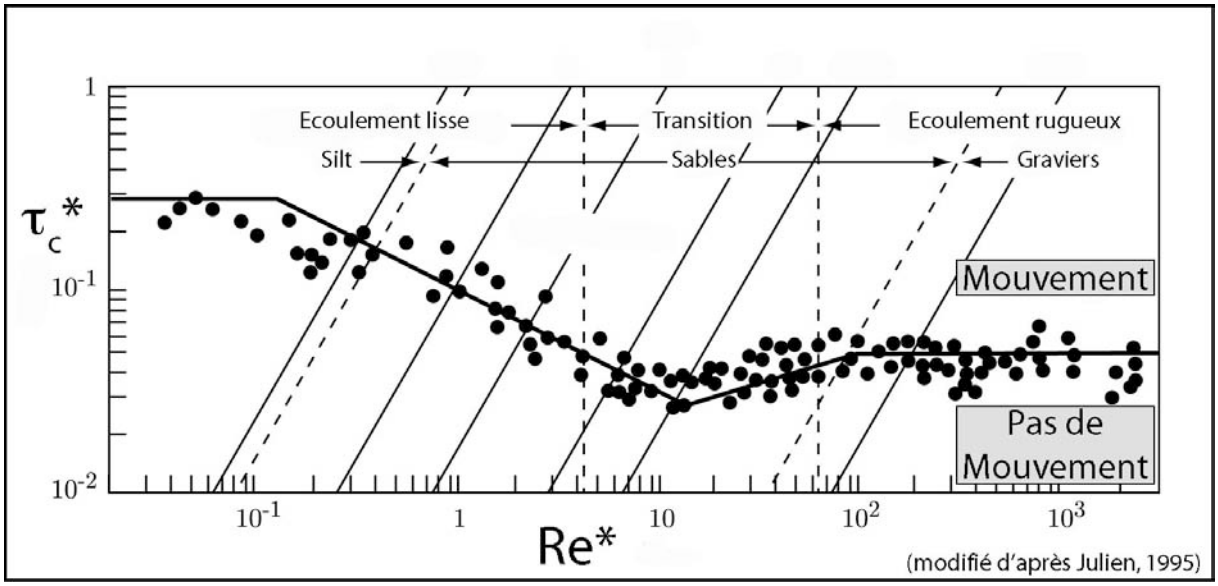


Fig.I. 18 : Diagramme de Shields (d'après Julien, 1995). *En abscisse le nombre de Reynolds granulaire Re* caractérise le transport des particules en fonction de la leur taille. En ordonnées, le cisaillement de Shields τ_c* quantifie la capacité de transport de l'écoulement en fonction du poids de la particule.*

Lorsque la contrainte exercée par le fluide sur la particule augmente, celle-ci peut-être successivement transportée en charge de fond puis charge en suspension. Il existe un nombre sans dimension permettant d'établir la transition entre ces deux modes de transport : le nombre de Rouse (R_o). Ce nombre fait le rapport entre la vitesse de sédimentation de la particule (vitesse de Stokes, V_s) et la vitesse de cisaillement du fluide (u^*) :

$$R_o = \frac{V_s}{k.u^*} \qquad \text{Eq.I. 40}$$

avec « k » une constante (constante de Von Karman). Ainsi (d'après la synthèse bibliographique de Meunier, 2004), le transport par charriage domine lorsque Ro > 2,5. Il s'agit d'un transport par saltation (charge mixte) pour 1 < Ro < 2,5 et d'un transport en suspension pour Ro < 1.

(ii) Modélisation du transport

La capacité de transport d'une rivière Q_c [$L^2.T^{-1}$] peut s'exprimer en fonction de la contrainte de cisaillement exercée par le fluide à la base du lit (τ_b). Par unité de largeur, on obtient l'expression (Howard, 1994) :

$$Q_c = K_a(\tau - \tau_c)^v \qquad \text{Eq.I. 41}$$

En normalisant les contraintes cisaillantes du fluide par le cisaillement de Shields, on obtient :

$$Q_c = K_h(\tau^* - \tau_c^*)^v \qquad \text{Eq.I. 42}$$

avec K_h un coefficient de transport.

En utilisant quelques relations géométriques de conservation de la masse d'eau (proportionnalité entre le flux Q_w et la largeur du lit W ; Leopold & Maddock, 1953), quelques formules d'hydrologie des bassins versants (proportionnalité entre le flux d'eau Q_w et l'aire drainée A ; Hack, 1957), l'expression se simplifie en :

$$Q_c = K_c A^{m'} S^{n'} \qquad \text{Eq.I. 43}$$

avec m' et n' des constantes positives et K_c le coefficient de transport sédimentaire.

L'intérêt de cette expression est d'exprimer la capacité de transport d'une rivière à partir de paramètres morphométriques de son bassin versant (l'aire drainée et la pente). Ces paramètres sont facilement mesurables sur le terrain (en particulier les MNT) et peuvent servir à prédire la quantité d'érosion qui affecte une topographie. Ceci est notamment utilisé en modélisation numérique pour reproduire l'érosion sur une topographie quelconque.

(b) L'incision

L'incision d'une rivière représente le creusement que subit le lit rocheux sous l'action mécanique de la couverture fluide en mouvement à la surface (eau + charge solide). La vitesse de ce creusement (le taux d'incision) est une réponse complexe de la rivière à différents facteurs. Lorsqu'il n'y a aucune perturbation d'origine tectonique (surrection, variation du niveau de base) ou climatique, on observe qu'une rivière tend vers un profil longitudinal en équilibre (fig.I.19.A). Ce profil d'équilibre décrit une courbe globalement concave dont l'allure dépend de la lithologie du substrat (érodabilité) et du flux d'eau circulant dans le réseau. Dans le cas de sollicitations externes (tectonique, climat), la rivière adapte son profil en incisant ou déposant localement sa charge de façon plus ou moins intensive (fig.I.19.B). Cette réponse n'est pas uniforme car la rivière possède différents paramètres pour réagir aux sollicitations externes. Ce peut être le mode d'érosion (mécanismes : voir plus loin), le mode de transport (charge de fond transportée intégralement, dépôt transitoire, etc.), la pente du lit, la largeur du lit, la sinuosité, etc.

Sur le terrain, les taux d'incision peuvent être calculés en mesurant le décalage vertical entre des niveaux de terrasses datées et le lit actuel (Burbank et al., 1996a ; Lavé & Avouac, 2001). Les valeurs généralement trouvées sur des rivières orogéniques sont de l'ordre du cm/an. Quelques études récentes ont tenté de mesurer directement à l'échelle humaine le taux d'incision de quelques rivières actuelles (Etats Unis, Taiwan) sur des périodes de 5-10 ans (Stock et al., 2005 ; Hartshorn et al., 2002). Pour l'exemple des Etats unis (Stock et al., 2005), les valeurs mesurées surpassent systématiquement de plusieurs cm/an les mesures régionales à long terme. Ces divergences peuvent s'expliquer par le fait que le taux d'incision long terme représente le taux d'abaissement du fond de la vallée (incision en 2D) alors que la mesure représente une incision ponctuelle (taux en 1D).

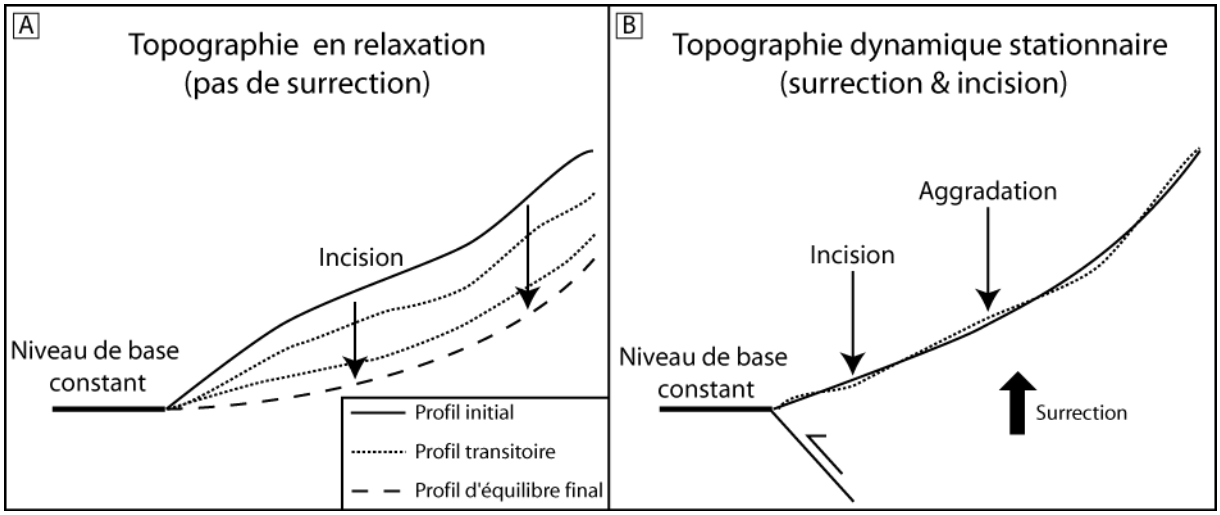


Fig.I. 19 : Profils longitudinaux de rivières*. A) Cas type d'une topographie en relaxation (pas de surrection). B) Cas d'une topographie dynamique stationnaire (surrection = incision). Dans le cas d'une topographie en relaxation, l'érosion progressive des reliefs par incision du lit de la rivière fait tendre le profil topographique du thalweg vers une courbe d'allure exponentielle. Si l'incision est compensée par une surrection globale du massif, le profil de la rivière reste plus ou moins stationnaire. Cependant, ce profil s'ajuste localement en aggradant, incisant ou subissant la surrection.*

(i) Mécanismes de l'incision

L'incision du lit rocheux d'une rivière peut se produire sous l'effet de différents mécanismes qui se conjuguent différemment le long du tracé du cours d'eau (Hancock et al., 1998 ; Whipple et al., 2000). L'occurrence de chacun de ces processus dépend des conditions hydrauliques (courant, charge) et de la résistance mécanique du substratum. Il peut s'agir de (fig.I.20) :

- **l'abrasion mécanique** *(abrasion)* : elle s'observe le plus souvent dans des roches homogènes et résistantes et se caractérise par le polissage et l'usure progressive des roches sous l'action abrasive du fluide (charge de fond et charge en suspension). Les particules produites sont typiquement des silts.

- **le détachement mécanique** (*plucking*) : il domine lorsque les roches présentent des zones de faiblesse (fractures, diaclases, joints, schistosité etc.). Les chocs répétés des particules à la surface du substratum ainsi que l'ouverture progressive des joints par effet de coin des particules les plus fines finissent par séparer des blocs. La taille des blocs peut varier de quelques centimètres à plusieurs décimètres, voire mètres.

- **la dissolution** (*solution*) : elle se produit dans le cas de roches solubles qui se dissolvent sous l'effet de l'écoulement de l'eau.

- **l'altération physico-chimique** (*weathering*) : Elle se produit principalement lorsque le lit est à sec. Les processus d'altération physique (thermoclastie, cryoclastie, hydroclastie) ou chimique (hydrolyse, oxydoréduction), ainsi qu'éventuellement la végétation, détruisent la roche et la préparent à être érodée lors de la prochaine crue.

- **la cavitation** (*cavitation*) : la création de microscopique bulles d'air dans la dynamique turbulente de l'écoulement et leur rapide implosion génèrent des ondes de choc qui martèlent la roche et l'affaiblissent.

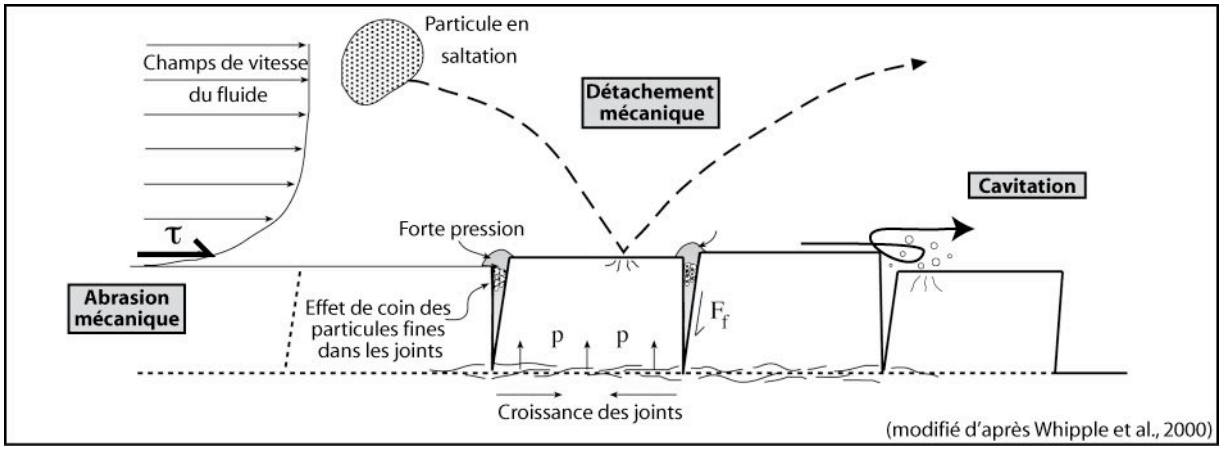


Fig.I. 20 : Mécanismes de l'incision fluviatile (d'après Whipple et al., 2000). *L'écoulement du fluide chargé en particules (charge de fond ou charge en suspension) exerce une contrainte cisaillante directe sur la surface du lit rocheux responsable de son abrasion mécanique. L'impaction des grains en saltation transmet des contraintes au lit rocheux qui favorisent la croissance des joints verticaux et horizontaux et le détachement mécanique de blocs entiers. L'ouverture de ces joints est par ailleurs favorisée par le comblement progressif des particules fines (effet de coin) et par l'implosion de microbulles d'air générées par l'écoulement turbulent (cavitation).*

La méconnaissance des trois derniers processus conduit souvent les géomorphologues hydrauliciens à considérer l'incision fluviale comme essentiellement gouvernée par ses capacités d'abrasion et de détachement mécanique (Whipple et al., 2000 ; Snyder et al., 2003). Typiquement, une rivière incise son lit si elle charrie suffisamment de particules abrasives pour racler le fond et arracher des particules ou des blocs (Sklar & Dietrich, 1998, Whipple et al., 2000). Cette incision est bien évidemment facilitée pour les rivières à substratum rocheux (le lit affleure) mais elle n'est pas négligeable pour les rivières alluviales. Des expériences en cuve montrent en effet que le taux d'érosion d'un substrat recouvert par une charge de fond épaisse n'est pas nul (Skar & Dietrich, 2001). Les auteurs invoquent la possible mise en mouvement de l'ensemble de la colonne sédimentaire ou la transmission d'énergie par les grains de la surface aux grains en profondeur lors des crues majeures (voir la prochaine figure).

(ii) Modélisation de l'incision

(a) Modèle de puissance hydraulique du courant

Les propriétés physiques et géométriques caractérisant les différents acteurs de l'incision sont, par catégorie :

- **Les propriétés hydrauliques** : flux d'eau (Q_w), géométrie de l'écoulement (hauteur h, largeur W), chimie de l'eau
- **Les propriétés des particules transportées** : granulométrie, quantité, nature lithologique, mode de transport (charriage, saltation, suspension)
- **Les propriétés du substratum** : nature lithologique (érodabilité), pente S, taux de surrection.

Les premiers modèles d'incision fluviale proposent que le taux d'incision E [$L.T^{-1}$] du substratum est directement proportionnel à l'intensité du flux d'eau s'écoulant à sa surface (Howard & Kerby, 1983) :

$$E = -K_b(\Psi - \Psi_c)^{\xi} \qquad \text{Eq.I. 44}$$

avec K_b l'érodabilité du substrat [$L^2.T^{-1}$], Ψ l'intensité du flux d'eau, Ψ_c un seuil d'érosion critique et ζ une constante. La valeur du seuil d'érosion correspond à la contrainte cisaillante qu'il faut exercer pour débuter l'incision du substratum. Ce paramètre ne doit pas être confondu avec le seuil de transport d'une particule déjà déposée sur le fond. K_b est supposé rendre compte de l'influence de la nature de la roche sur le taux d'érosion (Stock & Montgomery, 1999). De même que pour la loi de transport, en utilisant quelques relations géométriques de conservation de la masse d'eau (Leopold & Maddock, 1953), quelques formules d'hydrologie des bassins versants (Hack, 1957) et en négligeant le seuil critique d'incision, Howard et al. (1994) obtiennent l'expression très répandue du **modèle de puissance du courant** (*stream-power model*) :

$$E = K.A^m.S^n \qquad \text{Eq.I. 45}$$

où A [L^2] est l'aire drainée en amont du point du lit étudié, S la pente locale et « m », « n », des constantes positives. « m » et « n » sont deux exposants rendant compte de l'hydrologie du bassin versant, de la géométrie de la rivière et des processus d'érosion. Typiquement, leur calibration sur des systèmes naturels livre des valeurs s'étalant respectivement de 0 à 2 et 0.1 à 0.5 (Seidl & Dietrich, 1992 ; Hancock et al., 1998 ; Stock & Montgomery, 1999 ; Whipple et al., 2000 ; Snyder et al., 2000 ; Hilley et al., 2004). Ces larges gammes reflètent certainement l'influence des conditions hydrologiques, lithologiques, climatiques et tectoniques. Certains auteurs ont attribué les changements du rapport m/n (indice de concavité ; Snyder et al., 2000) comme le résultat de processus d'érosion différents (érosion fluviale et écoulement des débris ; Seidl & Dietrich, 1992). L'érodabilité K inclut quant à elle les effets des changements de géométrie de la rivière, l'effet des précipitations et la résistance de la roche à l'incision fluviale (Whipple & Tucker, 1999). Généralement, K diminue lorsque la résistance à l'érosion du substratum augmente (Stock & Montgomery, 1999) et lorsque les précipitations diminuent (Whipple & Tucker, 1999).

(b) Modèle de saltation-abrasion

Dernièrement, Sklar & Dietrich (1998, 2001, 2004) ont proposé une théorie mécanique généraliste rendant compte de l'influence du stock sédimentaire et de la taille des grains sur les taux d'incision des rivières (rivières à substratum rocheux ou alluviales). Selon cette théorie, ils supposent que :

- Les taux d'incision dans le substratum se produisent principalement grâce à l'abrasion générée par les particules de charge de fond en saltation à la surface du lit fluvial (fig.I.21.A).

- Le taux « d'usure » des roches dépend linéairement du flux d'énergie cinétique des particules impactant le lit et de la fraction surfacique du lit qui n'est pas scellée par des dépôts alluviaux transitoires (figuré grisé sur la fig.I.21.A). Cette couverture partielle du lit est supposée dépendre du rapport entre le stock de sédiments grossiers et la capacité de transport en charge de fond. La vitesse d'impact des particules dépend quant à elle de la fréquence des impacts et des trajectoires de saltation qui sont paramétrées par des fonctions empiriques de la contrainte cisaillante efficace (*excess shear stress*).

Les auteurs de cette théorie ont montré expérimentalement que le stock sédimentaire disponible sur le fond d'une rivière influence directement le taux d'abrasion du substratum (fig.I.21.B&C ; Sklar & Dietrich, 2001). Pour une faible et très forte quantité de sédiments, le taux d'abrasion du lit rocheux est faible. Pour une charge solide intermédiaire, il est maximal. Ceci est dû au fait que l'augmentation du stock sédimentaire produit deux effets contradictoires. D'une part, en fournissant des « outils » pour l'abrasion, les sédiments favorisent l'incision du substratum. D'autre part, en limitant l'extension de la surface d'exposition du lit rocheux, les sédiments limitent l'incision du substratum. De fait, pour de faible quantité de sédiments, l'incision est limitée par le manque d'« outils » d'abrasion alors que pour de forte quantité, elle est limitée par l'enfouissement partiel du substrat sous une couverture de dépôts transitoires.

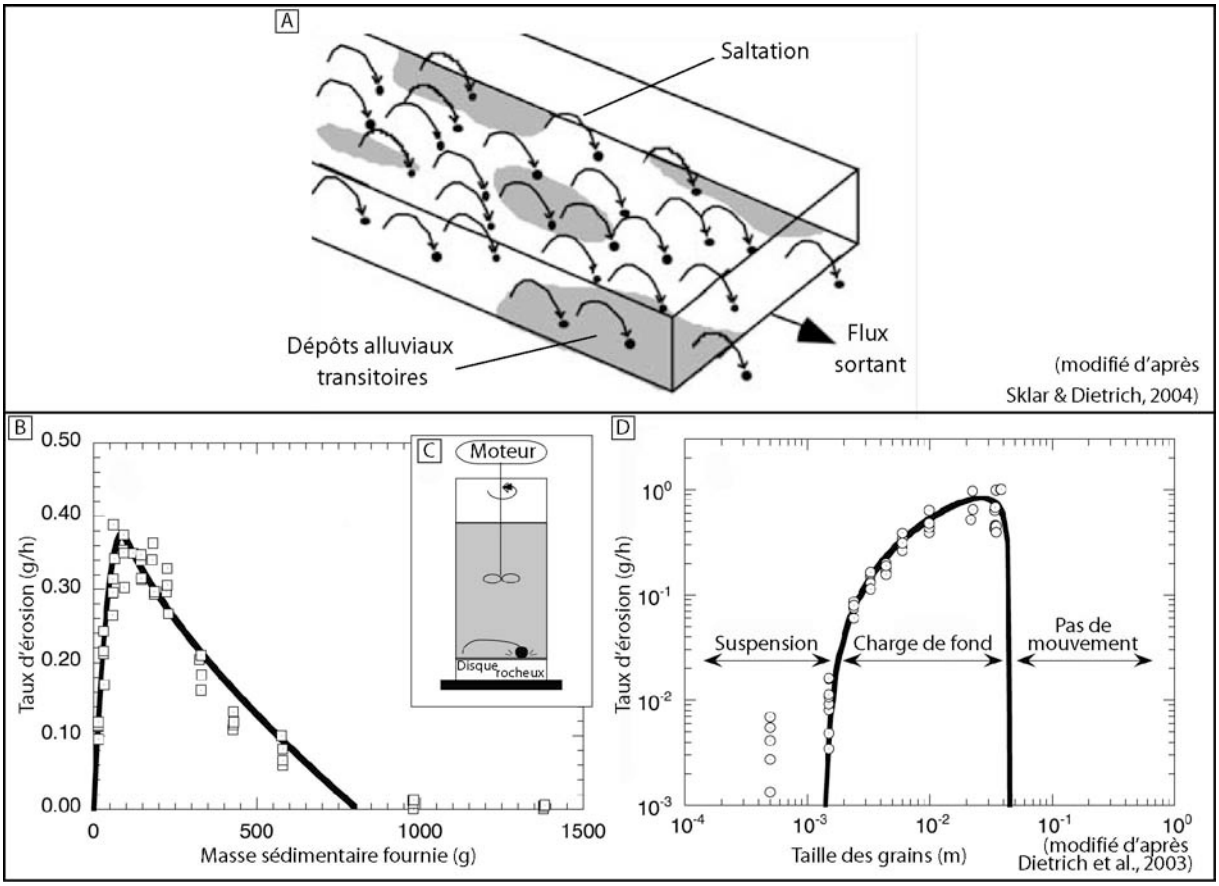


Fig.I. 21 : Modèle de saltation-abrasion (d'après Dietrich et al., 2003 ; Sklar et al., 2004). *A) Schéma d'un chenal idéalisé rectangulaire érodé par les impacts de la charge de fond en saltation. B) Résultats expérimentaux obtenus avec l'appareillage décrit en C). Il s'agit d'un « moulin » motorisé qui entraîne des particules solides au-dessus d'un disque rocheux. Ces résultats montrent que l'érosion du disque dépend de la quantité de sédiment disponible. D) Effet de la taille des grains sur le taux d'érosion du substrat. Les points évidés représentent les données expérimentales. La courbe en gras représente le modèle analytique. Les variations observées illustrent les modes de transport des différentes granulométries (suspension, charge de fond).*

Les auteurs vont plus loin en proposant que la distribution de taille des sédiments doit influencer les taux d'incision. En effet, seule la fraction grossière des sédiments est capable de former une couverture alluviale se déplaçant en glissement-saltation sur le lit rocheux. Les particules plus fines (sables) sont au contraire transportées le plus souvent en suspension et impactent rarement le substratum rocheux. Ainsi, les auteurs montrent-ils que le taux d'incision d'un lit rocheux est maximum pour une granulométrie intermédiaire entre particules fines et grossières. Les données expérimentales correspondent aux formulations analytiques de leur théorie (fig.I.21.D). Celles-ci peuvent être résumées par l'expression suivante (Dietrich et al., 2003 pour une synthèse) :

$$E = \frac{\left(1-\left(\frac{u^*}{V_s}\right)^2\right)^{1.5}}{\varepsilon_V}.\left(k_1.\frac{q_s}{\left(\frac{\tau^*}{\left(\tau_c^*-1\right)}\right)^{0.5}} - k_2.\frac{q_s^2}{D_s^{1.5}.\frac{\tau^*}{\left(\tau_c^*-1\right)^2}}\right) \qquad \text{Eq.I. 46}$$

avec u* [$L.T^{-1}$] la vitesse de cisaillement du fluide, V_s [$L.T^{-1}$] la vitesse de sédimentation de la particule qui dépend essentiellement de sa taille D_s [L], ε_V un coefficient de résistance de la roche, q_s [L^2/T] le flux de sédiment par unité de largeur, τ^* est le cisaillement de Shields, τ_c^* le cisaillement critique de Shields et k_1 et k_2 sont des constantes déterminées essentiellement par la densité des particules.

Bien que cette expression soit complexe, on peut remarquer de façon simple que le terme de facteur fait le ratio entre un équivalent du nombre de Rouse (mode de transport) et la résistance de la roche. Il détermine donc la nature du transport des particules. Le second terme relate quant à lui la dynamique de mise en transport des particules (seuil de transport) en fonction de leur taille et de leur nature (k_1 et k_2).

(c) La sédimentation

La sédimentation des particules détritiques charriées par une rivière se produit lorsque l'écoulement n'est plus capable de transporter toute sa charge. Cette chute de la capacité de transport peut être liée à l'évolution de divers paramètres caractéristiques de l'écoulement. Selon l'expression de la puissance hydraulique de l'écoulement (Eq.1.34), il peut s'agir d'une diminution de la pente ou d'une diminution du débit liquide. En contexte orogénique, une surrection localisée peut également influencer la capacité de transport d'une rivière. En effet, celle-ci utilise une partie importante de son énergie pour éroder le fond du lit qui s'élève et relâche en conséquence une partie de sa charge en amont de la zone en surrection (Jorgensen et al., 1993).

Au niveau d'un piémont de chaîne, la sédimentation peut se produire :

- **au sein du réseau hydrographique** :
ce sont les dépôts transitoires décrits par Sklar & Dietrich (2004) dans leur modèle d'incision par saltation-abrasion mais également les dépôts préservés au niveau de terrasses fluviatiles (voir définition au chapitre I.B.2). Les temps de résidence de ces sédiments sont très variables et dépendent de la dynamique d'érosion de la rivière lors d'évènements exceptionnels (mobilisation de la charge alluviale stockée sur le lit rocheux) et de son histoire morphologique (déplacement des bras actifs de la rivière, préservation des terrasses par surrection tectonique, implantation d'une végétation, etc.). Ces temps caractéristiques sont de l'ordre de l'année à plusieurs centaines d'années (Campy & Macaire, 2003).

- dans les **bassins de croissance** (*growth basins*) :
ce sont les espaces localisés en arrière d'une structure tectonique en formation, au cœur de la chaîne (bassins intra-montagneux) ou bien dans le piémont (**bassins transportés** ; *piggy-back basins* ; Ori & Friend, 1984).

- dans les **bassins flexuraux d'avant-chaîne** (*foreland basins* ; Price, 1973 ; Jordan, 1981 ; Beaumont, 1981) :

Ils correspondent à l'espace disponible généré par la flexure lithosphérique de la plaque en subduction sous la charge des reliefs de la chaîne.

(d) Conclusion

Ces différentes formulations des processus d'érosion-transport-sédimentation fluviales ont été pour grande partie réalisées durant ces 20 dernières années. Il s'agit d'une avancée significative pour la géomorphologie quantitative qui a permis de modéliser les très nombreux et complexes processus de surface. La mise au point de ces équations, ou « lois d'érosion » est un chantier encore très actif à l'heure actuelle. La mise au point récente du modèle de « saltation-abrasion » (Sklar & Dietrich, 2001, 2004) constitue en cela une avancée depuis le développement des formulations de type « puissance du courant » (Howard & Kerby, 1983 ; Howard, 1994).

Par ailleurs, ces expressions analytiques sont très employées dans les modèles numériques d'évolution de la topographie (Dietrich et al., 2003 ; Pazzaglia, 2003) et permettent de tester l'influence des processus de surface sur le développement et l'évolution des topographies.

Ces expressions sont basées sur un formalisme rigoureux des processus physiques d'incision et de transport (contrainte cisaillante exercée par le fluide sur le substratum rocheux ou les particules du lit alluvial) et sont confrontées en permanence à de nombreuses mesures et observations de terrain. Toutefois, elles demeurent en partie teintées d'empirisme ; en particulier, au niveau de la relation entre la largeur de la rivière et le débit. Ainsi, la largeur du chenal W est souvent considérée comme simplement proportionnelle au flux d'eau Q_w. Cette simplification vient du fait qu'il s'agit d'une donnée difficile à acquérir sur les modèles numériques de terrain (résolution souvent insuffisante) et sur le terrain (travail délicat au creux des gorges actives). En modélisation du transport et de l'incision, le modèle de puissance de courant utilise une relation simple de type racine carrée ($W \propto Q_w^b$; Leopold & Maddock, 1953). L'exposant b est souvent pris comme égal à 0.3-0.5 (voir Montgomery et Gran, 2001, pour une synthèse). Or il existe actuellement un débat au sujet de l'influence de ce facteur « largeur de rivière » dans la dynamique de réponse d'un chenal à une sollicitation tectonique ou climatique (Whipple, 2004 ; Finnegan et al., 2005 ; Stark, 2006). Plusieurs travaux sur le terrain ont montré qu'une rivière peut changer la largeur de son lit au passage d'une structure tectonique active (Harbor, 1998 ; Lavé & Avouac, 2001 ; Montgomery & Gran, 2001 ; Amos & Burbank, 2007) ou d'un changement lithologique (Duvall et al., 2004, Whittaker et al., 2007a). Aussi, il semble que la largeur du lit ne dépend pas seulement du flux, mais aussi de la pente, de la lithologie et des conditions tectoniques.

(3) Processus à l'échelle des versants

Les versants sont les pentes topographiques des bassins hydrographiques peu ou pas chenalisées qui s'étalent depuis la ligne de partage des eaux jusqu'au lit de chaque affluent. De très nombreux mécanismes d'altération et de transport s'y produisent afin d'alimenter la rivière en matériel (charge solide et charge dissoute). Ici, je discute simplement la production de sédiments par érosion mécanique et je laisse de côté les processus d'altération chimique (dissolution, oxydo-réduction, hydrolyse, etc.) qui produisent des quantités parfois très importantes de matières qu'il convient d'estimer correctement pour établir des bilans d'érosion réalistes (Galy et al., 2001). Ce choix s'explique par ma volonté de modéliser dans les expériences uniquement les processus d'érosion mécanique (voir chapitre III).

(a) Mécanismes d'érosion/transport

De façon non exhaustive, les processus d'érosion mécaniques sur les versants peuvent être divisés en trois catégories :

- **les processus gravitaires** :

Il s'agit des très nombreux et divers processus décrits par Varnes (1978). Sur la base des différents types de mouvements (chute, fauchage, glissement, étalement, écoulement) et des différents types de matériaux impliqués (boue, débris, roche), Varnes (1978) a construit une classification systématique des processus gravitaires. Par exemple, il s'agit des processus d'éboulement et de chute de blocs (*rock/debris fall*), les avalanches de débris rocheux (*rock/debris avalanches*), le fauchage (*toppling*), les glissements (*slides*), les étalements rocheux (*earth/rocks spreads*), les coulées de débris (*earth/debris flows*), etc. Ces processus se produisent sous l'action principale de la gravité. Leur dynamique est caractérisée par des seuils qui répondent aux mêmes lois que la croûte terrestre (critère de rupture de Mohr-Coulomb : Eq.I.1). Cependant, les fluides, et l'eau en particulier, jouent un rôle prépondérant dans la dynamique d'initiation de ces processus. Les grandeurs caractéristiques de transport de ces processus sont également très variables. En termes de distance, le transport peut se faire sur quelques dizaines de mètres voire centaines de mètres pour les éboulements, les glissements ou les étalements rocheux contre plusieurs kilomètres pour les coulées de débris. En termes de temps, ces mouvements peuvent se produire en quelques secondes ou minutes (éboulements, avalanches, coulées de débris) ou bien plusieurs centaines d'années (glissement lent, fauchage). De fait, ces processus ont des vitesses caractéristiques de transport très différentes.

- **les processus glaciaires** :

Il s'agit de l'ensemble des processus de production de sédiments qui font intervenir l'eau sous forme solide (glace). Cela comprend les phénomènes cryogéniques (cryolcastie, cryoexplusion, gelifluxion, etc.) et l'abrasion liée aux écoulements de glaciers. Ces derniers processus sont des agents d'érosion qui peuvent se révéler très efficaces et générer une grande quantité de matériel sédimentaire (Hallet, et al., 1996).

- **des processus d'interaction entre la pluie et la surface rocheuse** :

Par cette expression, je regroupe les processus rendant compte des interactions entre les gouttes de pluie (et leur collecte) et la surface rocheuse (recouverte ou non d'un sol). Il s'agit aussi bien de l'interaction directe entre une goutte de pluie et le sol (*rainsplash*) que du ruissellement occasionnel de l'eau (*runoff*) dans des rigoles (*rills*) ou ravines (*gullies*). Le premier processus est susceptible de détacher des particules sédimentaires d'un sol en raison de la transmission de l'énergie cinétique d'impact de la goutte aux particules du sol. Cela se produit en plusieurs étapes que je ne détaillerai pas ici (voir pour cela la thèse de G. Nord, 2006). On constate simplement que la distance de transport des particules est une fonction de leur taille (effet de seuil ; Leguédois, 2003). Le second processus se produit lorsque le sol est incapable d'absorber l'intégralité des précipitations s'abattant à sa surface. L'excès d'eau (*overland flow*) s'écoule alors successivement en nappe (*sheet flow*) avant de se chenaliser (*surface runoff*) pour former des rigoles et ravines. Ces écoulements répondent à une mécanique des fluides très similaires à celles des rivières (Nord, 2006). Enfin, une autre partie de l'écoulement s'effectue au sein même du sol (*throughflow*). Elle percole au travers des pores du sol et peut nourrir l'écoulement de surface (*surface runoff*). Cet écoulement est soumis à la dynamique des fluides dans les milieux poreux (loi de Darcy). Les distances de transport caractéristiques pour chacun de ces processus sont variables : de l'ordre du centimètre pour le *rainsplash* à la dizaine voire centaine de mètres pour le ruissellement.

(b) Modélisation du transport des versants

Les processus de versant sont souvent regroupés sous une seule et même équation rendant compte du flux de matière qu'ils occasionnent vers le réseau hydrographique. Il s'agit d'une simple équation de diffusion linéaire entre le flux de sédiment volumique Q_s [$L^2.T^{-1}$] et la pente locale S (Culling, 1960) :

$$Q_s = K.S \qquad \text{Eq.I. 47}$$

avec K [$L^2.T^{-1}$] le coefficient de diffusivité du versant.

Cette formulation s'avère particulièrement adaptée pour les sols à faible pente ou les versants recouverts de régolithe (couche superficielle du sol composé de roche altérée), mais ne convient pas aux fortes pentes (Dietrich & Montgomery, 1998). Les glissements de terrain deviennent alors très fréquents et font augmenter significativement les flux sédimentaires. Afin de rendre compte de cela, un seuil de pente critique S_c (correspondant à l'angle de friction interne du versant) a été intégré à l'équation de diffusion linéaire (Roering et al., 1999) :

$$Q_s = \frac{K.S}{1-\left(\frac{S}{S_c}\right)^2} \qquad \text{Eq.I. 48}$$

Pour les faibles pentes ($S << S_c$), cette loi est équivalente à la diffusion linéaire (Eq.I.47). Pour des pentes avoisinant le seuil critique, le flux sédimentaire augmente non linéairement.

Enfin, il est également possible d'introduire un terme d'érosion (E_0) attribuable à la dissolution et à l'altération de la roche saine (Montgomery & Brandon, 2002).

$$Q_s = E_0 + \frac{K.S}{1-\left(\frac{S}{S_c}\right)^2} \qquad \text{Eq.I. 49}$$

(c) Conclusion

La diversité des processus de versants et notamment l'éventail de leurs vitesses de déplacement limite une modélisation fine pour chacun d'entre eux. S'il existe quelques expressions décrivant l'érosion induite par l'écoulement des glaciers (Braun et al., 1999 ; McGregor et al., 2000) ou le transport par les glissements de terrain (Schmidt & Montgomery, 1995 ; Tucker & Bras, 1998 ; voir Dietrich et al., 2003 pour une synthèse), les processus de versants sont fréquemment regroupés au sein d'équations relativement simples. Ces expressions sont en partie approximatives car elles font rarement intervenir les mécanismes physiques à l'origine des flux sur les versants. Ces mécanismes sont au contraire moyennés et résumés grâce à des relations simples (loi de diffusion linéaire) parfois corrigées d'effet de seuil (loi de diffusion non linéaire).

Quoi qu'il en soit, ces équations semblent expliquer de façon satisfaisante les flux mesurés sur les versants (Roering et al., 2001a,b). Elles sont par ailleurs largement employées dans les modélisations numériques d'évolution de topographie (voir chapitre I.B.5). Je retiendrais ici leur formulation et les paramètres physiques majeurs qu'elles font intervenir (pente, effet de seuil).

2. Les marqueurs des interactions Tectonique-Erosion-Sédimentation

Au cours de son évolution, la topographie d'un piémont de chaîne de montagnes fait disparaître certains objets morphologiques et en crée de nouveaux. Ces objets ont des durées d'existence très variables (typiquement plusieurs centaines à quelques millions d'années). Ils constituent de précieux témoins qu'il est intéressant d'étudier afin de comprendre l'histoire tectonique et climatique de la chaîne.

La **morphotectonique** (ou géomorphologie tectonique) est la discipline des Sciences de la Terre qui étudie les interactions entre l'activité des structures tectoniques et l'érosion dans la dynamique du paysage. La démarche morphotectonique passe par « la reconnaissance des signatures morphologiques ayant enregistré l'évolution géodynamique récente des paysages (…) et le décryptage des différents signaux tectoniques, climatiques ou sédimentaires » que cela engendre (Delcaillau, 2004).

a) Marqueurs morphotectoniques

En morphotectonique, il est courant d'étudier différents « marqueurs » capables d'enregistrer dans leur géométrie et leur évolution l'histoire du paysage. Au niveau d'un piémont de chaîne, ces marqueurs sont essentiellement représentés par les terrasses fluviatiles, les cônes alluviaux et les marqueurs du réseau de drainage (knickpoint, vallées sèches). Dans la suite, je décrirai chacun de ces marqueurs en insistant sur leurs apports dans la compréhension de la dynamique des reliefs. J'exposerai également quelques questions récurrentes qui accompagnent leur analyse.

(1) Terrasses fluviatiles

(a) Définition - Classification

Une terrasse fluviatile (*river/stream terrace*) est une paléo-surface d'écoulement de cours d'eau (ancien lit) qui a été abandonnée (fig.I.17&22).

Il existe globalement deux types de terrasses :

- **les terrasses de comblement** (ou terrasses d'aggradation : *aggradational / constructional / fill terraces*) :

Elles résultent d'une première étape de remplissage d'un chenal puis d'une seconde étape d'incision (fig.I.23.A.1). Le remplissage se produit lorsque la charge sédimentaire ne peut être intégralement transportée par la rivière (conditions limitées par le transport). La surface terminale de remplissage correspond alors au niveau de la terrasse. L'incision se produit ensuite en raison de variations du régime d'écoulement de la rivière. On qualifie souvent ces terrasses de « **terrasses emboîtées** » car, en section transversale, les plus jeunes sont insérées dans les plus anciennes. Ces terrasses sont très communes dans les domaines aval des zones orogéniques (piémonts).

- **les terrasses érosives** (ou terrasses d'abrasion/d'ablation : *degradational / erosional / cut / strath terraces*) :

Elles résultent de l'incision directe du substratum par la rivière. Selon la stabilité et la dynamique de l'écoulement fluviatile (notamment la sinuosité), elles peuvent se retrouver de part et d'autre de la vallée (terrasses paires ; fig.I.23.A.2) ou bien échelonnées sur les deux

rives (terrasses impaires ; fig.I.23.A.3). Quoi qu'il en soit, elles s'inscrivent généralement dans une dynamique d'incision continue qui laisse les terrasses les plus âgées au sommet de la vallée et les plus anciennes auprès du lit actuel. On qualifie souvent ces terrasses de « **terrasses étagées** ». Il peut se dérouler un court épisode d'alluvionnement entre la phase d'incision du substratum et la phase d'abandon de la terrasse. Cela laisse alors une faible épaisseur de sédiments sur la surface d'incision (de l'ordre de quelques mètres). Cette surface d'incision est communément appelée en anglais *strath* (voir Wegmann & Pazzaglia, 2002 pour une synthèse de la définition). Ces terrasses sont très communes dans les domaines amonts et avals des zones orogéniques.

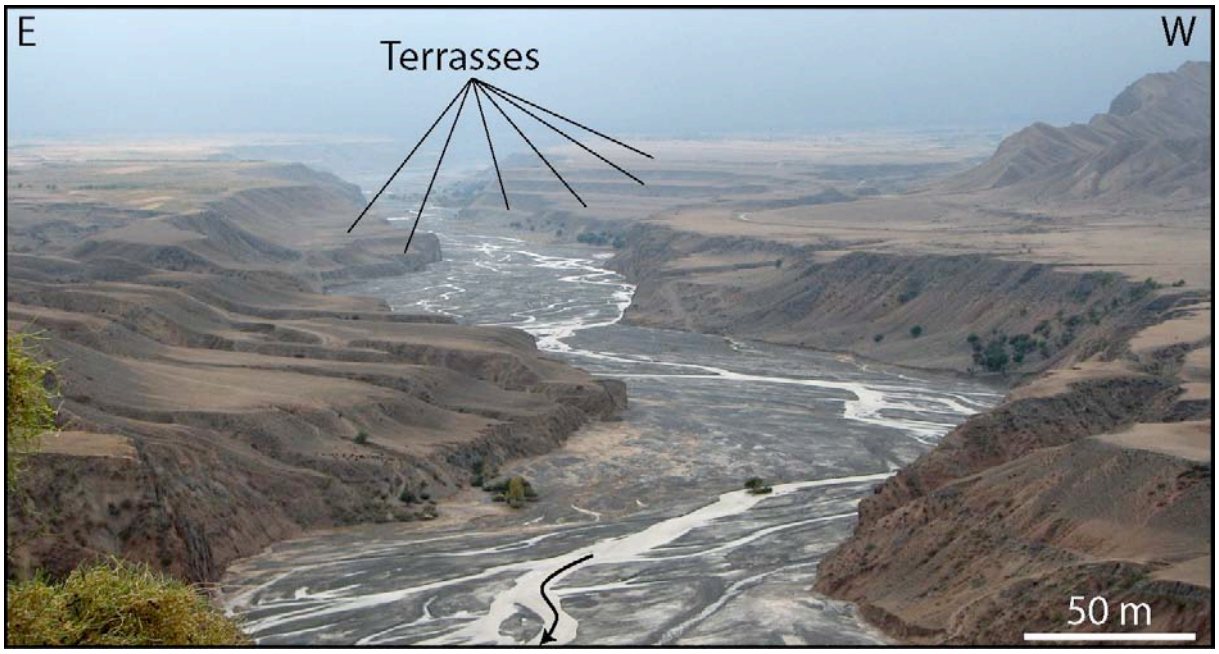


Fig.I. 22 : Terrasses érosives holocènes étagées dans la rivière Jingou (Piémont Nord-Est du Tian Shan). *Noter le très grand nombre de niveaux de terrasses et la diversité de leurs dimensions. L'incision de la rivière résulte du jeu couplé de la déformation (cliché pris à la charnière d'un pli de propagation) et de l'érosion intense induite par les changements hydrologiques à la dernière transition glaciaire / interglaciaire.*

(b) Origine et temps caractéristiques de formation

Une grande partie des questions actuelles concernant les terrasses s'intéresse à leur formation et aux temps caractéristiques décrivant leur dynamique. On peut par exemple citer (Hancock & Anderson, 2002 ; Pan et al., 2003) :

- Quels sont les mécanismes d'incision, de transport et de sédimentation qui sont à l'origine des terrasses ?
- Cette formation est-elle discrète dans le temps ?
- Peut-elle être reliée aux épisodes tectoniques (propagation de la déformation) ou au climat (durant les périodes glaciaires, les périodes interglaciaires ou à la déglaciation) ?
- Leur formation est-elle synchrone sur toute leur longueur le long de la rivière ?
- Qu'en est-il des terrasses autocycliques (terrasses se formant sans qu'aucune modification des paramètres tectoniques, climatiques ou du niveau de base ne soit nécessaire) ? Comment se forment-elles (facteurs de contrôle) ? Quelles informations peuvent-elles livrer (lithologie, géométrie de l'écoulement ?)

Pour répondre à ces questions, les terrasses font l'objet depuis longtemps d'études sur le terrain. Elles peuvent également être abordées au moyen d'expériences numériques ou analogiques (Hancock & Anderson, 2002 ; Mizutani, 1998).

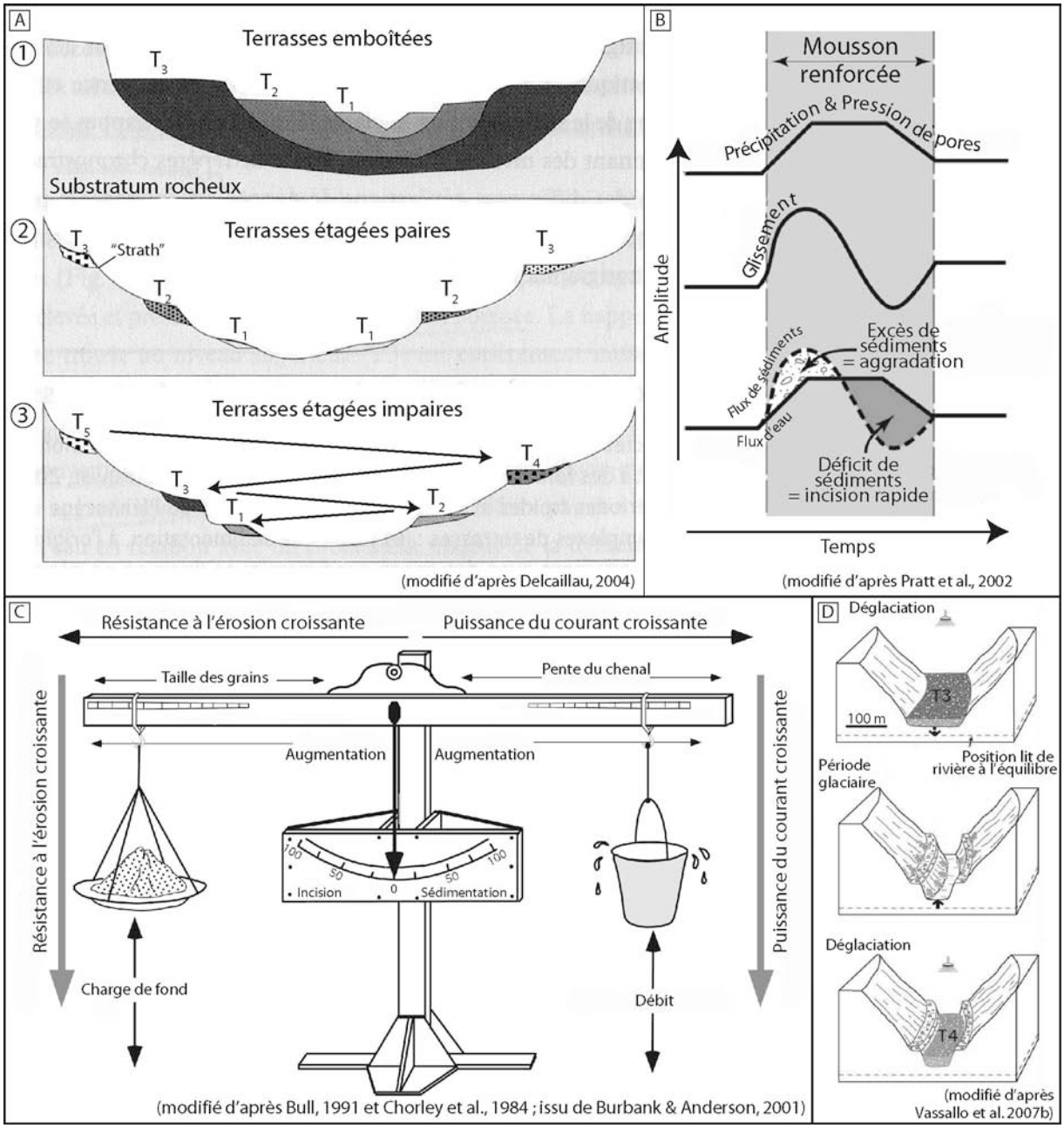


Fig.I. 23 : Les terrasses fluviatiles : classification et formation. *A) Les terrasses sont généralement classées en deux catégories (d'après Delcaillau, 2004) : (1) les terrasses de remplissage et (2&3) les terrasses d'abrasion. Pour ces dernières, elles peuvent être paires ou impaires selon que les surfaces se retrouvent de part et d'autre de la vallée. B) Exemple de scénario de formation de terrasses dans le cas d'une intensification de la mousson (cas de l'Himalaya ; d'après Pratt et al., 2002).Voir le texte pour plus de détails. C) Exemple de scénario de formation de terrasses lors d'une déglaciation (d'après Vassallo et al., 2007 ; voir le texte pour plus de détails). D) Balance fluviatile (d'après Bull, 1991 ; Chorley, et al., 1984 ; issu de Burbank & Anderson, 2001).*

Sur le terrain, l'origine des terrasses fluviatiles reste débattue car cela dépend beaucoup des contextes orogéniques et climatiques considérés. Souvent, les études attribuent la formation des terrasses à des effets des variations du climat. La tectonique n'intervient alors pas ou peu dans leur formation et permet seulement leur préservation. Toutefois, la nature des épisodes climatiques déclencheurs est assez variable. Alors que certains corrèlent directement les terrasses

aux pics d'avancée des glaciers (Molnar et al., 1994 ; Pinter et al., 1994 ; Hancock et al., 1999) d'autres les associent aux phases de déglaciation (fig.I.23.C ; Formento-Trigilio et al., 2003 ; Pan et al., 2003 ; Poisson & Avouac, 2004 ; Vassallo et al., 2007b). Dans ce cas, il est souvent proposé que les phases glaciaires marquent une période de forte production sédimentaire sur les versants (par thermo et cryoclastie ; Poisson, 2002 ; Vassallo et al., 2007b). Les précipitations étant réduites, les rivières ont une très faible puissance et ne parviennent pas à exporter ces sédiments. Les particules sont alors stockées sur les versants tant que la période glaciaire dure. Lorsque la déglaciation débute, la fonte des glaciers et la reprise des précipitations augmentent la puissance des rivières. Elles évacuent une grande partie des volumes sédimentaires stockés dans le réseau de drainage et les déposent dans le piémont. Lorsque la charge sédimentaire à transporter devient très faible, les rivières incisent dans les dépôts nouvellement déposés. Les terrasses se forment.

En période interglaciaire, la formation des terrasses peut être liées aux phases d'intensification des moussons (cas de l'Himalaya ; fig.I.23.B ; Pratt et al., 2002). Dans ce cas, il est proposé que les précipitations tombant sur les reliefs augmentent la pression de fluide des roches des versants et favorisent les glissements de terrain. La vallée se charge en sédiments (aggradation) car les rivières n'ont pas la capacité d'évacuer l'excès de sédiments. Une fois les versants « purgés », les rivières reprennent l'incision et creusent des gorges.

Enfin, la formation de certaines terrasses à proximité des bordures océaniques semble liée aux variations du niveau absolu des océans (eustatisme) consécutives aux changements climatiques tertiaires et quaternaires et aux mouvements globaux de subsidence/surrection des marges passives (Pazzaglia & Gardner, 1993 ; Pazzaglia & Brandon, 2001).

Pour certains exemples naturels, la surrection tectonique est proposée comme étant la principale sollicitation à l'origine de la formation des terrasses (Bull, 1991 ; Nicol & Campbell, 2001). Par exemple, pour des terrasses extrêmement jeunes de Nouvelle-Zélande (âges inférieurs à 2000 ans), les fortes dénivellations entre des terrasses préservées et le lit actuel (jusqu'à 55 m) suggèrent que l'incision est en grande partie la conséquence d'une forte surrection tectonique au niveau d'un pli actif (Nicol & Campbell, 2001).

Dans tous les cas, les mécanismes de formation des terrasses peuvent être illustrés par une balance fluviatile qui fait intervenir les différents degrés de liberté de la rivière (largeur, pente, capacité de transport, charge solide, débit liquide, etc. ; fig.I.23.D ; Bull, 1991 ; Chorley et al., 1984). Le passage de conditions d'aggradation à des conditions de dégradation peut être la conséquence d'une augmentation du débit liquide, d'une augmentation de la pente d'écoulement, d'une diminution de la charge solide ou d'une diminution de la dimension des grains transportés. En considérant les rivières au seuil critique de capacité de transport, les variations des taux d'incision latérales et verticales peuvent être liées aux variations temporelles des flux solides provenant des versants. Lorsque les flux sédimentaires sont importants, l'incision latérale est favorisée. A l'inverse, une diminution du flux solide (et une augmentation relative du débit liquide) force la rivière à réduire son lit et à inciser verticalement.

Remarque : En domaine orogénique actif, l'augmentation des flux solides en provenance des versants peut également être liée aux importants volumes sédimentaires délivrés par les glissements de terrain. Ces glissements sont souvent activés par les fortes accélérations du sol occasionnées par les séismes majeurs (Hovius, 1996 ; Dadson et al., 2004 ; Meunier et al., 2007).

Concernant les temps caractéristiques de formation des terrasses, les études de terrain indiquent le plus souvent qu'il s'agit d'un processus diachrone le long de la rivière (Weldon, 1986). Par exemple, les datations fines des phases d'aggradation et d'incision d'une terrasse de Californie indiquent des différences, entre l'amont et l'aval, d'environ 4 000 ans pour l'âge de l'aggradation et 7 000 ans pour l'abandon de la terrasse. Pendant que l'amont débute

l'aggradation, l'aval a déjà débuté l'incision. Une telle différence d'âge de plusieurs milliers d'années est également observée pour une terrasse du Gobi Altay en Mongolie (Vassallo et al., 2007b). Les terrasses commenceraient donc à se former en aval puis elles se propageraient vers l'amont. Lorsque l'on s'intéresse à des terrasses d'âges pléistocènes, cette différence d'âge est peu significative sur les calculs de la dynamique des rivières (taux d'incision, taux de surrection, etc.). En revanche, elle doit être considérée lorsqu'il s'agit d'objets holocènes (Burbank & Anderson, 2001).

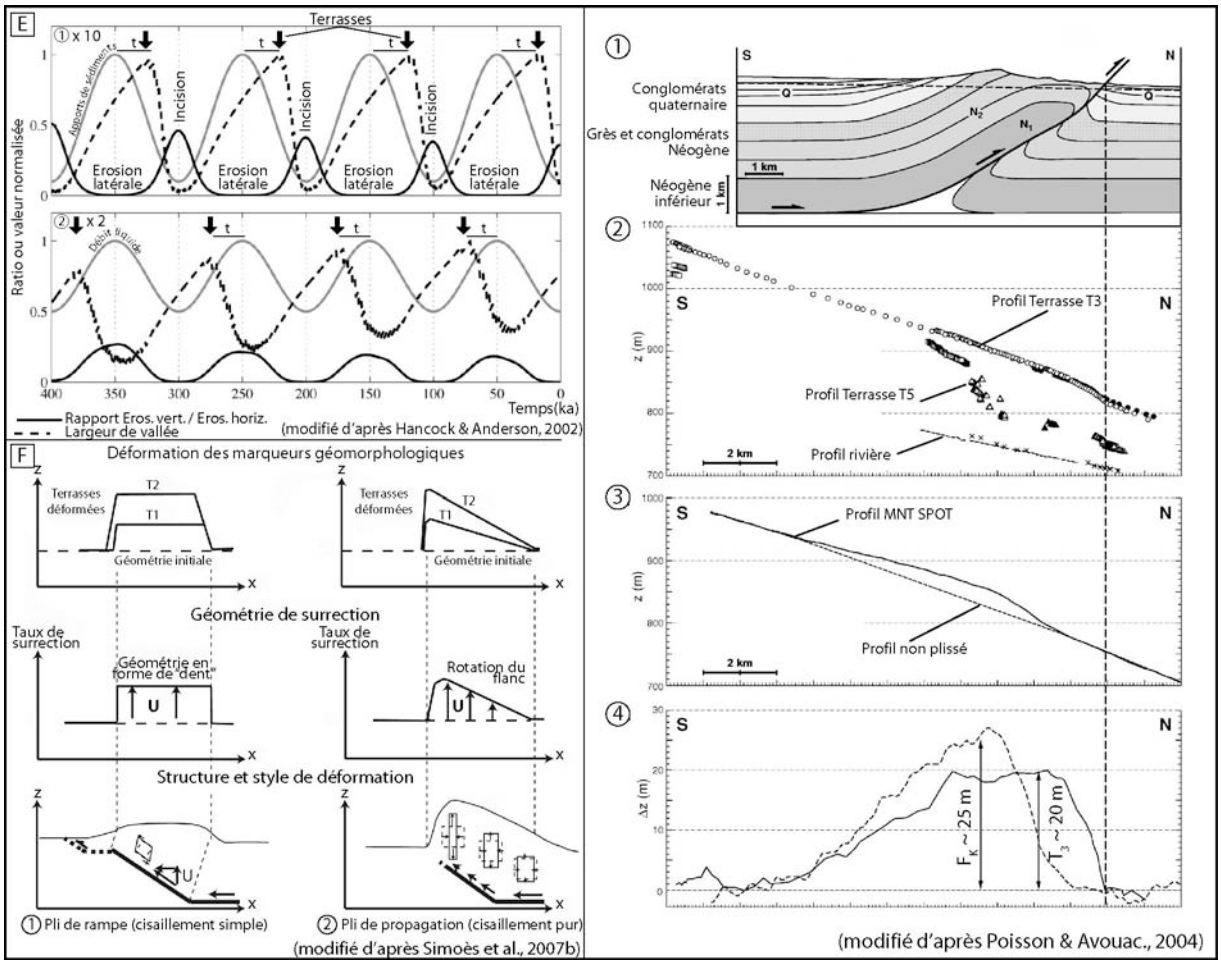


Fig.I. 23 (suite) : Les terrasses fluviatiles : modélisation et exploitation morphotectonique. *E) Modélisation numérique de la formation de terrasses d'abrasion en réponse à des variations cycliques des apports sédimentaires (1 : ×10) et du débit liquide (2 : ×2) ; d'après Hancock & Anderson, 2002). Les terrasses se forment lorsque le rapport érosion verticale sur érosion horizontale croît. L'évolution de ce ratio suit cycliquement les variations des apports sédimentaires. F) Déformation des marqueurs morphologiques au niveau d'un pli d'avant-pays (1- un pli de rampe ; 2- un pli de propagation ; d'après Simoès et al., 2007b). Selon le style structural du pli, les champs de surrection et par conséquent la déformation finie des terrasses sont différents. G) Application de la déformation des terrasses fluviatiles au pli de Dushanzi (Piémont Nord-Est du Tian Shan ; d'après Poisson & Avouac, 2004).1) Coupe structurale du pli. 2) Profils du lit de rivière et des terrasses projetées sur un axe Nord-Sud. 3) Profil du pli et du lit de rivière selon un MNT SPOT. 4) Profils de plissement des terrasses obtenus en ôtant le profil supposé plat du lit de rivière.*

En laboratoire, des travaux expérimentaux ont étudié la formation de terrasses d'accumulation à la surface d'un cône alluvial. Les conditions expérimentales correspondaient à un débit liquide et un niveau de base constant. Aucun apport en sédiment n'était fourni au chenal. Les résultats montrent que les terrasses se forment suite au déplacement latéral intermittent du chenal causé par la croissance (en amplitude et longueur d'onde) d'un méandre (Mizutani, 1998). Dans le même article, les auteurs parviennent à former des terrasses similaires

grâce à une simulation numérique utilisant un modèle de formation de méandres (fonction simple en sinus). Dans ce travail, il apparaît donc que les terrasses peuvent aussi se former en réponse à des changements dans la géométrie du réseau de drainage guidés par la dynamique propre de l'écoulement méandriforme et par les conditions initiales.

Dans une autre simulation numérique, Hancock & Anderson (2002) ont analysé la formation de terrasses érosives en réponse à des oscillations des facteurs climatiques (variations temporelles de la charge sédimentaire, du débit liquide et de la taille des grains). Pour cela, ils effectuent deux tests : le premier en générant des oscillations des apports en sédiments (fig.I.23.E.1) ; le second en doublant le débit liquide (fig.I.23.E.2). Leur modèle incorpore une loi de transport des sédiments de type puissance unitaire du courant, une loi d'incision verticale du substratum rocheux limitée par l'épaisseur de la couverture alluviale et une loi d'érosion latérale. La taille des grains transportés est uniforme. Les tests réalisés montrent que la formation des terrasses érosives nécessite des variations des paramètres de charge solide et liquide afin de moduler les taux d'érosion verticale et horizontale. Un fort apport sédimentaire favorise l'érosion latérale et la formation de larges vallées. Un faible apport sédimentaire et un fort débit liquide favorisent l'incision de la plaine alluviale et l'abandon de terrasses (flèches noires). Enfin, la formation d'un même niveau de terrasse n'est pas synchrone sur toute sa longueur, il est décalé par rapport à l'événement climatique qui peut l'avoir généré (décalage « t »). Ce diachronisme est de l'ordre de plusieurs milliers d'années.

(c) Analyse morphotectonique

De nombreux travaux de terrain utilisent aujourd'hui les terrasses comme marqueurs de la déformation et de l'érosion des reliefs. Ainsi, la datation des niveaux de terrasses et leur dénivellation par rapport au lit actuel permettent de calculer des taux d'incision de rivières (Burbank et al., 1996 ; Lavé & Avouac, 2001). Ces taux d'incision peuvent ensuite être interprétés comme la somme de plusieurs composantes : une composante d'ordre climatique (variation des paramètres hydroliques et sédimentaires de la rivière, variation du niveau de base), une composante tectonique (surrection du lit de la rivière au niveau d'un pli ou par isostasie) ou bien simplement liés à la croissance du réseau de drainage (Vassallo et al., 2007b).

Un exemple d'application pratique des terrasses alluviales peut être illustré par leur utilisation en tant que marqueur de la déformation. Ainsi, des terrasses se formant au niveau d'un chevauchement ou d'un pli actif, sont déformées et témoignent de la croissance de la structure tectonique (fig.I.23.F&G). En faisant quelques hypothèses sur la géométrie initiale de la terrasse (souvent considérée comme comparable au profil du lit de la rivière actuelle), sur la structure tectonique (pendage du plan de faille et des strates, style de plissement) et sur les variations du niveau de base, il est possible de reconstruire l'histoire cinématique de la structure (Molnar et al., 1994 ; Van der Woerd et al., 2000, 2001 ; Lavé & Avouac, 2001 ; Benedetti et al., 2003 ; Poisson & Avouac, 2004 ; Daëron et al., 2007 ; Hubbert-Ferrari et al., 2007 ; Simoès et al., 2007a) et de proposer des taux de surrection et de raccourcissement durant le Quaternaire.

(2) Cônes alluviaux

Avant propos : Cette courte synthèse sur les cônes alluviaux (*alluvial fans*) s'inspire des travaux de thèse réalisés par S. Rohais (2007). Je conseille au lecteur de consulter son manuscrit s'il désire avoir plus de détails sur les définitions, les références bibliographiques et les modèles. J'expose ici les informations sur les cônes alluviaux qui présentent un intérêt pour ce travail.

(a) Définition – Relation morphométrique

Un cône alluvial est un objet morphologique et sédimentaire « qui présente une forme semi-conique composite se développant depuis un point source (exutoire ou apex) et marquant la transition entre le bassin versant et le système sédimentaire » (Rohais, 2007). L'angle d'ouverture peut atteindre 180° et la superficie s'étaler depuis quelques km^2 jusqu'à plusieurs dizaines de milliers de km^2. Les pentes sont très variables et s'échelonnent de 1° à près de 25°. Elles décroissent d'amont en aval et donnent à la structure un profil topographique radial concave. Au niveau d'un piémont, il s'agit d'un objet morpho-sédimentaire observable à toutes les échelles de la topographie : depuis la plus petite correspondant à l'exutoire d'une rivière drainant des reliefs orogéniques (fig.I.24.A&B) jusqu'à la plus grande correspondant par exemple à la confluence d'un tributaire dans un chenal majeur (fig.I.24.C).

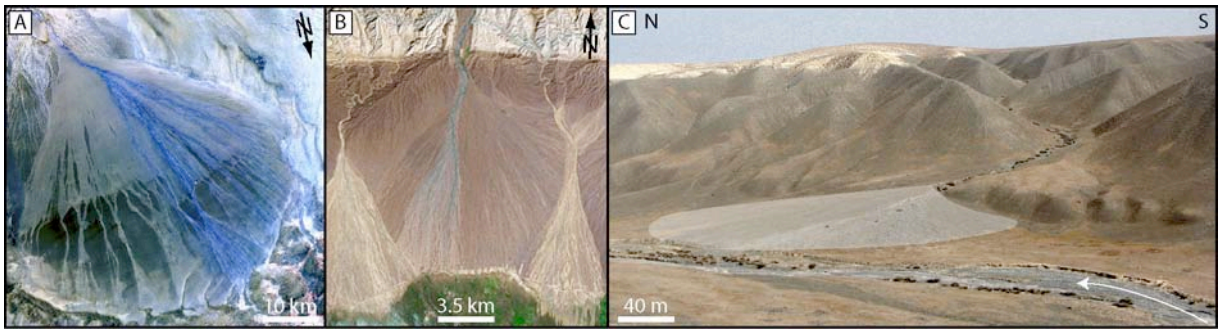


Fig.I. 24 : Exemples de cônes alluviaux *A) dans le piémont Nord de la chaîne du Kunlun Shan (W Chine ; bordure sud du désert du Takla-Makan). B) dans le piémont Sud du Tian Shan (NW Chine ; bordure Nord du désert du Takla-Makan). C) dans le piémont Nord du Tian Shan (NW Chine ; bordure Sud du bassin du Junggar). Noter les différences d'échelle des exemples choisis.*

Ses caractéristiques géométriques (pente, surface) dépendent de la taille du bassin versant. Il existe d'ailleurs une relation en loi de puissance positive entre la surface d'un cône alluvial A_C $[L^2]$ et l'aire de son bassin versant A_{BV} $[L^2]$ (Bull, 1962, 1977) :

$$A_C = c.A_{BV}^n \qquad \text{Eq.I. 50}$$

avec « c » une constante variant en fonction du contexte climatique, tectonique, lithologique et même de l'âge du cône (Hooke, 1968 ; Harvey, 1997 ; Whipple & Trayler, 1996). « c » s'échelonne entre 0.1 et 2.4 (Harvey , 1997 ; Bull, 1964). « n » est un exposant compris entre 0.7 et 1.1 (Harvey, 1997).

Par ailleurs, il existe une relation en loi de puissance négative entre la pente du cône alluvial S et la surface de son bassin versant A_{BV} (Bull, 1962, 1964, 1977 ; Saito & Oguchi, 2005, etc. ; voir Rohais, 2007, pour davantage de précisions bibliographiques) :

$$S = a.A_{BV}^{-b} \qquad \text{Eq.I. 51}$$

avec « a » une constante comprise 0.03 et 0.17 et « b » une autre constante comprise entre 0.15 et 0.35. Toutes deux sont dépendantes des processus hydrauliques, de la granulométrie et du contexte tectonique. En revanche, elles apparaissent indépendantes du contexte climatique (Drew, 1873 ; Bull, 1964).

En couplant les deux expressions en loi de puissance, il est possible d'observer une corrélation entre la pente moyenne des cônes alluviaux et leur aire. Il s'agit à nouveau d'une relation en loi de puissance avec un exposant négatif (Saito & Oguchi, 2005). De manière intéressante, la pente moyenne du cône est également corrélée au *relief ratio* (pente moyenne) du bassin versant (Saito & Oguchi, 2005). L'exposant est alors positif.

(b) Formation

Les processus sédimentaires et la morphologie d'un cône alluvial sont contrôlés par les caractéristiques du bassin versant (aire drainée, relief, lithologie) qui régulent les flux d'eau et de sédiment. Cela se traduit par des processus divers qui construisent le corps sédimentaire et d'autres qui redistribuent les sédiments à sa surface. Les principaux processus d'alimentation d'un cône alluvial sont les avalanches et chutes de bloc (*rock falls/avalanches*), les écoulements de débris (*debris flows*), les écoulements en nappe / de crue (*sheetflood*) et les écoulements chenalisés (*stream flows*). Selon le processus dominant, il est possible de définir une classification des cônes alluviaux et d'expliquer leurs morphologies :

- Les cônes alluviaux **dominés par les chutes de blocs** sont très petits et se retrouvent directement au pied de forts reliefs. Leurs pentes correspondent à l'angle de repos des matériaux granulaires (voir ultérieurement au chapitre III) : soit environ de 30 à 40°.
- Les cônes alluviaux **dominés par les écoulements de débris** sont généralement petits (1 - 400 km^2) et localisés à l'exutoire de petits bassins versants. Ils sont très pentus (5 à 15°) et recouverts de sédiments grossiers (du galet au bloc).
- Les cônes alluviaux **dominés par les écoulements en nappe** sont de taille moyenne (quelques km^2 à 5000 km^2). Ils présentent des pentes intermédiaires (2 à 8°) et une granulométrie moyenne (du bloc au sable).
- Les cônes alluviaux **dominés par les écoulements chenalisés** correspondent aux objets morphologiques les plus grands sur Terre. Leur surface s'échelonne de quelques km^2 jusqu'à plusieurs dizaines de milliers de km^2. Ils sont très faiblement pentus (< 2°) et sont dominés par des sédiments fins (du sable aux argiles).

D'une façon générale, les processus d'écoulement déposent leur charge sédimentaire au niveau d'un cône alluvial en raison de la brusque diminution de la capacité de transport au niveau de l'exutoire. Cette chute de la capacité de transport est la conséquence d'une brusque augmentation de la largeur du chenal (l'écoulement n'est plus confiné) et de la diminution de la pente.

(c) Analyse morphotectonique

Tout comme les terrasses alluviales, les surfaces de cônes alluviaux sont des objets morphotectoniques intéressants car ils peuvent enregistrer dans leur géométrie les déformations tectoniques du piémont. Par exemple, les cônes alluviaux sont souvent déformés par l'activité des failles (Avouac et al., 1993 ; Avouac & Peltzer, 1993 ; Vassallo et al., 2005). Moyennant quelques hypothèses sur la géométrie initiale du cône et la géométrie de la faille, les profils d'escarpement livrent de précieuses estimations sur les taux de glissement des failles.

(3) Knickpoint

Tirant son origine de l'allemand « Knick punkt » signifiant « point d'inflexion - point de fléchissement », un knickpoint est une singularité du profil longitudinal d'une rivière où la pente du lit rocheux change brutalement (fig.I.25). Ils sont décrits depuis longtemps (Gilbert, 1896 ; Penck, 1924 ; Davis, 1932) et s'observent dans de très nombreuses chaînes de montagnes : par exemple le Tian Shan (Poisson, 2002), les Alpes de Nouvelle-Zélande (Crosby & Whipple, 2004), etc. Ils représentent une instabilité d'incision dont l'origine peut être expliquée par divers mécanismes (Delcaillau, 2004) :

- **Une variation de la charge transportée par la rivière** : cela se produit à la confluence de deux tributaires ou en raison de variations de l'intensité des précipitations (climat) (fig.I.25.A).

- **Un contraste lithologique** : des variations de résistance entre différentes couches géologiques induit des contrastes d'érodabilité qui peuvent générer des discontinuités dans l'incision de la rivière (fig.I.25.B).

- **Une variation du niveau de base d'origine tectonique ou eustatique** : un abaissement du niveau marin ou une surrection d'un massif introduit un déséquilibre de l'ancien réseau de drainage vis-à-vis des nouvelles conditions (fig.I.25.C&D). En particulier, une faille active au niveau d'un piémont peut générer un knickpoint.

Un knickpoint semble donc pouvoir naître aussi bien à l'exutoire du bassin versant qu'au sein même du bassin hydrographique. Très souvent, l'instabilité se propage dans le réseau de drainage par érosion régressive (fig.I.25.C). Beaucoup de travaux considèrent alors que ce retrait permet de transmettre le signal à l'ensemble du bassin versant et caractérise donc le régime transitoire subi par le bassin hydrographique en réponse aux sollicitations extérieures (Gilbert, 1896 ; Holland, 1974 ; Wolman, 1987 ; Seidl & Dietrich, 1992 ; Wohl, 1993 ; Seidl et al., 1994 ; Weissel & Seidl, 1998 ; Stock & Montgomery, 1999 ; Zaprowsky et al., 2001 ; Haviv et al., 2003 ; Hayakawa & Matcukura, 2003 ; Bishop et al., 2005).

Les mécanismes d'initiation, de migration et de morphogenèse des knickpoints ont été analysés tant numériquement (Howard & Kirby, 1983, Seidl et al., 1994 ; Weissel & Seidl, 1998 ; Stock & Montgomery, 1999) qu'expérimentalement (Brush & Wolman, 1960 ; Holland & Pickup, 1976 ; Gardner, 1983 ; Hasbargen & Paola, 2000 ; Stein & LaTray, 2002 ; Frankel et al., 2007). Parmi les travaux expérimentaux, les principaux résultats montrent comment les propriétés mécaniques du substrat (structuration, résistance, pendage des couches) peuvent influencer le gradient de pente du knickpoint au cours de sa migration. Je ne détaille pas les résultats ici car ils le seront plus spécifiquement au chapitre expérimental III. Les travaux numériques ont quant à eux etudié l'évolution temporelle de la réponse transitoire et testé l'influence de différentes variables (loi d'incision, loi de transport). La vitesse de migration des knickpoints a également été estimée (Rosenbloom & Anderson, 1994 ; Weissel & Seidl, 1998 ; Whipple & Tucker, 1999) et corrélée aux autres variables. Elle apparaît reliée par une loi de puissance à l'aire drainée et la pente locale. Enfin, une étude récente de terrain semble confirmer qu'il faille distinguer les knickpoints en fonction de leur surface drainée (Weissel & Seidl, 1997 ; Crosby & Whipple, 2006). En effet, les mécanismes d'initiation et de migration semblent dominés par les processus fluviaux dans les parties aval alors qu'ils sont non-fluviaux (effondrement en masse, altération) pour les parties amonts.

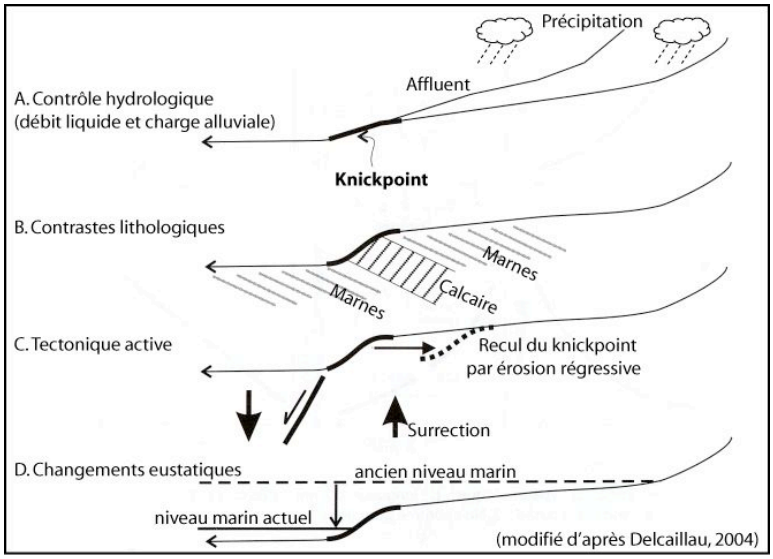


Fig.I. 25 : Origine des ruptures du profil en long des rivières (knickpoints) d'après Delcaillau, 2004. *A) Un knickpoint peut apparaître dans le réseau hydrographique d'une rivière suite à des variations du flux hydrauliques transitant dans son lit. B) Au passage d'une roche plus résistante, la rivière peut également marquer la différence d'érodabilité par un saut dans son profil. C & D) Des variations du niveau de base d'origine tectonique ou eustatique peuvent également concourir à la formation d'un knickpoint qui se propage dans le réseau hydrographique par érosion régressive.*

Remarque : Un knickpoint peut s'avérer stationnaire s'il se produit au niveau d'un contraste lithologique très marqué (Crosby & Whipple, 2006) ou si la surrection tectonique locale est compensée par l'érosion (Zeitler et al., 2001).

(4) Surface d'érosion

Une surface d'érosion (surface d'aplanissement, pénéplaine ; *erosional surface / peneplain*) résulte de l'érosion prolongée des reliefs (définition d'après Foucault & Raoult, 1995). C'est une surface relativement plane parfois horizontale ou bien inclinée selon les déformations tectoniques postérieures à sa formation qui ont pu l'affecter. Elle marque systématiquement un arrêt dans l'enregistrement des temps géologiques. Historiquement, les surfaces d'érosion comptent parmi les premières traces de l'évolution géologique des paysages à avoir été observées sur le terrain. Ainsi, Hutton (1788) est certainement le premier géologue à avoir interprété les discordances stratigraphiques comme des surfaces d'érosion fossilisées qui traduisent des épisodes d'importante érosion. Comme exemples de discordances stratigraphiques très connus, on peut citer la grande discordance de la série du grand Canyon (*The Great Unconformity*) ou bien celle de « Siccar Point » (Ecosse) où Hutton décrivit pour la première fois ce marqueur géologique.

Par ailleurs, il existe des surfaces d'érosion qui ne sont pas fossiles mais toujours actives. Elles sont actives en ce sens qu'elles sont toujours visibles dans le paysage et qu'elles sont donc en cours d'évolution. Comme premier exemple, on peut citer les surfaces d'érosion des Pyrénées (fig.I.26.A.1) qui font l'objet d'études régulières depuis les XIX^{ème} et XX^{ème} siècles. Leur interprétation fait d'ailleurs toujours débat (Babault et al., 2005c ; Gunnel & Calvet, 2006 ; Babault et al., 2006). Les premiers travaux les interprétaient comme une relique de pénéplaine ultérieurement soulevée (e.g. Boissevain, 1934 ; de Sitter, 1952 ; etc.). L'étape d'érosion serait anté-Pliocène et l'épisode de surrection tectonique serait Plio-quaternaire (Calvet, 1996). Ce mouvement tectonique pourrait être la conséquence d'une extension ou délamination lithosphérique sous l'orogène (Calvet, 1996). Quelques travaux récents considèrent plutôt qu'elle se serait formée en altitude suite à un changement climatique durant le Tertiaire (fig.I.26.A.2 ; Babault et al., 2005c). Ainsi, durant le Néogène, l'essentiel des sédiments produits par l'érosion des reliefs de la chaîne se serait déposé à proximité car les rivières n'avaient pas la puissance pour les exporter. Le comblement progressif des bassins d'avant-pays (aggradation) aurait fait remonter le niveau de base des dépôts alluviaux, ralentissant la dynamique d'érosion des reliefs et permettant la formation de la pénéplaine. Suite à un changement climatique au Pliocène, les

rivières auraient vu leur capacité de transport augmenter, permettant ainsi de déblayer les anciens dépôts alluviaux et d'inciser la surface d'érosion.

Un autre très bel exemple de surface d'érosion est observé en Asie centrale (région de Mongolie - Sibérie) où de nombreux massifs possèdent des sommets tabulaires horizontaux. Par exemple, en Mongolie, dans la chaîne du Gobi-Altay, on retrouve des surfaces d'érosion sur plusieurs massifs transpressifs (fig.I.26.B ; Vassallo, 2006 ; Jolivet et al., 2007). Ces surfaces, qui peuvent être soulevées jusqu'à 4000 m, sont interprétées comme le fruit de la dissection d'une seule et très grande pénéplaine. Cette pénéplaine se serait formée durant le Jurassique (150 Ma) et n'aurait subit aucun mouvement tectonique avant le dernier épisode de déformation au Mio-Pliocène (5 ± 3 Ma ; Vassallo et al., 2007a). La préservation d'une telle surface pendant des dizaines de millions d'années suggère que l'érosion a été extrêmement faible.

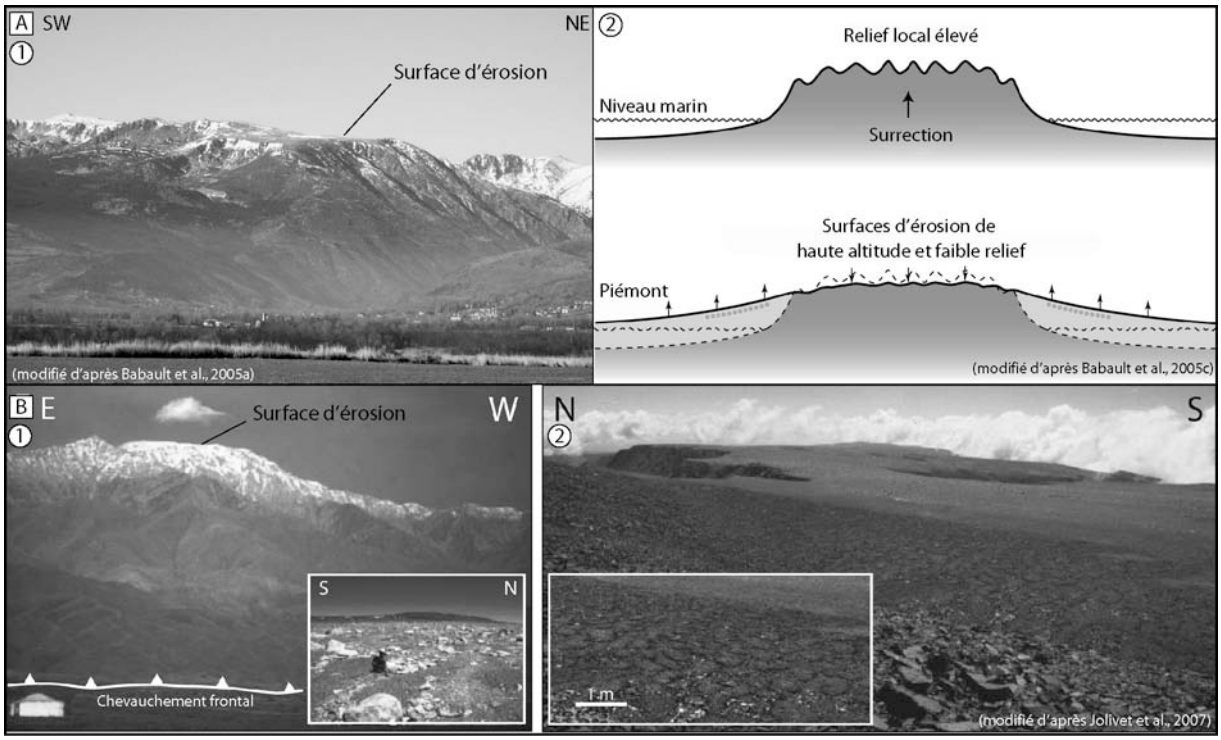


Fig.I. 26 : Exemples de surfaces d'érosion. *A) Surface de haute altitude et faible relief des Pyrénées (d'après Babault et al., 2005a&c). (1) Photographie du massif du Campcardos dans les Pyrénées orientales (altitude : 2500-2900 m). (2) Schéma montrant l'effet d'une hausse du niveau de base sur le relief local d'une chaîne de montagnes. La montée du niveau de base réduit les pentes locales et le pouvoir érosif du réseau de drainage. Une pénéplaine se forme. B) Surface d'érosion au sommet du massif d'Ih Bogd (Gobi-Altay, Mongolie ; d'après Jolivet et al., 2007). (1) Photographie du pied du massif où se distingue nettement le plateau sommital. (2) Photographie au sommet du plateau.*

Finalement, les surfaces d'érosion sont des objets morphologiques remarquables car les évidences de terrain semblent indiquer qu'elles pourraient aussi bien se former à une altitude élevée (école de l'« altiplanation » ; exemple des Pyrénées ?) ou à faible altitude (école de l'« applanation » ; exemple de Mongolie-Sibérie). On ignore encore beaucoup de choses sur les différents mécanismes permettant de former ces surfaces d'érosion et de les préserver aussi longtemps. Néanmoins, les repères morphologiques qu'elles représentent constituent d'excellents marqueurs de l'évolution des paysages qui permettent de quantifier l'évolution des reliefs (taux de surrection, flux d'érosion, etc.). Ils fournissent en effet une surface de référence d'âge et de forme connue pouvant être comparée avec le stade actuel.

(5) Vallée sèche

Une vallée sèche (*wind gap*) est une vallée abandonnée où s'écoulait par le passé un cours d'eau. Elles se forment sous l'action de divers mécanismes hydrologiques (déversement, capture) qui peuvent résulter d'un contrôle tectonique, lithologique ou autre. Un exemple de contrôle tectonique sur la formation des vallées sèches peut être illustré par la croissance d'une structure frontale (un pli de propagation par exemple). Ainsi, dans le cas de la ride Wheeler (Basin de San Joaquin, Californie ; Burbank et al., 1996b ; Mueller & Talling, 1997 ; fig.I.27.A), la croissance vers l'Est de l'anticlinal a soulevé progressivement le lit des rivières s'écoulant vers les Nord. Tant que les rivières ont eu la puissance hydraulique pour éroder le substratum en surrection, l'écoulement s'est encaissé (formation de gorge ; *water gap*) et a perduré. Mais lorsque le taux d'incision de la rivière ne compense plus le taux de surrection topographique, la rivière abandonne son lit et voit son cours dévié.

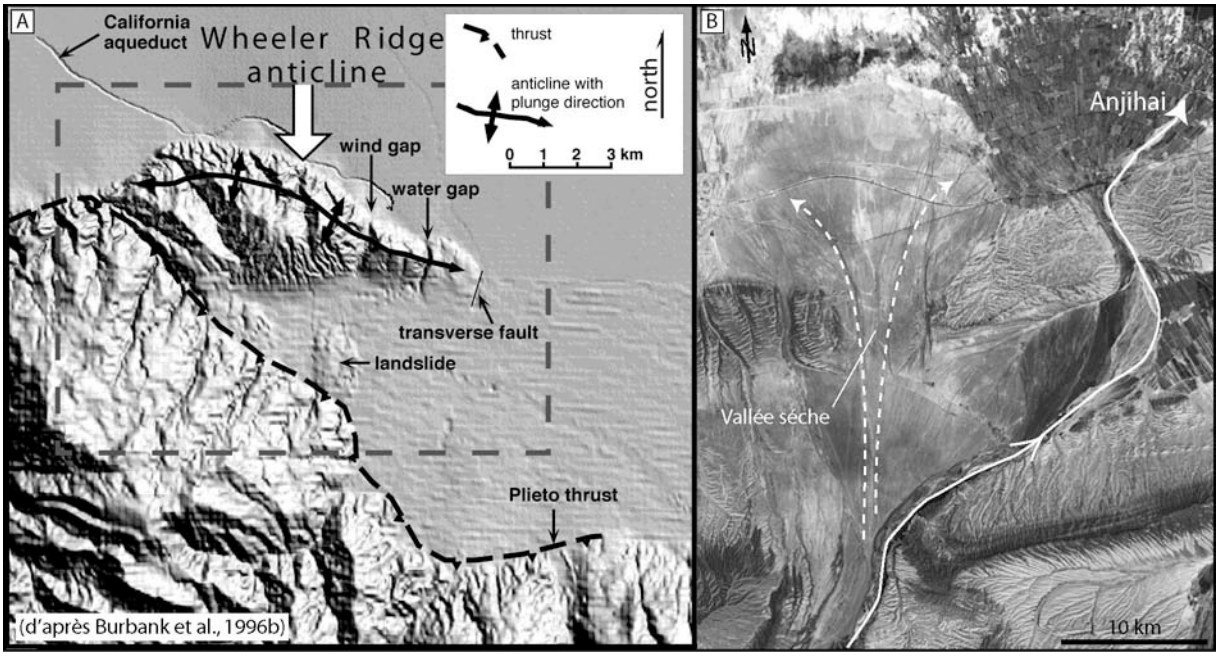


Fig.I. 27 : Exemples de vallées sèches *A) dans l'anticlinal de Wheeler (Californie ; d'après Burbank et al., 1996b) ; B) dans le piémont Nord-Est du Tian Shan, au niveau de la rivière Anjihai.*

Dans d'autres circonstances (nous l'aborderons plus en détail dans un paragraphe prochain traitant des influences de la sédimentation sur l'érosion), la mise en place d'un cône alluvial d'avant-pays peut partiellement obstruer une vallée de piémont et détourner son écoulement vers un des flancs du corps sédimentaire. C'est par exemple ce qui s'est produit dans le piémont Nord-Est du Tian Shan (fig.I.27.B). La rivière Anjihai, s'écoulant dans un premier temps entre deux plis frontaux, s'est détournée de son cours suite à la croissance d'un cône alluvial massif (Poisson, 2002).

b) Marqueurs stratigraphiques

Les marqueurs stratigraphiques sont une autre catégorie de marqueurs géologiques susceptibles d'apporter des informations sur la dynamique des piémonts et d'enregistrer les interactions entre la tectonique, l'érosion et la sédimentation. Ces marqueurs se retrouvent dans l'enregistrement sédimentaire du piémont (bassin de croissance, bassin d'avant-chaîne). Ils enregistrent dans leur faciès, leur stratonomie et la géométrie de leurs couches des informations sur la nature et l'amplitude des flux de matière provenant de l'érosion des reliefs. Les informations qu'ils livrent sont de nature variée selon l'échelle à laquelle ils sont étudiés. On peut en effet distinguer les études s'intéressant au remplissage sédimentaire global d'avant-pays (bassin flexural) de celles se focalisant sur le remplissage à proximité d'une structure tectonique (bassins de croissance).

(1) Stratigraphie des bassins flexuraux

Les bassins flexuraux d'avant-chaîne sont étudiés depuis plusieurs décennies grâce aux données sismiques, données de terrains et aux simulations numériques. Les premiers travaux numériques se sont tout d'abord intéressés à l'origine de ces bassins et aux mécanismes qui lient la rhéologie de la lithosphère en subduction, l'histoire tectonique et le développement des bassins sédimentaires. Il s'agit par exemple des modèles élastiques de Jordan (1981) ou des modèles visco-élastiques de Beaumont, 1981 (voir Flemings & Jordan, 1989 pour une synthèse bibliographique de ces premiers modèles). Ces travaux démontrent que la profondeur et la largeur du bassin flexural dépendent de la masse et de la géométrie de la charge orogénique, des charges de sédiments déposés et de la rigidité flexurale de la lithosphère en subduction. La stratigraphie du bassin n'étant pas reproduite dans ces modèles (notamment les discordances, les migrations de faciès, l'effet des lithologies), les travaux suivants intègrent directement des processus d'érosion/transport (loi de diffusion linéaire et loi d'incision/transport), les processus sédimentaires et le raccourcissement crustal (modèle de prisme critique de Coulomb). Cette seconde génération de simulation a été initiée par les modèles stratigraphiques de Flemings & Jordan (1989, 1990) et Sinclair et al. (1991). Ils ont ouvert la voie à des simulations intégrant des mécanismes de déformation et d'érosion de plus en plus en plus complexes. On peut par exemple citer les modèles intégrant, la propagation de la déformation par la mise en place de systèmes de chevauchements (Toth et al., 1996), des rhéologies crustales hétérogènes latéralement et en profondeur (Garcia-Castellanos et al., 1997) ou une grande diversité de processus de surfaces (modèle 3D intégrant des processus de versant et fluviatiles, des processus de sédimentation marine et l'eustatisme, un réseau de drainage transversal et longitudinal ; Clevis et al., 2004)

Ces modèles permettent d'étudier les relations entre l'érosion des reliefs (le climat), le raccourcissement (la tectonique), la réponse isostatique de la lithosphère et l'enregistrement stratigraphique du bassin d'avant-pays. Les principaux résultats indiquent que :

- le degré de remplissage des bassins d'avant-pays (bassins sur-alimentés et sous-alimentés) est conditionné par l'importance de la flexure, les vitesses de raccourcissement et l'efficacité du transport sédimentaire (Jordans, 1981 ; Beaumont, 1981 ; Flemings & Jordans, 1989).

- L'activation d'un chevauchement est marquée par une rétrogradation des faciès (Flemings & Jordan, 1990).

- Les séquences de remplissages stratigraphiques marquent l'équilibre entre les apports sédimentaires et l'accommodation flexurale (Clevis et al., 2004). Ainsi, selon la rigidité flexurale de la lithosphère et le ratio des apports sédimentaires provenant des systèmes de drainage longitudinaux (plaine d'inondation) et transversaux (cône alluviaux), l'activité tectonique peut se traduire par des rétrogradations et progradations rapides des systèmes de dépôt.

- La géométrie des faciès de dépôts (proximaux et distaux) et la géométrie du réseau de drainage sont susceptibles d'apporter des informations sur le régime de subsidence du bassin d'avant-chaîne (Heller et al., 1988 ; Burbank, 1992 ; fig.I.28). Lorsque le prisme est en construction, le chargement tectonique fait fléchir la plaque en subduction (fig.I.28.A). La subsidence est asymétrique et génère des unités sédimentaires d'épaisseurs inégales: elles sont plus épaisses près de la chaîne et s'amincissent vers l'avant-pays. Au niveau du réseau de drainage, les rivières transversales sont courtes et se rejoignent dans une rivière longitudinale à proximité des reliefs (fig.I.28.C). Lorsque le prisme est en érosion, le déchargement lithologique lié à l'érosion des reliefs et la compensation isostatique conduisent à une remontée du plancher subsident qui se traduit par des unités sédimentaires d'avant-pays longues et tabulaires (fig.I.28.B). Le réseau de drainage transversal et alors beaucoup plus allongé et rejoint un chenal longitudinal localisé à grande distance du front de la chaîne (fig.I.28.D). Les faciès sédimentaires progradent vers l'avant-pays.

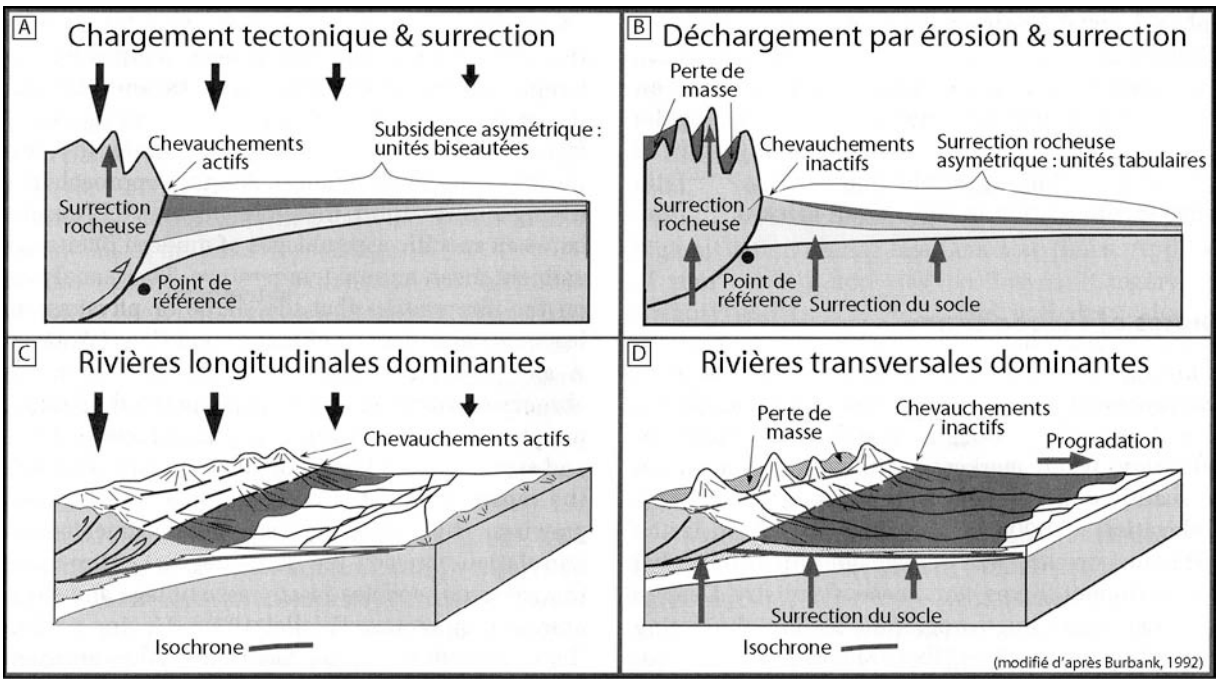


Fig.I. 28 : Subsidence contrastée dans les bassins d'avant-pays (d'après Burbank, 1992). *A) Chargement tectonique et C) réseau fluviatile associé. La surrection d'origine tectonique charge la lithosphère en subduction qui fléchit sous le poids de la chaîne. La subsidence est asymétrique et engendre des unités stratigraphiques biseautées. L'essentiel de la sédimentation se produit au pied des reliefs où l'accommodation est maximale. Les rivières transversales sont courtes et rejoignent une rivière longitudinale à proximité du front actif. B) Déchargement par érosion et D) réseau fluviatile associé. L'érosion décharge les reliefs (perte de masse) et génère une surrection topographique par réponse isostatique. La partie proximale du bassin flexural subit une surrection plus importante que les parties distales. Cela favorise une progradation des faciès proximaux et une sédimentation d'épaisseur homogène (formation d'unités tabulaires). Les rivières transversales sont longues et rejoignent une rivière longitudinale à plus grande distance du front topographique de la chaîne.*

(2) Strates de croissance

Les sédiments déposés au niveau d'une structure frontale de piémont (pli, chevauchement) forment des unités sédimentaires syntectoniques appelées « **strates de croissance** » (*growth strata* ; Suppe et al., 1992). Leur évolution résulte d'interactions entre la sédimentation, l'érosion et la déformation. Ces unités présentent souvent des variations rapides de pendage, des variations internes de faciès et des variations latérales d'épaisseur qui leur donnent une géométrie biseautée (fig.I.29). Elles sont impliquées dans la déformation de la structure et forment des discordances locales (discordances progressives). Puisque leur géométrie initiale est relativement bien contrainte (ces couches se sont déposées à plat), leur géométrie finale et leur déformation sont des indicateurs très précieux de l'évolution cinématique de la structure (Suppe et al., 1992). D'ailleurs, c'est souvent à partir de leur géométrie qu'est définie la terminologie des plis et leur évolution (comparer les dépôts syntectoniques de fig.I.15.B&C).

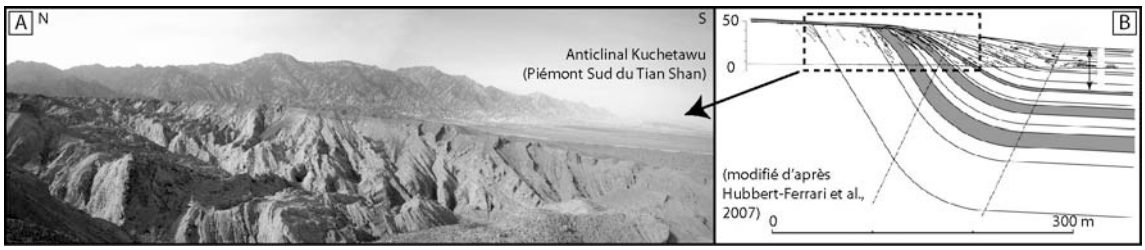


Fig.I. 29 : Strates de croissance dans le piémont sud du Tian Shan (d'après He et al., 2005 ; Hubbert-Ferrari et al., 2007). *A) Photographie de terrain. B) Modèlisation de la géométrie des strates de croissances à partir des observations et mesures de terrains (pendage des strates). Noter les variations rapides du pendage des strates à l'approche de la charnière du pli.*

3. Quantification des interactions Tectoniques-Erosion-Sédimentation

La quantification des interactions tectonique – érosion - sédimentation dans les piémonts de chaîne de montagnes nécessite la réalisation de deux types de mesures : des mesures spatiales, afin de caractériser la géométrie de l'objet étudié, et des datations, afin d'en déterminer l'âge. Dans ce sous-chapitre, je résume les principales techniques de mesure morphométriques et géochronologiques les plus utilisées. Je laisse de côté certaines techniques, comme la quantification des flux, qui revêt une plus grande importance à l'échelle continentale. En particulier, cela suppose d'aborder des analyses à grande échelle (bassin versant d'un fleuve, flux au sein d'une chaîne de montagnes, etc.) pour tester les effets de variations climatiques et tectoniques mondiales.

a) Mesures morphométriques

Une première mesure fondamentale dans la quantification des marqueurs morphotectoniques réside dans la caractérisation de leurs dimensions (largeur, hauteur, longueur). Depuis une vingtaine d'années, ces mesures bénéficient de l'essor des techniques de télémétrie et télédétection aéroportée (LIDAR, stéréoscopie) ou embarquées sur des satellites (interférométrie radar, stéréoscopie). Par exemple, il suffit de comparer les données de l'USGS (GTOPO30 à 1 km de résolution, 1993-1996), les données radar de la NASA (SRTM à 90 m, 2000-2003), les données du CNES (MNT SPOT à 10-20 m ; 2000-2005) ou encore les données aéroportées LIDAR (résolution en X, Y, Z de l'ordre de quelques mètres) pour constater l'amélioration régulière de la qualité et de la précision des données topographiques.

Ces données n'ont cependant pas encore la résolution suffisante pour étudier « au laboratoire » les objets morphotectoniques de faible dimensions (escarpement de failles, terrasses, réseau hydrographique, etc.). Des techniques de terrain permettent de palier ce problème. Il s'agit par exemple des théodolites, GPS cinématique ou stations télémétriques laser qui permettent d'effectuer des mesures in-situ avec des précisions centimétriques à millimétriques. Toutes les données sont facilement traitées par ordinateur et peuvent être visualisées sous forme de « **Modèle Numérique de Terrain** » - **MNT**- (*Digital Elevation Model : DEM*). Avec les logiciels de traitement informatiques adaptés, il est possible d'analyser les topographies à différentes échelles (depuis l'échelle de la chaîne jusqu'à l'échelle de la terrasse ou du cône alluvial) et d'en tirer des informations variées sur les bassins versants (réseau de drainage, formes des versants, profils de rivière, etc.).

Enfin, ces progrès des techniques de numérisation spatiale de la topographie ont été accompagnés du développement de l'imagerie spatiale, en particulier dans le domaine du visible. Cela a permis d'établir des photographies à haute définition qui améliorent l'analyse détaillée des morphologies naturelles.

Durant cette thèse, j'ai traité des données topographiques en partage sur l'Internet (données SRTM de la NASA) ainsi que des mesures topographiques réalisées sur le terrain à l'aide d'un GPS cinématique. J'ai par ailleurs exploité des images satellites délivrées par l'organisme Landsat et disponibles en ligne (www.landsat.org).

b) Géochronologie

Une seconde mesure fondamentale pour la quantification des processus morphologique et morphogénétique est l'estimation du temps. En particulier, pour déterminer les vitesses d'évolution d'un objet morphologique ou d'un marqueur morphotectonique, il est essentiel d'établir des contraintes temporelles (des « âges ») sur sa formation ou sur des étapes de son évolution. Ces vitesses peuvent être en lien direct avec la tectonique (vitesse de surrection, vitesse de raccourcissement), avec l'érosion (vitesse de dénudation, vitesse d'exhumation) ou avec les deux (vitesse d'incision). Elles livrent des informations sur la dynamique des processus morphogénétiques et sur la dynamique des marqueurs morphotectoniques.

En domaine de piémont, les dépôts sédimentaires sont souvent très pauvres en fossiles. Il est certes possible de trouver quelques rares restes de mammifères, poissons, reptiles ou végétaux (pollens), mais leur présence reste très aléatoire. C'est pourquoi, diverses méthodes géochronologiques, basées essentiellement sur la radioactivité des roches et le paléomagnétisme ont été développées ces 10-20 dernières années. Leurs gammes d'application sont variables et les rendent donc complémentaires. Pour synthétiser, on peut les classer en deux catégories qui se basent sur les gammes temporelles d'applicabilité.

Pour la datation d'objets « récents », c'est-à-dire âgés de quelques dizaines de milliers voire centaines de milliers d'années, des techniques radiochronologiques de courtes périodes sont souvent utilisées. Il s'agit par exemple des méthodes fondées sur la mesure des isotopes cosmogéniques permettant de mesurer l'âge d'exposition d'une surface (^{10}Be, ^{36}Cl, ^{26}Al, etc.) et des méthodes radio-isotopiques permettant de mesurer l'âge de dépôt et d'enfouissement d'un sédiment (^{14}C ; Thermoluminescence : TL ; Luminescence Optiquement stimulée : OSL). Je ne détaille pas le principe et le fonctionnement de chacune de ces méthodes car c'est au-delà des objectifs de ce manuscrit. Pour avoir plus d'informations, je conseille aux lecteurs de se reporter à quelques ouvrages et articles spécialisés (Burbank & Anderson, 2001 ; chapitre 3 ; Gosse & Phillips, 2001 ; Aitken, 1985, 1994, 1998) ou à des thèses ayant exploitées ces méthodes (^{10}Be : Vassallo, 2006 ; OSL : Poisson, 2002).

Pour des âges plus anciens, il est pour le moment impossible de dater une surface de marqueur avec des techniques similaires aux précédentes. Les constantes de désintégration des

systèmes radio-isotopiques sont en effet inadaptées pour ces gammes de temps. Toutefois, en milieu continental d'avant-pays de chaîne, les dépôts sédimentaires peuvent être datés grâce au paléomagnétisme (voir Charreau, 2005, pour une présentation de la technique). La reconnaissance des phases normales et inverses du champ magnétique terrestre dans l'enregistrement sédimentaire, et leur corrélation avec une colonne paléomagnétique de référence, permet d'assigner un âge absolu aux différentes formations (Charreau et al., 2005, 2006). Lorsque l'épaisseur sédimentaire échantillonnée est suffisamment importante, il est possible d'observer l'évolution des taux de sédimentation dans l'avant-pays. Plus précisément, ces taux correspondent à des taux de préservation sédimentaire rattachés à la réponse isostatique de la lithosphère sous le poids de la chaîne en construction. Ils peuvent également donner des informations sur l'évolution des taux d'érosion dans les bassins versants en amont.

De même, les taux d'érosion long-terme (ou taux de dénudation) d'un massif rocheux peuvent être mesurés grâce à des techniques radiométriques. Ces méthodes sont basées sur l'analyse de différents couples radioactifs (K/Ar, Rb/Sr, U/Th/Pb) au sein de minéraux repères (les amphiboles, les muscovites, les zircons, les apatites, etc. ; Burbank & Anderson, 2001) et sur l'interprétation de leur trajet de remontée vers la surface (trajet d'exhumation). La section étudiée part de la surface et s'arrête à une profondeur (une température si l'on considère le gradient géothermique de la région étudiée) qui est propre aux différents systèmes radiométriques. Cette température, appelée « température de fermeture » (*closure temperature*) correspond au seuil thermodynamique où les effets de la désintégration radioactive des différents couples sont conservés ou non dans le cristal. Au-dessus de cette température, les éléments fils diffusent naturellement hors du réseau cristallin et sortent du système (système ouvert). Au-dessous de cette température, ils restent piégés (système fermé). La datation de l'âge radiochronologique revient donc à déterminer l'âge du franchissement de la température de fermeture (c'est le « déclenchement » du radiochronomètre). Dans le cas des méthodes d'étude sur les « traces de fission » (traces de fission sur apatite, zircon, etc.), la température de fermeture correspond à la température en dessous de laquelle la désintégration de l'Uranium 238 laisse des « cicatrices » irréversibles dans le minéral. En analysant ces traces (longueur, nombre), il est possible de calculer un âge de franchissement de la température de fermeture et de renseigner l'histoire thermique d'exhumation de la roche (pour plus de détail sur cette méthodologie, voir Jolivet, 2001 ; Vassallo, 2006).

Durant cette thèse, je n'ai pas eu le temps de réaliser de mesure de datation car les volets « développement expérimental » et « analyse morphométrique des données de terrain » ont occupé l'essentiel de mon temps.

4. Couplages Tectonique-Erosion-Sédimentation-Climat

Dans cette synthèse, je m'intéresse aux interactions entre la tectonique, l'érosion, la sédimentation et le climat à l'échelle d'une chaîne de montagnes et de ses piémonts. Lorsque c'est possible, je détaillerai tout d'abord les différents couplages à l'échelle de la chaîne dans son ensemble avant de me focaliser sur leurs expressions au niveau du piémont. Par commodité pour la lecture de ce manuscrit, je présente sur une illustration unique (fig.I.30 ; page ci-contre) un schéma synthétique de ces interactions au niveau d'une chaîne de montagnes (fig.I.30.A) et au niveau du piémont (fig.I.30.B).

a) Influence de la Tectonique sur le Climat, l'Erosion, la Sédimentation

A l'échelle d'une chaîne de montagnes, les interactions entre la tectonique, le climat, l'érosion et la sédimentation résultent essentiellement des topographies qu'elle présente. En effet, les forces de compression créent des failles inverses dans la croûte supérieure qui permettent son épaississement et la formation de reliefs. Ces reliefs représentent des obstacles/des pentes qui vont activer/freiner l'écoulement des fluides à la surface de la Terre (écoulements des rivières, circulations atmosphériques).

(1) Influence de la Tectonique sur le Climat

Si l'altitude des topographies générées par la tectonique est suffisante, elle peut permettre la mise en place d'une couverture neigeuse et glaciaire permanente à leurs sommets. Dans ce cas, la réflexion des rayons solaires sur ces surfaces (l'albédo) est modifiée. Ces modifications du bilan énergétique de la Terre perturbent ses températures de surface et donc les circulations atmosphériques (Fluteau, 2005).

A grande échelle, les chaînes de montagnes agissent comme de véritables barrières qui perturbent l'écoulement de l'air et la stratification verticale de l'atmosphère (Barros & Lettenmaier, 1994 ; fig.I.31.A). L'ascension forcée des courants atmosphériques chargés d'humidité favorise la condensation et accentue les précipitations. Ce phénomène, appelé « **pluie orographique** » (voir Roe, 2005 et Smith, 2006 pour des synthèses sur les mécanismes), se traduit par une très forte asymétrie de précipitations sur les flancs de l'orogène. Le versant faisant face aux courants atmosphériques reçoit beaucoup plus de précipitations que le versant « abrité ». Les différences peuvent atteindre plusieurs centaines de pourcents (Barros & Lettenmaier, 1994). Ce phénomène s'observe dans de nombreuses chaînes de montagnes : les Alpes du Sud de Nouvelle-Zélande (Roe, 2005), les Pyrénées (Météofrance, 1986) ; les Andes (Masek et al., 1994 ; Montgomery et al., 2001), l'Himalaya (fig.I.31.B ; Fielding, 1996 ; Burbank et al., 2003 ; Bookhagen et al., 2005a ; Bookhagen & Burbank, 2006 ; Grujic et al., 2006) ou les montagnes Olympiques de l'Etat de Washington (Etats-Unis ; fig.I.31.C ; Barros & Lettenmaier, 1994 ; Reiners et al., 2003 ; Anders et al., 2004). Dans un contexte mondial de circulation atmosphérique, cette perturbation a aussi une influence significative sur le climat des reliefs voisins (Ruddiman et al., 1989 ; Ruddiman & Kutzbach, 1989 ; Kutzbach et al., 1989). Par exemple, on suppose ainsi que la construction de l'Himalaya et du plateau tibétain au Néogène, en perturbant la circulation de Hadley et instaurant le régime de moussons, a dû avoir une influence majeure sur l'évolution des climats d'Asie Centrale, et notamment pour des chaînes des montagnes comme le Tian Shan ou l'Altaï (Ruddiman, 1997 ; Zhisheng et al., 2001 ; Fluteau et al., 2007).

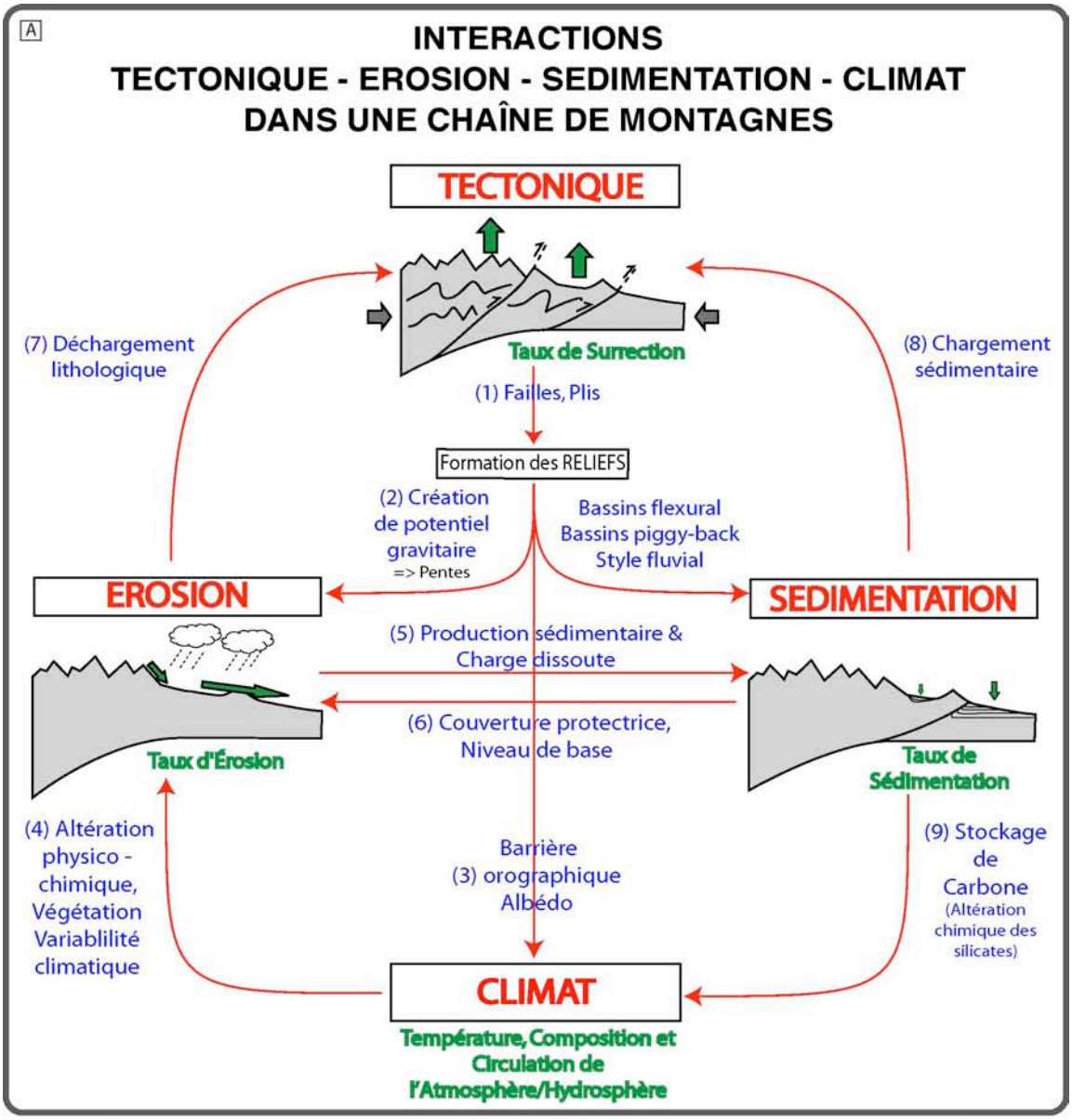


Fig.I. 30 : Interactions tectonique-érosion-sédimentation et climat dans les chaînes de montagnes et au niveau de leur piémont.

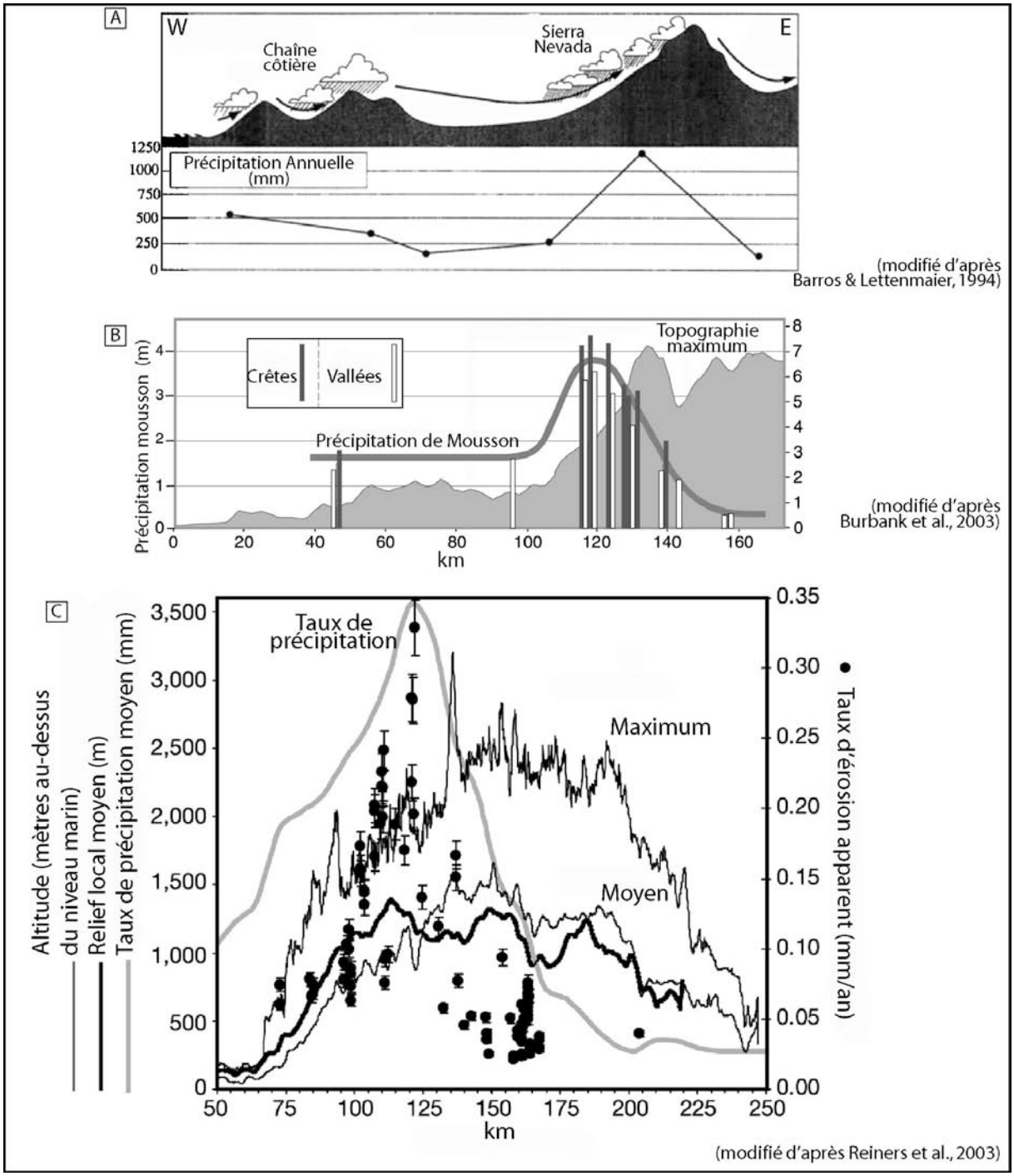


Fig.I. 31 : Exemples de précipitations orographiques. *A) Description du phénomène (Sierra Nevada, USA ; d'après Barros & Lettenmaier, 1994). L'air chargé d'humidité provenant de l'océan est poussé vers le continent. La présence de reliefs (chaîne côtière et Sierra Nevada) oblige la masse atmosphérique à s'élever, force la condensation de la vapeur d'eau et localise les précipitations. B) Enregistrement des précipitations au front de l'Himalaya (d'après Burbank et al., 2003). C) Enregistrement des précipitations au front de la chaîne Olympique (Etat de Washington, Etats-Unis ; d'après Reiners et al., 2003). Dans tous les cas, noter la concentration des précipitations au pied des reliefs faisant face aux vents dominants.*

(2) Influence de la Tectonique sur l'Erosion

La tectonique est un paramètre de premier ordre qui influence l'érosion. Les topographies qu'elle génère constituent des reliefs et des fortes pentes qui donnent prise aux agents d'érosion (rivières, glaciers). Les expressions analytiques de l'incision fluviatile (Eq.I.24), des flux de versant (Eq.I.33) ou de l'érosion glaciaire montrent d'ailleurs une dépendance forte des flux d'érosion avec la pente.

Remarque : Il est possible d'expliquer ce lien entre la tectonique et l'érosion sous un angle « énergétique » (Burbank & Anderson, 2001). En effet, la chaleur de la Terre est le moteur principal de la convection du manteau et de la tectonique des plaques. Alors qu'une partie de cette énergie est évacuée par le flux de chaleur terrestre ou le volcanisme, une autre partie est transformée en travail tectonique par couplage mécanique entre l'asthénosphère et la lithosphère. Par l'intermédiaire de l'orogenèse, ce travail tectonique est converti en potentiel gravitaire qui se traduit par des dénivellations (le relief) et des pentes. Ce potentiel est finalement dissipé par l'érosion (écoulement et incision des rivières ; glissements sur les versants).

(a) Echelle globale

Sur le terrain, plusieurs études ont démontré la corrélation positive qui existe entre les topographies terrestres et les taux d'érosion (fig.I.32). Lorsque les topographies sont tectoniquement « mortes », cette relation est linéaire (fig.I.32.A&B). Elle s'observe aussi bien entre les taux de dénudation et l'altitude moyenne (fig.I.32.A ; Pinet & Souriau 1988) qu'avec le relief moyen (fig.I.32.B ; Ahnert, 1970 ; Schaller et al., 2001 ; Vance et al., 2003). Pinet & Souriau (1988) ont noté que cette relation est différente entre les reliefs « vieux » (âge supérieur à 250 Ma) et les reliefs « jeunes » (âge inférieur à 250 Ma). Lorsque les topographies sont tectoniquement « actives », cette relation n'est plus du tout linéaire (fig.I.32.C ; Montgomery & Brandon, 2002). Au contraire, les taux d'érosion relevés dans les Montagnes Olympiques (OM), à Taiwan (T), en Nouvelle-Zélande (NZ) ou en Himalaya (H, NP), se situent bien au-dessus de la relation linéaire définie par Ahnert. Selon les auteurs, cela traduit deux régimes de rétroaction entre le relief et l'érosion. En domaine tectoniquement inactif, les taux d'érosion sont linéairement reliés au relief (et à la pente) car les processus de versants imposent le rythme (cf. équation linéaire de flux des versants faiblement pentus : Eq.I.47). Au contraire, en domaine tectonique actif, les taux d'érosion sont régulés par les glissements de terrain contrôlés eux-mêmes par l'incision des rivières à substratum rocheux (voir équations non-linéaires du flux des versants pentus : Eq.I.48&49). L'incision des rivières fixe alors les conditions aux limites des processus de versants en les portant au seuil de déclenchement des glissements de terrain (Burbank et al., 1996a).

Plusieurs études ont mesuré les flux sédimentaires charriés par les principales rivières terrestres (fig.I.32.D&E ; Milliman & Meade, 1983 ; Summerfield & Hulton, 1994 ; Milliman & Syvitski, 1992 ; Ludwig & Probst, 1998). Elles montrent de façon claire combien ces flux, et les taux de dénudation que l'on peut en déduire, dépendent de la topographie des bassins versants qui les drainent. Ainsi, les flux de sédiments les plus importants sont à l'exutoire des rivières qui drainent les reliefs d'Asie du Sud Est (Himalaya, Taiwan, etc.), les cordillères d'Amérique du Sud (Andes) et d'Amérique du Nord (Rocheuses), c'est-à-dire les orogènes les plus actifs actuellement.

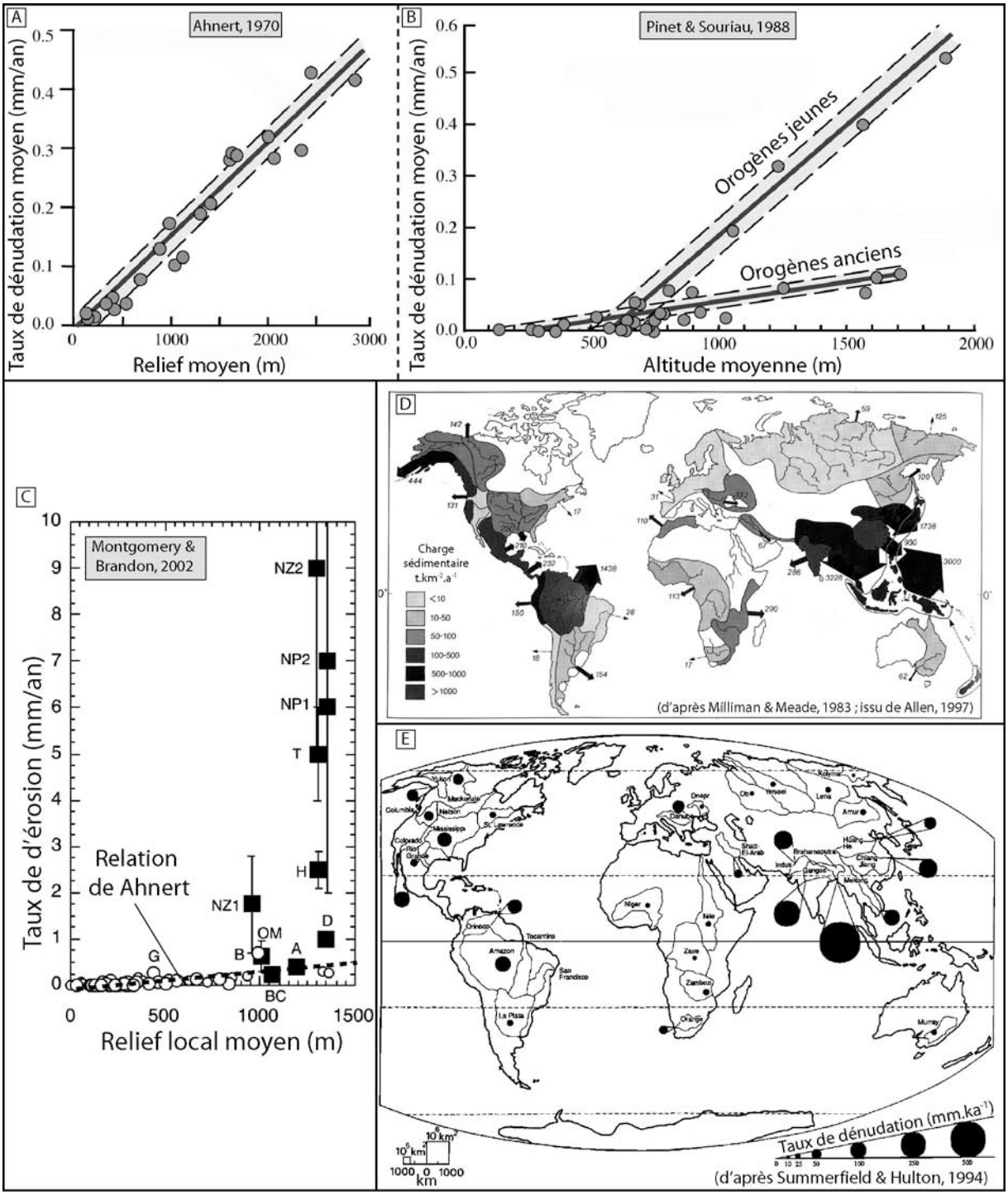


Fig.I. 32 : Relation entre la topographie et les taux d'érosion (= taux de dénudation). *A) Relation linéaire entre taux d'érosion et relief moyen pour des bassins versants de latitude moyenne (d'après Ahnert, 1970). B) Relations linéaires entre taux d'érosion et altitude moyenne pour des orogènes jeunes et anciens (d'après Pinet & Souriau, 1988). C) Synthèse bibliographique des taux d'érosion en fonction du relief local moyen pour les principales rivières mondiales (d'après Montgomery & Brandon, 2002). Les valeurs des taux d'érosion des orogènes actifs sortent très nettement des tendances linéaires précédemment définies. D) Carte des taux d'érosion spécifique (en* $t.km^{-2}.a^{-1}$*) établis à partir de la charge solide en suspension (charge dissoute non comprise ; d'après Milliman & Meade, 1983). E) Carte des taux de dénudation des principales rivières du monde (d'après Summerfield & Hulton, 1994). Noter que sur ces deux cartes, les taux les plus importants correspondent aux bassins versants drainant des orogènes actifs.*

(b) Echelle du piémont

Au niveau du piémont d'une chaîne de montagnes, l'effet de la tectonique sur l'érosion se caractérise essentiellement par son influence sur la formation et l'évolution du réseau de drainage. Cela s'explique par des mécanismes simples : la croissance d'une topographie de piémont (un anticlinal par exemple) modifie les pentes locales et influence les possibilités d'écoulement des flux de surface (un écoulement emprunte systématiquement la ligne de plus grande pente). Si un vecteur d'érosion est disponible (l'écoulement des précipitations qui s'abattent sur la structure ou bien l'écoulement d'un cours d'eau venant de l'amont), l'intensité de l'incision locale peut être modifiée. Et cela de deux façons : (1) ou bien les précipitations qui s'abattent sur le relief naissant permettent la mise en place d'un réseau de drainage local (initiation de l'érosion) ; (2) ou bien l'émergence du relief de piémont dévie l'écoulement des rivières drainant la chaîne (modification des trajectoires des agents de l'incision).

- **Influence de la tectonique sur l'initiation de l'érosion :**

Comme je viens de l'indiquer, en générant un nouveau relief, une structure tectonique d'avant-pays (un pli, un chevauchement) augmente localement la pente. L'incision débute sur cette structure si l'écoulement de surface acquiert suffisamment d'énergie et possède une contrainte cisaillante basale suffisante pour dépasser le seuil d'incision du matériau. Au niveau d'un escarpement de faille active ou d'un pli émergeant, cela prend la forme d'un réseau d'écoulement local qui croît pour former un réseau de drainage arborescent (Jackson et al., 1996 ; Talling et al., 1997 ; Delcaillau, 2001 ; Delcaillau et al., 1998 ; 2006). Par exemple, ce type de réseau de drainage s'observe très bien au niveau du pli de Pakuashan dans le piémont ouest de Taiwan (fig.I.33.A&A' ; Delcaillau et al., 1998 ; Delcaillau, 2001 ; Sung & Chen, 2004) ou bien sur le pli de Hala-ande dans le piémont Nord-Est du Tian-Shan (fig.I.33.B&B'). Noter que dans ce dernier cas, les très nombreux drains parallèles à l'axe du pli traduisent certainement un contrôle tectonique mineur de failles normales d'extrados (voir l'étude de terrain du chapitre V).

Remarque : L'étude fine des caractères morphométriques du réseau de drainage au niveau d'un pli permet d'apporter des indices sur sa structure et son évolution cinématique (Delcaillau, 2001 ; 2004 ; Delcaillau et al., 1998, 2006). Par exemple, le degré d'évolution du réseau de drainage permet de déterminer le sens de propagation de la déformation. Les bassins versants ayant un réseau de drainage très ramifié sont plus âgés que les bassins versants voisins ayant des géométries arborescentes moins développées. De plus, l'asymétrie des bassins versants de part et d'autre des flancs d'un pli peut permettre de préciser son style structural. Un pli de rampe possède un réseau de drainage plus symétrique par rapport à son axe qu'un pli de propagation (Delcaillau, 2004).

- **Influence de la tectonique sur la trajectoire des rivières de piémont**

La croissance d'une structure de piémont (surtout les plis) a une influence sur la portion du réseau hydrographique qui le traverse car elle constitue un obstacle à l'écoulement des rivières (Gupta, 1997). En première approximation, le décalage éventuel du réseau de drainage dépend du rapport entre la surrection (formation de relief et advection de matière vers le haut) et l'érosion (destruction des reliefs et transfert de matière vers l'avant-pays). L'érosion (incision) dépend des caractéristiques hydrologiques de l'écoulement (pente locale, débit liquide, charge solide). Si la rivière dispose d'une puissance hydraulique importante par rapport à la croissance du pli (typiquement elle possède d'un débit élevé ou d'une pente locale importante), alors elle parvient à inciser régulièrement son lit et maintient son cours au travers de la structure. A l'inverse, si la rivière ne parvient pas à compenser la surrection du lit (débit faible, surrection rapide), alors elle abandonne son cours au travers de la structure et la contourne (Gupta, 1997). Il se forme alors une vallée sèche à l'emplacement de l'ancienne trajectoire de la rivière (fig.I.27,

fig.I.33.A&B). Le cours d'eau dévié peut alors rejoindre d'autres rivières transversales et former un cours d'eau plus important ayant la puissance suffisante pour éroder la structure émergeante (Gupta, 1997 ; Tomkin & Braun, 1999).

Quelques études numériques récentes tendent à indiquer que cette relation entre le taux de surrection et le taux d'incision au niveau d'un pli dépend de nombreux facteurs. En particulier, la charge sédimentaire transportée par la rivière exerce un contrôle significatif sur les capacités de maintien du cours d'eau (Humphrey & Konrad, 2000). De même, le pendage du chevauchement d'un pli de propagation et les vitesses de propagation latérale de la structure semblent contrôler le développement du réseau de drainage et l'espacement des vallées transversales (Duffait-Champel, 2004 ; Van der Beek, et al., 2002 ; Champel et al., 2002). Lorsque le décollement est plan (cas des plis de décollement), le scénario ci-dessus de concentration des écoulements afin d'augmenter la capacité d'incision de la rivière transversale s'applique (fig.I.33.C). Il se forme des vallées transversales et des vallées sèches régulièrement espacées (Van der Beek et al., 2002). Lorsque le décollement remonte vers la surface (cas des plis de propagation), aucune rivière ne semble parvenir à franchir le pli. Elles sont déviées d'un angle β qui dépend du rapport entre la vitesse de propagation latérale du pli et la vitesse de convergence (fig.I.33.C').

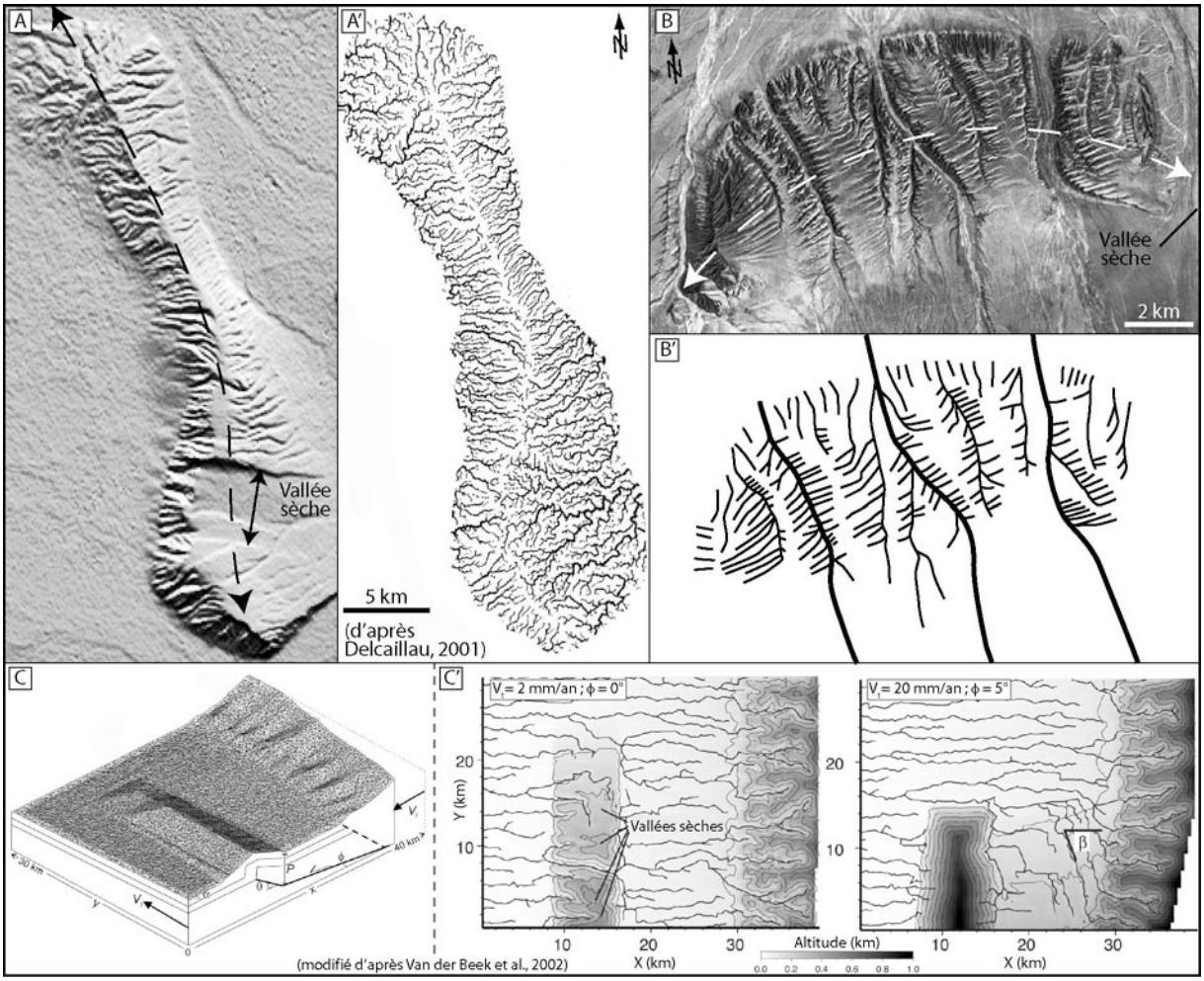


Fig.I. 33 : Influence de la tectonique sur le réseau de drainage au niveau d'un anticlinal d'avant-pays. *A&A') Pli de Pakuashan, piémont ouest de Taiwan (d'après Delcaillau, 2001). B&B') Pli de Hala-ande (piémont Nord-Est du Tian Shan). Noter sur les deux exemples l'apparition d'un réseau de drainage local uniquement au niveau de la structure. C) Modélisation numérique testant l'influence du pendage du chevauchement du pli de propagation sur la géométrie du réseau de drainage (d'après Van der Beek et al., 2002). C') Dans le cas d'une faible vitesse de convergence et un pendage de chevauchement nul, quelques rivières franchissant initialement le pli abandonnent leur lit lorsque la surrection devient trop importante (formation de vallées sèches). Avec une vitesse de convergence*

dix fois plus élevée et un pendage de chevauchement non nul (5°), aucune rivière ne parvient à franchir le pli. Elles sont toutes déviées d'un angle β.

Remarque sur l'espacement des exutoires des rivières de piémonts :

De nombreux travaux ont remarqué l'espacement régulier des exutoires des bassins versants le long du front d'une chaîne active (Wallace, 1978 ; Adams, 1985 ; Hovius, 1996). Cette observation est aussi bien valable à l'échelle d'un orogène entier (Hovius, 1996) qu'à l'échelle d'un ride anticlinale de piémont (Talling et al., 1997), quel que soit le contexte tectonique ou climatique de mise en place et quel que soit l'âge de l'orogène (Hovius, 1996). Ainsi, sur l'ensemble des 12 fronts de chaîne étudiés par Hovius (1996), 11 montrent une relation linéaire entre l'espacement des exutoires (S) et la demi-largeur de la chaîne (W : distance entre la ligne de partage des eaux majeures et le front de chaîne ; fig.I.34.A&A'). Le rapport (R) entre les deux est constant et proche de 2.1. Hovius note que cette relation est très analogue à la loi de Hack (Hack, 1957) qui relie la longueur d'un drain principal à l'aire de son bassin versant. Il suggère que les mécanismes régissant les deux lois doivent donc être les mêmes. En considérant que les chaînes de montagnes s'élargissent au cours de leur évolution, la régularité de l'espacement des exutoires impose que les bassins versants croissent régulièrement en largeur et en longueur. Les mécanismes invoqués font intervenir les processus de capture et de migration des lignes de partage des eaux (érosion régressive, effondrement de crête, etc. ; Hovius, 1996 ; Talling et al., 1997).

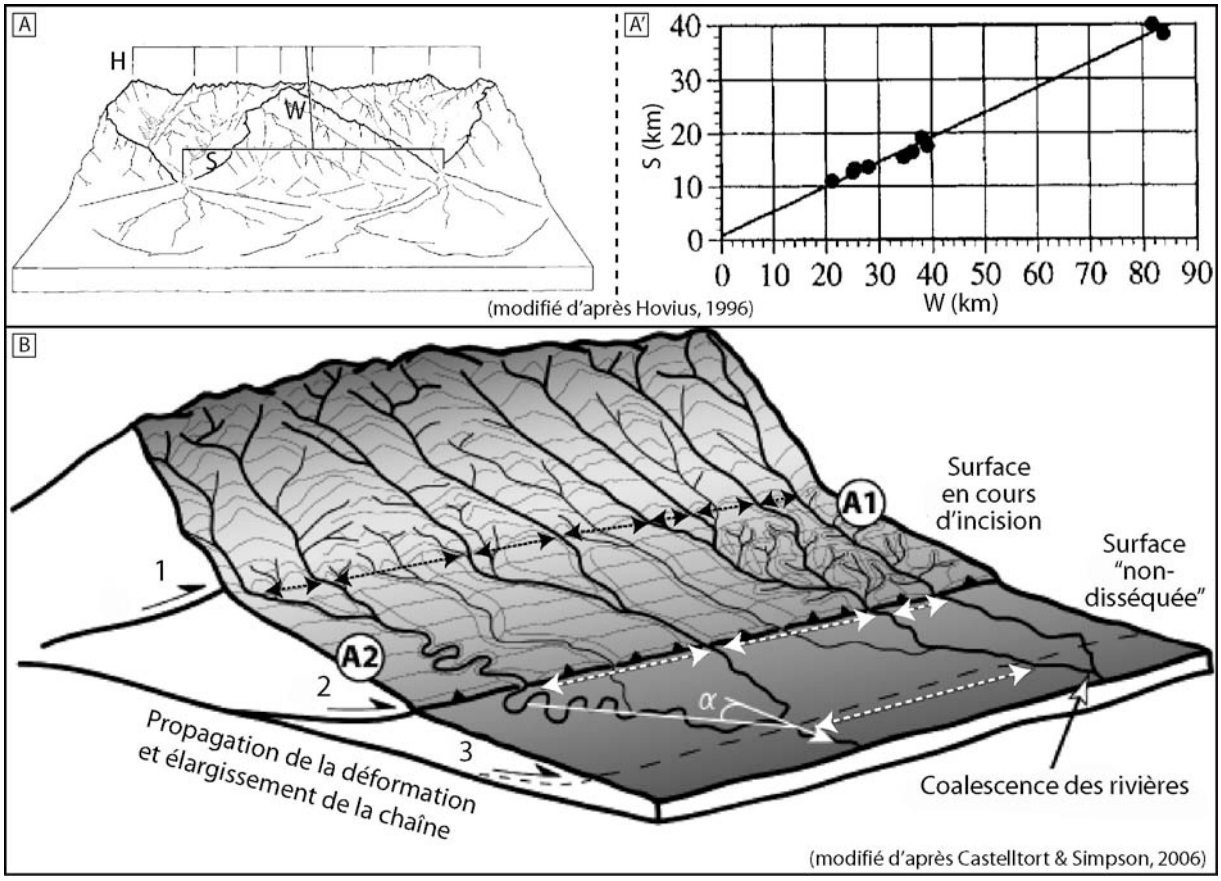


Fig.I. 34 : Espacement des exutoires des rivières au front des chaînes de montagnes. *A) Définition des grandeurs caractéristiques des bassins versants de piémonts (d'après Hovius, 1996). H est l'altitude moyenne du relief axial (limite de partage des eaux amont). W est la demi-largeur de la chaîne prise entre la ride axiale et le front topographique de la chaîne. S est l'espacement entre les exutoires des rivières de piémont. A') Relation linéaire entre la demi-largeur des chaînes W et l'espacement entre les exutoires S observée pour 11 chaînes de montagnes mondiales (hormis l'Himalaya). B) Possible mécanisme expliquant cette relation linéaire (d'après Castelltort & Simpson, 2006). Les rivières s'écoulant des reliefs rejoignent la plaine d'avant-pays où elles coalescent (avec un angle α par rapport à la pente régionale). Noter l'augmentation progressive de leur espacement en direction de*

l'avant-pays (flèche en pointillés). Le réseau dendritique qu'elles acquièrent dans la plaine d'avant-pays est incorporé à la chaîne lors de la propagation de la déformation et de l'apparition séquentielle des chevauchements successifs.

Récemment, les travaux numériques de Castelltort & Simpson (2006) ont proposé une alternative (fig.I.34.B). Selon eux, cette propriété du réseau de drainage serait une caractéristique des réseaux hydrographiques dendritiques acquise sur la plaine de piémont et incorporée à la chaîne lors de son élargissement (propagation de la déformation et formation de nouveaux chevauchements en séquence). L'espacement des exutoires des rivières orogéniques serait alors contrôlé par l'aval et non l'amont (comme le suggère Hovius (1996) et Talling et al. (1997). En particulier, la géométrie des réseaux de drainage orogénique serait contrôlée par les propriétés géométriques des surfaces non-disséquées des piémonts (pente régionale, pente locale, rugosité, etc. ; Castelltort & Simpson, 2006). Cela pourrait expliquer l'indépendance vis-à-vis du contexte tectonique et climatique de la relation observée par Hovius (1996).

(3) Influence de la Tectonique sur la Sédimentation

A grande échelle, la tectonique construit des reliefs par épaississement crustal. En avant de la chaîne, le poids qu'ils exercent sur la plaque lithosphérique la fait fléchir et crée un espace pouvant réceptionner les sédiments provenant de l'érosion des reliefs : c'est le **bassin flexural d'avant-pays**. Ce bassin peut mesurer plusieurs centaines de kilomètres de longueur (en fonction des dimensions de la chaîne), quelques centaines de kilomètres de largeur et être rempli de plusieurs milliers de mètres de sédiments. On observe ces bassins au pied de quasiment tous les orogènes. Il s'agit par exemple des bassins aquitains et de l'Ebre pour les Pyrénées, des bassins molassiques suisses et italiens pour les Alpes, du bassin du Gange pour l'Himalaya, des bassins du Tarim et du Junggar pour le Tian Shan, etc.

Des travaux de modélisation ont montré que les paramètres majeurs qui conditionnent la géométrie des bassins flexuraux d'avant-pays sont l'amplitude de la charge crustale exercée sur la lithosphère fléchie et les propriétés rhéologiques et mécaniques de cette plaque (Beaumont, 1981 ; Jordan, 1981). Ainsi, les bassins d'avant-pays sont d'autant plus étroits et profonds que la charge orogénique est importante et localisée et que la résistance de la lithosphère fléchie (la rigidité flexurale) est faible (Beaumont, 1981). Le comportement mécanique long-terme de cette plaque est également très important. Selon qu'il s'agisse d'une lithosphère élastique (Jordan, 1981 ; Flemings & Jordan, 1989) ou bien visco-élastique (Beaumont, 1981), la réponse va être significativement différente. Dans le premier cas, la réponse est quasi-instantanée à l'échelle des temps géologiques. Dans le second, la réponse est différée et l'intensité de la déformation varie en fonction du temps.

A l'échelle du piémont, la tectonique crée des barrières topographiques (rides anticlinales) qui font obstacle à l'écoulement des rivières orogéniques. Celles-ci perdent une partie de leur capacité de transport et abandonnent leur charge sédimentaire. Ces dépôts se produisent généralement dans des bassins intra-montagneux de piémont (bassins piggy-back). De plus, la tectonique peut modifier la localisation de l'érosion dans le piémont en déroutant l'écoulement des rivières avec le jeu des chevauchements et la propagation de la déformation. Ce changement de l'hydrographie des rivières se traduit naturellement par des modifications des zones de dépôts. Selon certains travaux, la propagation de la déformation et les captures successives des rivières influencent non seulement l'espacement des exutoires des rivières orogéniques (voir paragraphe ci-dessus) mais également les dépôts de cônes alluviaux du piémont (fig.I.35.A). Ce mécanisme est notamment invoqué pour expliquer l'existence des méga-cônes alluviaux au pied de certains orogènes (*megafans* ; Gohain & Parkash, 1990 ; DeCelles & Cavazza, 1999 ; Horton & DeCelles, 2001 ; Jones, 2004).

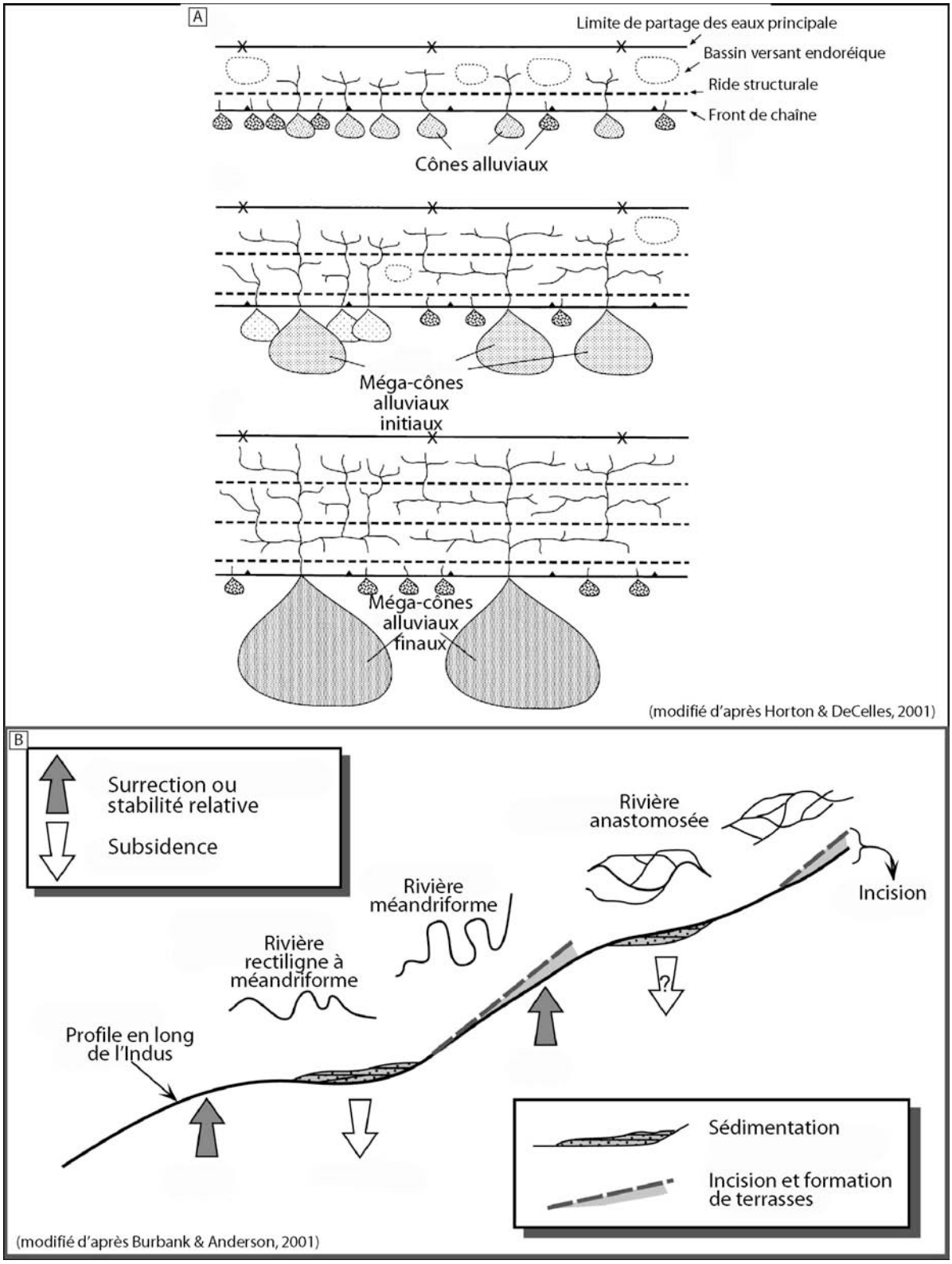


Fig.I. 35 : Influence de la tectonique sur la sédimentation. *A) Modèle de formation des méga-cônes alluviaux lors de l'élargissement d'une chaîne de montagnes (d'après Horton & DeCelles, 2001). Lorsque le front de chaîne se propage vers l'avant-pays, les réseaux de drainage des petits cônes alluviaux coalescent. Ils forment de plus grands bassins versants qui collectent davantage d'eau et de sédiments et forment par conséquent des cônes alluviaux plus importants. B) Changement du style fluvial de l'Indus au cours de son tracé en fonction des mouvements tectoniques de surrection ou de subsidence (d'après Burbank & Anderson, 2001). En amont des zones en surrection, la rivière est anastomosée car la charge alluviale sur le lit est importante. Au passage de la zone en surrection, la rivière est méandriforme en réponse à l'augmentation de la pente d'écoulement et à la concentration de l'écoulement.*

En outre, la tectonique influence la sédimentation locale au sein du réseau hydrographique en modifiant le style fluviatile des rivières. Cet aspect sera plus largement détaillé au chapitre expérimental (les principaux mécanismes ont en effet été mis en évidence grâce à des expériences en laboratoire ; Ouchi, 1985) mais on peut citer ici comme exemple le cas de l'Indus au niveau du Pakistan (fig.I.35.B; Jorgensen et al., 1993). Dans cette étude, on constate clairement le changement du style fluviatile en fonction de la déformation imposée au niveau du lit de la rivière. En amont de la zone de surrection centrale, la rivière est anastomosée et dépose une partie de sa charge dans un bassin sédimentaire. A l'axe de la zone de surrection, son tracé devient plus sinueux (chenaux en méandres) et abandonne quelques terrasses. Ce changement de style fluvial s'explique à la fois par la diminution de la charge solide à transporter et l'augmentation de la pente du lit. Il permet à la rivière de focaliser son énergie sur l'érosion du substratum en surrection.

b) Influence de l'Erosion sur la Tectonique, la Sédimentation, le Climat

(1) Influence de l'Erosion sur la Tectonique

Suite aux travaux précurseurs sur la mécanique des prismes d'accrétion (Chapple, 1978 ; Stockmal, 1983 ; Davis et al., 1983 ; Dahlen, 1984), beaucoup de travaux numériques ont étudié l'influence des processus d'érosion-transport sur les champs de vitesse et trajectoires d'exhumation des particules au sein des prismes d'accrétion tectonique (Dahlen & Suppe, 1988 ; Dahlen & Barr, 1989 ; Barr & Dahlen, 1989 ; Jamieson & Beaumont, 1988, 1989 ; Koons, 1989). Ils sont très souvent définis en 2D et incorporent un modèle de déformation et un modèle de processus de surface. Pour ce qui est des modèles de déformation, les rhéologies employées peuvent être rigides-plastiques et uniformes à l'échelle de la croûte continentale (Beaumont et al., 1992 ; Willett, 1992, 1999), stratifiées à l'échelle de la lithosphère (Avouac & Burov, 1996 ; Cattin & Avouac, 2000 ; Godard et al., 2004, 2006 ; Pysklywec, 2006) ou bien stratifiées à l'échelle de la croûte (Ellis et al., 2001 ; Beaumont et al., 1996, 2001, 2004). Les rhéologies crustales sont alors souvent modélisées par une loi de comportement frictionnelle coulombienne pour la partie supérieure et une loi de fluage ductile pour la partie inférieure. Le manteau est également considéré comme ductile (Avouac & Burov, 1996). Pour ce qui est des modèles d'érosion-transport, certains travaux utilisent une seule équation. Il peut s'agir d'une équation de diffusion linéaire (Eq.I.47 ; Koons, 1989 ; Avouac & Burov, 1996 ; Cattin & Avouac, 2000 ; Beaumont et al., 2004), d'une équation de diffusion non linéaire (Eq.I.48&49 ; Pysklywec, 2006) ou bien d'une loi d'incision fluviatile (Eq.I.45 ; Willett, 1999 ; Hilley & Strecker, 2004). D'autres travaux incorporent les deux mécanismes (Beaumont et al., 1992, 1996 ; Kooi & Beaumont, 1996 ; Godard et al., 2004, 2006).

(a) Echelle globale

A l'échelle d'une chaîne de montagnes, l'isostasie est un concept fondamental qui régit l'équilibre mécanique des reliefs. Selon ce concept, le poids des roches crustales au-dessus d'une certaine profondeur (la profondeur de compensation) est partout la même, quelle que soit l'amplitude des reliefs (définition Encyclopedia Universalis). C'est par ce principe qu'est notamment expliquée la formation d'une racine crustale lors d'un épaississement orogénique.

L'érosion, en ôtant de la matière à la surface des chaînes de montagnes, perturbe l'équilibre isostatique du relief et déclenche une réponse isostatique propre qui soulève la surface topographique. C'est ainsi que l'on définit la « surrection isostatique » (*isostatic uplift :* England

et Molnar, 1990 ; Molnar & England, 1990). Les lecteurs désirant avoir la démonstration de cet effet peuvent notamment consulte la thèse de V. Godard (2006, p 15-17).

Afin d'exposer cependant les principales relations à retenir et d'apprécier les ordres de grandeur de cet effet, prenons l'exemple d'un chaîne de montagnes d'altitude h et de racine R (Godard, 2006). La densité de la croûte ρ_c est d'environ 2800 kg/m^3 et la densité du manteau ρ_m est d'environ 3300 kg/m^3. Une érosion enlevant une épaisseur Δe homogène de croûte est compensée par un soulèvement équivalent de $0{,}85\Delta e$ de la base de la racine et un abaissement effectif de la topographie moyenne de $0{,}15\Delta e$. En d'autres termes, si l'on veut abaisser une topographie d'une hauteur d'1 km, il faut en réalité éroder une épaisseur de roche de plus de 6 km ! Toutefois, cette relation n'est valable que si l'érosion décape une épaisseur continue de matière (ablation d'un plateau). Or on sait que l'érosion se produit principalement dans des vallées. De fait, en considérant une géométrie simple avec des crêtes et des vallées triangulaires, on retiendra que l'érosion d'une quantité Δe (différence entre les crêtes et les vallées) se traduit par un abaissement de l'altitude moyenne des reliefs d'environ $0{,}08\Delta e$ et un soulèvement des crêtes de $0{,}42\Delta e$. Dit autrement, une incision de 1 km d'un plateau (différence entre les crêtes et les vallées) conduit l'altitude moyenne à s'abaisser de 80 m et l'altitude maximale à s'élever de 420 m.

Cette compensation isostatique de l'érosion est reconnue depuis longtemps (Nansen, 1928 ; Wager, 1933, 1937) et couramment illustrée par l'analogie avec un glaçon (équivalent de la croûte continentale) dans un verre d'eau (équivalent du manteau) soumis à une fusion (érosion) locale (fig.I.36.A ; Burbank & Anderson, 2001 ; Pazzaglia, 2003). La fusion d'une partie du glaçon (masse érodée) abaisse l'altitude moyenne du relief (la chaîne s'érode) mais accentue les contrastes topographiques (Wager, 1937 ; Holmes, 1965 ; Molnar & England, 1990 ; Burbank, 1992 ; Montgomery, 1994 ; Avouac & Burov, 1996 ; Stern et al., 2005 ; Champagnac et al., 2007). Afin de maintenir cet équilibre, les flux de surface dus à l'érosion des reliefs (et la sédimentation dans les bassins flexuraux) seraient contrebalancés par des flux dans la croûte inférieure (Westaway, 1994, 2006 ; Avouac & Burov, 1996).

Les travaux numériques couplant un modèle de déformation de type « prisme d'accrétion » et des processus de surface montrent que la topographie et la dynamique interne des chaînes de montagnes dépendent de l'intensité et de la répartition de l'érosion (précipitations). Plus précisément, l'asymétrie des précipitations résultant des phénomènes orographiques (voir la définition au chapitre suivant I.B.4.a) influence le style tectonique et topographique de l'orogène en focalisant l'érosion et l'advection tectonique de matière (Beaumont et al., 1992 ; Willett et al., 1993). Des simulations numériques réalisées avec un prisme d'accrétion coulombien montrent que les trajectoires des matériaux au sein du prisme sont corrélées à la répartition de l'érosion (fig.I.36.B ; Beaumont et al., 1992 ; Willett et al., 1993 ; Willett, 1999). Lorsque l'érosion est focalisée sur le versant rétrochevauchant du prisme (retrowedge), les roches sont exhumées sur ce même versant (fig.I.36.B.1). Les isogrades de métamorphisme sont très resserrés. Les roches de plus haute pression et température se trouvent au niveau du rétrochevauchement majeur. On observe un corrélation similaire entre précipitations et taux d'exhumation dans les Alpes du Sud de Nouvelle Zélande (Norris et al., 1990) et au niveau des montagnes Olympiques des Etats-Unis (Reiners, et al., 2003). A l'inverse, lorsque l'érosion est concentrée sur le versant chevauchant (prowedge), les trajectoires des matériaux sont infléchies et émergent au cœur du prisme, sur le prowedge (fig.I.36.B.2). L'érosion est donc capable de contrôler les chemins internes PTt d'un orogène et détermine les caractéristiques spatiales et la distribution de la déformation. Cette corrélation entre érosion et exhumation traduit un couplage fort entre érosion et déformation selon le mécanisme suivant (Willett et al., 1993). Les processus de surface conduisent à un remaniement de grande ampleur des masses de l'orogène. Afin de maintenir l'équilibre mécanique du prisme, le champ de vitesse s'ajuste aux conditions de flux de surface afin de

remplacer les matériaux érodés par des matériaux provenant de l'intérieur du prisme. Dans l'hypothèse d'un prisme d'accrétion à l'état critique, la déformation interne s'ajuste instantanément afin de remplacer le matériau érodé. De fait, les zones subissant des forts taux d'érosion manifestent des taux d'exhumation importants (Beaumont et al., 1992).

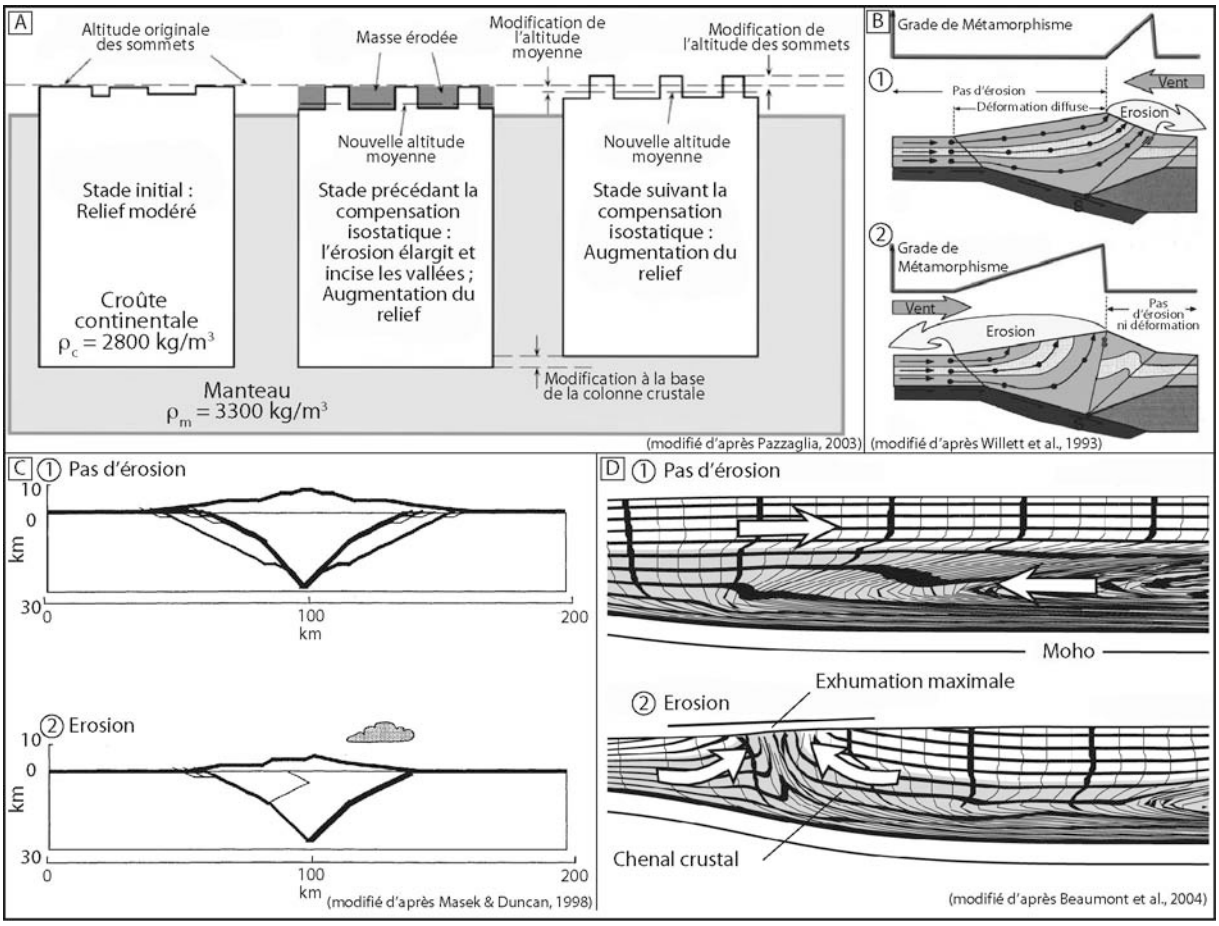


Fig.I. 36 : Influence de l'érosion sur la Tectonique : à l'échelle de la chaîne. *A) Surrection isostatique (d'après Pazzaglia, 2003). Voir le texte pour plus de détails. B) Effet de la direction des vents dominants (et donc des précipitations) sur la distribution de la déformation et les trajectoires matérielles des particules au sein du prisme (d'après Willett et al., 1993). La focalisation de l'érosion sur l'un des deux flancs du prisme localise l'exhumation des roches du prisme. C) Effet de l'érosion sur la répartition de la déformation, sa propagation vers l'avant-pays la topographie (d'après Masek & Duncan, 1998). L'épaisseur des tracés des failles est proportionnelle à leur activité. L'érosion concentre la déformation sur le flanc érodé en maintenant les chevauchements actifs (pas de propagation de la déformation) et en déséquilibrant l'accommodation du raccourcissement sur le flanc érodé. D) Influence de l'érosion sur les « chenaux » d'écoulements crustaux (d'après Beaumont et al., 2004). L'érosion sur un flanc de la chaîne localise l'exhumation et la remontée vers la surface du chenal crustal.*

Ce résultat a également été mis en évidence en modélisation analogique (Konstantinovskaia & Malavieille, 2005 ; voir le chapitre III dédié aux résultats expérimentaux) et en modélisation numérique grâce au modèle du « travail minimum ». En effet, Masek & Duncan (1998) montrent comment les précipitations focalisées sur un versant d'un prisme orogénique influence l'activité des chevauchements et la propagation de la déformation (fig.I.36.C). Dans leur expérience sans érosion, les durées d'activité des chevauchements (proportionnelles à l'épaisseur des tracés) indiquent que la déformation sur les deux piémonts a longtemps fonctionné auprès de la chaîne avant de migrer vers les avant-pays respectifs (fig.I.34.C.1). L'accommodation de la déformation est symétrique de part et d'autre de la chaîne et génère des topographies identiques sur les deux flancs. Dans l'expérience avec érosion, la topographie sur le versant recevant les précipitations est moins élevée car continuellement

érodée (fig.I.36.C.2). L'accommodation de la déformation au travers de la chaîne est d'une part concentrée sur le versant subissant une érosion importante et ne se produit d'autre part que sur une seule faille (forte épaisseur du tracé).

Beaumont et collaborateurs (2001 & 2004) vont plus loin en proposant que la localisation de l'érosion sur une bordure de l'orogène (comme en Himalaya par exemple) permet de localiser l'exhumation en raison de la modification de la dynamique d'écoulement d'un chenal de croûte moyenne (fig.I.36.D). En effet, l'épaississement crustal consécutif à une collision continentale modifie la structure thermique de la lithosphère et sa rhéologie. Or l'érosion contrôle la structure thermique des primes orogéniques en enlevant de la matière froide en surface et en permettant son remplacement par du matériel chaud (Royden, 1993 ; Batt & Braun, 1997 ; Cattin & Avouac, 2000 ; Ellis et al., 2001). Noter que cette augmentation de la température du prisme est négligeable au front du prisme mais peut s'avérer très importante dans les domaines internes (Royden, 1996). Sous certaines conditions de température et de rhéologie crustale, un chenal d'écoulement au milieu de la croûte (*channel flow* ; Beaumont et al., 2001) peut se former. L'érosion focalisée sur les bordures de la chaîne peut modifier l'écoulement de ce chenal et permettre son exhumation et son exposition à la surface (fig.I.36.D.2 ; Beaumont et al., 2004). C'est notamment de cette façon que les auteurs expliqueraient la mise en place de la dalle gneissique et migmatitique du Haut Himalaya.

(b) Echelle du piémont

Si l'effet de l'érosion à l'échelle d'une chaîne de montagnes est aujourd'hui bien documenté par de nombreuses études sur le terrain (Pavlis, 1997 ; Norris & Cooper, 1997 ; Horton, 1999 ; Hilley et al., 2004 ; Wobus et al., 2005) ou des travaux de modélisation (voir chapitre III), l'échelle jusqu'à laquelle elle se fait ressentir fait débat (Simpson, 2004a). Au niveau du piémont, la croûte est-elle « faible » (en raison de sa rhéologie plastique) et donc susceptible de répondre instantanément à l'incision de la rivière (Davis et al., 1983 ; Koons, 1994) ou bien est-elle résistante (en raison de sa rigidité) et donc insensible à l'incision des grandes rivières orogéniques (Turcotte & Schubert, 2002). Pour répondre à cette question, quelques travaux de modélisation ont étudié l'effet de l'érosion au niveau d'un piémont ou d'une structure singulière d'avant-pays.

A l'échelle du piémont, l'effet de l'érosion sur la tectonique est comparable à celui à grande échelle. Elle ôte de la matière au toit des chevauchements et les décharge d'un poids lithostatique. Cette diminution des contraintes d'origine gravitaires sur les discontinuités du prisme d'accrétion allonge la durée de vie des chevauchements actifs et peut réactiver les anciens chevauchements. Elle empêche la propagation de la déformation et diminue la largeur du prisme (se référer au chapitre expérimental pour les principaux résultats de modélisation analogique). Sur le terrain, ces mécanismes sont notamment suggérés pour expliquer les fortes différences morphologiques et structurales entre le Nord et le Sud du piémont Est des Andes centrales (Horton, 1999). Alors que le nord du piémont est étroit (200 km), très pentu (3°), tectoniquement déformé sur plusieurs chevauchements et reçoit un fort taux de précipitation (1,4 - 2,4 m/an), le sud du piémont est beaucoup plus large (350 km), nettement moins pentu (0,8°), tectoniquement actif sur le seul chevauchement frontal et reçoit des précipitations plus faibles (0,2 - 1,1 m/an). Selon les auteurs, cette différence de précipitation serait à l'origine d'un fort gradient d'érosion à l'origine du contraste tectonique observé. La partie nord serait dans un état sous-critique alors que la partie sud serait dans un état critique (voir définition au chapitre I.A.3.b).

Dans un modèle numérique utilisant une déformation gouvernée par le concept de « travail minimum » et un modèle d'érosion basé sur l'équation de diffusion linéaire, Hardy et al. (1998) démontrent ces mécanismes (fig.I.37.A). Ils comparent deux expériences réalisées avec une érosion faible (fig.I.37.A.1) et forte (fig.I.37.A.2). Ils montrent qu'un ancien chevauchement

(le chevauchement 3) est réactivé en hors-séquence du fait de l'érosion et que son activité dépend de l'intensité de l'érosion.

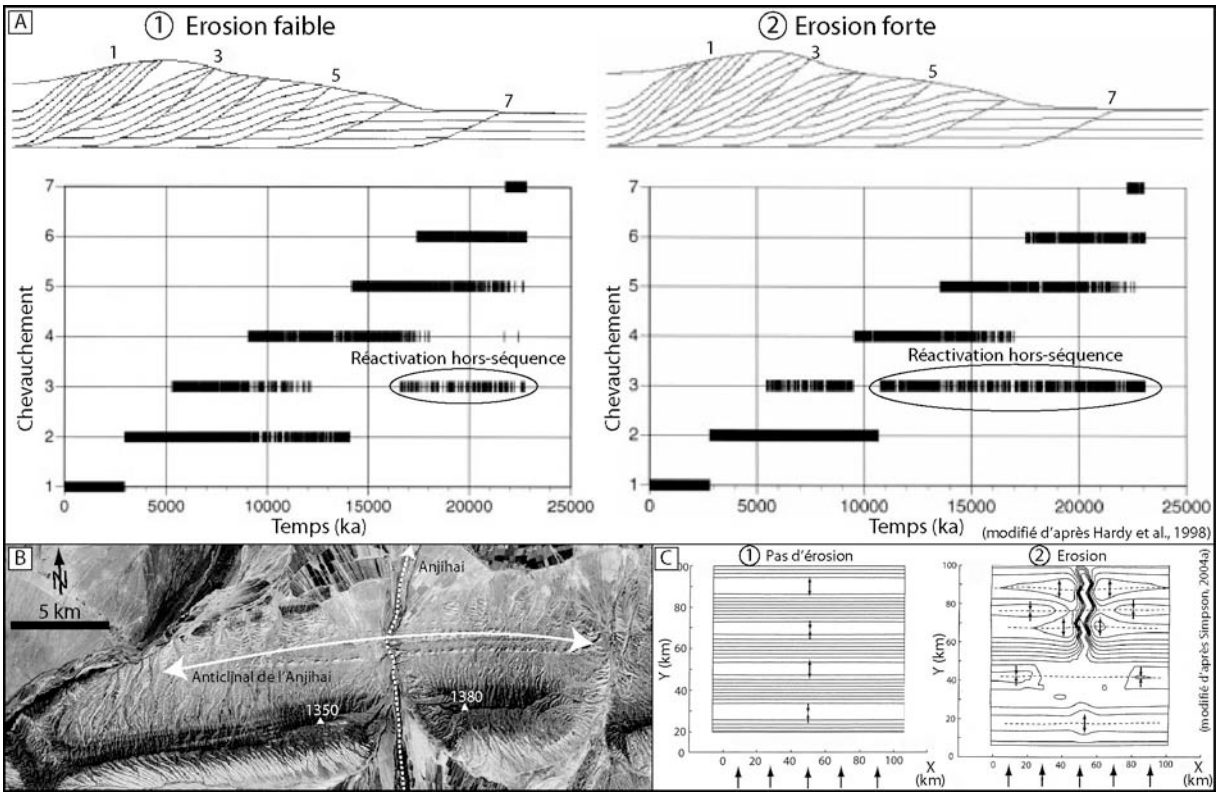


Fig.I. 37 : Influence de l'érosion sur la Tectonique : à l'échelle du piémont. *A) Effet de l'érosion sur l'activité des chevauchements d'un prisme d'accrétion (d'après Hardy et al., 1998). L'érosion provoque la réactivation en hors-séquence d'anciens chevauchements (le n° 3). Cet effet est amplifié lorsque l'érosion augmente. B) Rivière de l'Anjihai (Piémont Nord-Est du Tian Shan, Chine) traversant le pli du même nom. Noter le franchissement de la rivière au cœur de la structure et les altitudes maximales localisées de part et d'autre de la rivière. C) Modélisation numérique simulant l'effet de l'incision d'une rivière sur la déformation d'un piémont plissé (d'après Simpson, 2004a). 1) Sans érosion, la croûte continentale flambe en formant des plis parfaitement cylindriques et espacés d'environ 40 km. 2) Avec l'érosion, les plis ne sont plus cylindriques et possèdent des points culminants de part et d'autre de la rivière.*

A l'échelle d'une structure d'avant-pays (un pli ou un chevauchement), l'effet de l'érosion sur la tectonique se traduit essentiellement par l'incision des rivières drainant les reliefs. Au niveau de l'activité d'un anticlinal d'avant-pays, une simulation numérique menée par Simpson (2004a) s'est intéressée à l'observation fréquemment faite dans beaucoup de piémonts (Pyrénées, Alpes d'Europe, Zagros, Himalaya, Andes, etc.) : les rivières transversales coupent les anticlinaux de piémonts au niveau de leur point culminant. Pour illustrer ce propos, on peut prendre un exemple du Tian Shan (fig.I.37.B) où la rivière Jingou franchit le pli de Huoerguosi de part et d'autre de ses points culminants. Selon l'auteur, ce résultat n'est pas fortuit, mais résulte d'un mécanisme où l'incision fluviatile localise et amplifie la déformation (fig.I.37.C ;Simpson, 2004a, b, c). En effet, en incisant au travers de la structure active, la rivière décharge la croûte continentale et réduit l'influence de la gravité (qui normalement empêche la déformation). Les plis ainsi formés ne sont pas cylindriques et possèdent des sommets coïncidant avec l'incision de la rivière. Ce contrôle n'est efficace que si l'incision est contemporaine de la déformation (Simpson, 2004a), si la pente régionale d'écoulement est forte (2%) et/ou si les processus de surface compensent efficacement la déformation imposée (temps caractéristique de l'érosion très supérieur au temps caractéristique de la déformation ; Simpson, 2004c). On peut cependant s'interroger sur cet effet car dans l'exemple de terrain choisi pour illustrer la question scientifique initiale, la rivière passe certes au cœur d'un pli actif mais la raison de la localisation

des points culminant de part et d'autre de la rivière trouve une partie de son origine dans un champ de surrection inhomogène latéralement. En effet, le taux de surrection est logiquement plus important au cœur de la structure et diminue en direction des terminaisons périclinales du pli. A ces endroits, le raccourcissement horizontal est accommodé sur d'autres structures.

Au niveau de l'activité d'un chevauchement d'avant-pays, l'érosion modifie leur géométrie, leur nombre, leur période d'activité et leur vergence dominante. Ces mécanismes ont été mis en évidence dans plusieurs travaux de modélisation analogique. Je ne détaille ni n'illustre ici chacun de ces résultats car cela sera effectué spécifiquement au chapitre expérimental suivant (voir illustrations et références bibliographiques au chapitre III).

(2) Influence de l'Erosion sur la Sédimentation

En première approximation, l'influence de l'érosion sur la sédimentation est assez directe car elle résulte d'une simple conservation de la masse. L'érosion d'un relief génère un volume sédimentaire qui doit forcément se retrouver dans des bassins où il a été transporté et déposé. De fait, une accentuation de l'érosion se traduit par une augmentation de la sédimentation. Il faut noter cependant que cette relation volumique directe ne se traduit pas nécessairement par une augmentation des taux (vitesses). En effet, la condition *sine qua non* pour que cette relation se conserve est que les surfaces sur lesquelles les roches sont érodées et les sédiments déposés suivent la même évolution. Une augmentation de l'érosion peut ne pas se traduire par une augmentation des taux de sédimentation si la surface sur laquelle les particules sédimentent croît. De même, une augmentation des taux de sédimentation n'est pas nécessairement reliée à une augmentation des taux d'érosion lorsque de nouveaux reliefs apparaissent (propagation de la déformation, réactivation d'anciennes structures).

Toutefois, dans les exemples naturels, on estime souvent que les surfaces de relief érodé et les surfaces de dépôt varient peu sur les gammes de temps analysées. De cette façon, une augmentation des taux de sédimentation est souvent interprétée comme une augmentation des taux d'érosion dans les reliefs amont. C'est ainsi que les augmentations des taux de sédimentations dans les bassins sédimentaires péri-orogéniques d'Asie durant les 4 derniers millions d'années sont directement interprétées comme une intensification de l'érosion (Peizhen et al., 2001 ; Molnar, 2004 ; Métivier et al., 1999).

(3) Influence de l'Erosion sur le Climat

L'influence de l'érosion sur le climat est un processus d'échelle mondiale qui n'a pas de levier direct à l'échelle de la chaîne de montagnes et encore moins au niveau du piémont. Le mécanisme invoqué consiste à extraire du CO_2 atmosphérique et à le stocker dans des carbonates (Berner et al., 1983 ; Gaillardet et al., 1999). Cette modification du contenu en CO_2 de l'atmosphère affecte l'effet de serre, les températures de surface terrestre et donc les circulations des enveloppes externes. Pour synthétiser ce phénomène, trois étapes de processus chimiques élémentaires peuvent être définies (voir la thèse de V. Godard, 2006, p. 18, pour le détail des équations). Il s'agit de la dissolution du CO_2 atmosphérique dans l'eau, de l'altération chimique des silicates et de la précipitation des carbonates. Pour l'exemple d'un pyroxène calcique comme la Wollastonite ($CaSiO_3$), l'équation bilan de consommation du CO_2 équivaut à :

$$CO_2 + CaSiO_3 \rightarrow SiO_2 + CaCO_3$$

Cette expression est souvent appelée l'équation de **l'altération des silicates.** Son bilan net consomme irrémédiablement du CO_2 atmosphérique et est directement tributaire du stockage du

CO_2 sous forme de carbonate (sédimentation). L'importance de ce mécanisme dans le bilan géochimique mondial et ses influences sur le climat font toujours l'objet de nombreux travaux et animent le débat sur les rétroactions entre le climat, l'érosion et la tectonique (Raymo et al., 1988 ; Raymo & Ruddiman, 1992 ; Gaillardet ;).

c) Influence de la Sédimentation sur la Tectonique, l'Erosion, le Climat

(1) Influence de la Sédimentation sur la Tectonique

La sédimentation dans les bassins au pied des reliefs (bassins d'avant-pays) ou dans des dépressions piégées entre les reliefs (bassins intra-montagneux, bassins de croissance) charge la croûte continentale ou le toit des chevauchements actifs. En augmentant ainsi la charge normale sur les failles actives, la sédimentation empêche l'activation des décollements frontaux au profit des chevauchements plus internes (chevauchement hors-séquence). Ces mécanismes ont été particulièrement bien documentés grâce aux travaux de modélisation analogique. Je ne les détaille pas dans ce paragraphe mais me limite aux conclusions majeures (voir pour cela la synthèse bibliographique au chapitre III). A savoir : la sédimentation modifie les caractéristiques du prisme (la pente critique est atteinte plus rapidement et est plus faible). La déformation se propage plus difficilement et est accommodée sur des chevauchements moins nombreux, plus pentus et localisés à l'intérieur du prisme.

(2) Influence de la Sédimentation sur l'Erosion

Les effets de la sédimentation de piémont sur l'érosion s'observent à deux échelles. Tout d'abord, à l'échelle de la rivière, le dépôt transitoire de la charge sédimentaire transportée par l'écoulement constitue une couverture de protection contre l'incision. Comme nous l'avons précédemment mentionné au chapitre sur la modélisation des processus fluviatiles, cet effet protecteur dépend de son épaisseur et n'induit pas nécessairement une érosion nulle sur le lit (voir modèle de saltation-abrasion ; fig.I.21).

A l'échelle du piémont, la sédimentation (aggradation) au pied des reliefs élève la limite entre érosion et sédimentation (définition du niveau de base ; voir Babault, 2004). De fait, la topographie s'élève avec un taux de surrection relatif qui correspond aux taux de surrection lithologique moins le taux d'aggradation en tête de corps sédimentaire. Cette dynamique affecte le développement des régimes d'évolution topographique des reliefs (phase transitoire, phase stationnaire ; pour plus de précision, se référer à la synthèse bibliographique élaborée au chapitre III). Selon ces travaux, ce mécanisme pourrait permettre la formation de surface d'érosion en altitude (notamment dans les Pyrénées).

(3) Influence de la Sédimentation sur le Climat

L'effet de la sédimentation sur le climat s'observe à une échelle mondiale. Elle est certainement insignifiante à l'échelle d'une chaîne de montagnes et a fortiori d'un piémont. Cette influence s'effectue via le stockage de carbone dans les carbonates et la matière organique des sédiments terrigènes (cône du Bengale près de l'Himalaya par exemple). Ce puits affecte le cycle du carbone, l'effet de serre et la température de surface terrestre. Cet effet de la sédimentation sur le climat est donc très lié à l'altération des silicates et au développement de la végétation (sous l'emprise du climat).

d) Influence du Climat sur l'Erosion, la Sédimentation, la Tectonique

(1) Influence du Climat sur l'Erosion-Sédimentation

Le climat de la Terre est marqué par des variations qui peuvent être la conséquence de mécanismes astronomiques (cycles de Milankovitch), géochimiques (effet de la biosphère, altération des roches) ou géodynamiques (répartition des continents, géométrie des courants océaniques ; Daniel et al., 1999 ; p 307-316). Les principales modifications que cela entraîne concernent la température, la composition et la circulation des enveloppes fluides externes de la Terre (l'Atmosphère et l'Hydrosphère). Par exemple, une modification majeure du climat repose sur la mise en place de périodes de basses températures (les périodes glaciaires) et de périodes plus chaudes (les périodes interglaciaires) que l'on associe souvent aux variations des paramètres orbitaux de la Terre (cycles de Milankovitch). Durant chacune de ces périodes, les processus d'érosion/transport sont essentiellement gouvernés par l'agent d'érosion « eau » sous ses deux formes les plus communes : sous forme solide (glace) en période glaciaire et sous forme liquide en période interglaciaire. Durant les premières périodes, les mécanismes d'érosion qui se produisent dans les chaînes de montagnes se résument principalement aux alternances de phases de gel et de dégel (la cryoclastie) ainsi qu'à l'abrasion due à l'écoulement des glaciers. On estime également que le climat, plus aride, est associé à une pluviométrie faible. A l'inverse, durant les secondes périodes, les températures sont plus élevées et se traduisent par des mécanismes d'érosion/transport faisant intervenir le ruissellement de l'eau dans les rivières. La pluviométrie est plus importante. A cela, il faut également ajouter la végétation qui répond aux variations climatiques par des migrations d'espèces et des implantations différentes du couvert végétal. Cela se traduit par des variations de la vulnérabilité des sols, de l'altération racinaire et donc de l'érodabilité des roches.

Partant de cela, quelques questions importantes émergent autour de la relation climat-érosion, par exemple :

- Durant quelle période trouve-t-on les taux d'érosion les plus élevés ? En période glaciaire ou bien en période interglaciaire ?

- Les taux de précipitation sont-ils corrélés positivement aux taux d'érosion ?

- Quelle est l'importance des variations climatiques (et notamment la fréquence et l'amplitude de ces variations) sur l'érosion des reliefs ?

A l'heure actuelle, les réponses à ces questions ne sont pas claires et le sujet fait toujours débat. Sans vouloir être exhaustif, on peut noter quelques données marquantes. Par exemple, des travaux sur les glaciers actuels montrent que les taux d'érosion liés aux glaciers orogéniques sont très importants (de l'ordre de 10 à 100 mm/an ; Hallet et al., 1996 ; Montgomery, 2002). Toutefois, les capacités de transfert de matériel de ces processus sur une longue distance (plusieurs dizaines à centaines de kilomètres) restent limitées. Leur effet majeur revient donc à produire des sédiments qui sont stockés dans les bassins versants. Lorsqu'un agent de transport efficace est disponible (l'eau liquide le plus souvent), par exemple durant une déglaciation et une période interglaciaire, le transport du matériel érodé peut s'effectuer et décharger les reliefs. Selon certains auteurs, les alternances répétées de cycles glaciaires / interglaciaires (ie, la « variabilité climatique ») doit être redoutablement efficace pour éroder des reliefs (Molnar, 2001, 2004 ; Peizhen et al., 2001). Durant ces périodes, les processus d'érosion n'atteignent jamais un équilibre avec la topographie en évolution (Peizhen et al., 2001) qui est donc soumise à un « stress » d'érosion très important qui accroît considérablement la production et les flux de matière.

Concernant la relation entre les taux de pluviométrie (ou le débit des rivières) et les taux d'érosion, plusieurs études récentes sont contradictoires (voir Molnar, 2003, pour une synthèse critique de certains de ces travaux). Alors que certains semblent indiquer que les deux mesures sont corrélées positivement (Milliman & Syvitski, 1992 ; Ludwig & Probst, 1998 ; Reiners et al., 2003 ; Wobus et al., 2003 ; Thiede et al., 2004 ; Gabet et al., 2008), d'autres tendent à montrer le contraire (Riebe et al., 2001 ; Burbank et al., 2003 ; Aalto et al., 2006). Dans ce cas, ils proposent que les taux d'érosion ne sont pas guidés par les précipitations mais plutôt par la tectonique et les reliefs associés (Montgomery & Brandon, 2002 ; Vance et al., 2003 ; voir fig.I.30). Ces divergences de résultats proviennent en partie de la compatibilité des échelles de temps des mesures et d'autre part des contextes topographiques et climatiques étudiés. En effet, les mesures de pluviométrie disponibles sont généralement très récentes (quelques dizaines d'années). Les taux d'érosion s'étalent quant à eux sur plusieurs gammes temporelles. Ils peuvent être effectués directement à l'exutoire des rivières (mesure de la charge en suspension et de la charge solide) et représentent alors des mesures sur quelques années. Ils peuvent également être mesurés sur plusieurs dizaines de milliers d'années (mesures grâce aux techniques cosmogéniques) ou bien sur plusieurs millions d'années (analyse des traces de fission sur apatite). De fait, se pose inévitablement le problème de la représentativité de l'enregistrement pluviométrique actuel (en période interglaciaire) et de sa comparaison avec des mesures de taux d'érosion effectuées sur des périodes beaucoup plus longues pouvant inclure de nombreux cycles climatiques. Lorsque les gammes de temps des mesures sont comparables, les corrélations sont souvent bonnes (Gabet et al., 2008). Sur plusieurs millions d'années, les corrélations sont moins bonnes et tendent à indiquer que les taux d'érosion sont indépendants des pluviométries (Burbank et al., 2003). Ils seraient alors plutôt guidés par la tectonique à long terme qui contrôle l'érosion des glaciers d'altitude et des périodes glaciaires (Gabet et al., 2008) et qui contrôle également les flux des versants des glissements de terrain (Gabet et al., 2004a,b).

Remarque sur les relations magnitude / fréquence des épisodes d'érosion :
Durant les derniers 2,5 - 3 millions d'années, les taux d'accumulation sédimentaires (et donc les taux d'érosion) ont augmenté dans bon nombre de bassins sédimentaires du monde (Molnar, 2004, pour une synthèse). Durant cette même période, les températures globales de la planète ont chuté, la variabilité climatique s'est accrue et le climat est devenu globalement plus aride (Ruddiman et al., 1989a ; Molnar, 2004). L'érosion glaciaire ne pouvant expliquer partout cette augmentation des flux sédimentaires, certains invoquent l'accroissement de l'incision des rivières durant de rares mais puissants épisodes de crues (Molnar, 2001). Selon ce mécanisme, la transition d'une période humide vers une période aride voit augmenter l'amplitude des inondations rares ou la fréquence des inondations importantes (Molnar, 2001). Ces évènements catastrophiques développeraient des capacités d'érosion très importantes qui pourraient rendre compte des flux observés.

(2) Influence du Climat sur la Tectonique

Il ne semble pas exister de mécanismes démontrant une influence directe du climat sur la tectonique. Les seules influences possibles sont indirectes et s'effectuent via l'érosion. Cette boucle d'action trouve une résonance toute particulière au niveau de l'Himalaya où les études actuelles tentent d'éclaircir les relations entre le climat (érosion glaciaire, précipitations), la topographie (pentes des versants ou des rivières), l'érosion (incision des rivières, glissement de terrain) et la tectonique (surrection, exhumation). Par exemple, on peut citer les nombreuses études qui analysent les relations entre les précipitations, l'érosion, les déformations tectoniques et l'exhumation (Thiede et al., 2004, 2005 ; Bookhagen et al., 2005 ; Burbank et al., 2003 ; Hodges et al., 2004 ; Vannay et al., 2004 ; Wobus et al., 2003, 2005; Godard et al., 2006 ; Blythe et al., 2007 ; Whipp et al., 2007 ; Craddock et al., 2007).

e) Synthèse des Interactions Tectonique-Erosion-Sédimentation-Climat à l'échelle d'une chaîne de montagnes et d'un piémont.

Cet exposé des principales interactions entre la tectonique, l'érosion, la sédimentation et le climat montre à quel point l'évolution dynamique des chaînes de montagnes et des piémonts est un sujet complexe nourri de nombreuses boucles d'actions et de rétroactions positives et/ou négatives (voir pour cela la figure présentée en début de sous chapitre ; fig.I.30).

L'importance des différents couplages n'a pas été représentée sur ce diagramme car il est difficile de quantifier aujourd'hui leurs portées en tenant compte des échelles de temps et d'espaces parfois très variables qui caractérisent les différents processus. De plus, le système géomorphologique des chaînes de montagnes n'est pas un système linéaire qui répond instantanément et/ou proportionnellement à une sollicitation quelconque (surrection topographique, changement climatique). Au contraire, ce système morphologique est typiquement caractérisé par différentes grandeurs clefs telles que :

- **Les seuils :**

La description des différents processus morphogénétiques montre qu'il s'agit de « processus à seuil ». Cela signifie que leur activation est dépendante d'une valeur minimale qu'il faut dépasser nécessairement. Par exemple, pour les processus de déformation, une certaine force doit être exercée sur le matériau avant qu'il ne rompe. Ce seuil, le **seuil de rupture**, correspond à la valeur minimale qu'il faut exercer sur le matériau pour dépasser ses forces de résistances frictionnelles et la cohésion. De même, les processus d'érosion dans les rivières ou sur les versants possèdent également des seuils de mise en mouvement des particules. Pour les rivières, il s'agit du **seuil d'incision** (voir Eq.I.47) et du **seuil de mise en transport** d'une particule (Eq.I.42&44) sous l'action cisaillante du fluide. Pour les processus de versant, il s'agit de la **pente critique** S_c (Eq.I.48&49) qui correspond à la valeur d'initiation des glissements de terrain.

- **Les temps caractéristiques de réponse :**

Il existe différents types de temps caractéristiques : 1) le temps de réaction, 2) le temps de réponse, 3) le temps de relaxation, 4) le temps de persistance. Le premier caractérise le temps nécessaire au système morphologique pour réagir à une sollicitation imposée (mouvement tectonique, changement climatique). C'est un temps de latence durant lequel le système ignore les changements l'ayant affecté. Le second correspond à la durée que met le système géomorphologique à réagir à la sollicitation qui le perturbe. Le troisième caractérise le temps durant lequel le système géomorphologique continue d'évoluer alors que la sollicitation s'est arrêtée. C'est en quelque sorte un temps de retour à l'équilibre. Enfin, le dernier correspond au temps où la dynamique du système morphologique est très réduite. Il n'évolue pas et aucune sollicitation ne lui est imposée.

C. Conclusion, Problématique et objectifs de cette étude

Les couplages entre la tectonique, l'érosion, la sédimentation et le climat sont à la base de l'évolution de la topographie des chaînes de montagnes. Pour comprendre comment cette dynamique fonctionne, les géologues de terrain ont recours à l'analyse de différents marqueurs morphotectoniques ou stratigraphiques préservés dans la topographie ou les bassins sédimentaires des piémonts. Ces marqueurs sont typiquement les cônes alluviaux, les terrasses fluviatiles, les knickpoints, les surfaces d'érosion, les strates de croissance, etc. En datant et mesurant ces objets, il est possible de faire des hypothèses sur leur évolution, d'identifier les grandes phases de construction de la chaîne et de documenter son histoire climatique récente. Ces informations peuvent être mises en relation dans des modèles rendant comptent au mieux de l'ensemble des observations et décrivant l'évolution morphotectonique du piémont.

Cependant, le terrain livre souvent des informations incomplètes sur la dynamique des processus morphogénétiques qui façonnent le piémont. En particulier, il est difficile d'apprécier comment les marqueurs se forment, évoluent et surtout interagissent. C'est pourquoi **j'ai choisi durant ce travail de m'intéresser à la dynamique morphologique des marqueurs morphotectoniques de piémont** afin d'apporter des éléments de réponse aux questions suivantes :

Comment se forment, évoluent et interagissent les marqueurs morphotectoniques de piémont ?

Comment s'enregistre la déformation (localisation, intensité) dans les marqueurs morphologiques ?

Pour cela, j'ai choisi de développer une méthodologie basée sur l'observation d'un exemple naturel (la chaîne du Tian Shan en Chine) ainsi que sur une modélisation expérimentale simulant l'évolution morphotectonique des reliefs d'un piémont.

Pour le premier aspect, l'analyse et l'observation des morphologies de terrain vont permettre d'identifier les dimensions caractéristiques des différents marqueurs et de calibrer les modèles. Cette analyse fait l'objet du Chapitre II.

Pour le second aspect, la synthèse bibliographique que je viens de réaliser démontre qu'il est nécessaire de modéliser les principaux processus morphogénétiques : à savoir les processus de déformation (les failles, les plis) ainsi que les processus de surface (glissement de versant, incision des rivières, sédimentation). Pour atteindre cet objectif, il faut tout d'abord construire un dispositif qui permette la modélisation simultanée de ces deux types de processus morphogénétiques. De plus, ce dispositif doit mettre en œuvre un système de mesure précis permettant de quantifier l'évolution des modèles. En particulier, il s'agit de suivre l'évolution de la topographie mais également l'évolution de l'activité des failles. Ceci fait l'objet du chapitre III.

Ensuite, il est nécessaire de mettre au point un matériau adapté à ces conditions aux limites de déformation et d'érosion. Le matériau doit donc se déformer en générant des failles et des plis et s'éroder en formant des bassins versants, des chenaux, des cônes alluviaux, des terrasses, etc. Cette étape de mon travail constitue le chapitre IV.

Enfin, la dernière étape de cette thèse consiste en la validation des modèles par une confrontation des résultats d'expériences aux données de terrain. Ceci fait l'objet du chapitre V.

Chapitre II

La Chaîne du Tian Shan : un exemple d'étude des Interactions Tectonique, Erosion et Sédimentation

Panorama dans le piémont nord du Tian Shan - Vue vers le sud
Au premier plan : Pli de Dushanze et ville éponyme.
Au dernier plan : Hauts reliefs de la chaîne interne.

Panorama dans le piémont nord du Tian Shan - Vue vers le nord
Au premier plan : Terrasses alluviales de la rivière Jingou et escarpement de faille active du pli-faille de Huoergosi.
Au dernier plan : Reliefs des plis de Hala-ande (gauche) et Anjihai (droite) séparés par la cluse de la rivière Anjihai.

II. LA CHAINE DU TIAN-SHAN : UN EXEMPLE D'ETUDE DES INTERACTIONS TECTONIQUE-EROSION-SEDIMENTATION 103

A. LA CHAINE DU TIAN SHAN 103
1. Géographie, topographie et hydrographie 103
2. Climats récents et passés 108
3. Géologie 109
4. Géodynamique 110
a) Schéma structural 111
b) Contexte sismotectonique et cinématique actuel 111
c) Structure lithosphérique 113
d) Histoire géodynamique 114
B. LES PIEMONTS 119
1. Piémont nord 119
a) Géographie & Hydrographie 119
b) Lithologie 121
c) Structures tectoniques 122
d) Géomorphologie 126
2. Piémont sud 128
a) Géographie & hydrographie 128
b) Lithologie 128
c) Structures tectoniques 132
d) Géomorphologie 132
3. Comparaison morphologique des piémonts 134
a) Méthodologie 134
b) Tableau synthétique des paramètres morphométriques 136
c) Analyse géographique des paramètres morphométriques 137
d) Analyse croisée des paramètres morphométriques 146
4. Discussion 153
C. PROBLEMATIQUE DE TERRAIN 154

La chaîne du Tian Shan est un des meilleurs exemples naturels pour étudier les interactions entre la tectonique, l'érosion et la sédimentation car :

- Il s'agit d'une chaîne de montagnes possédant des piémonts où **ces trois processus sont particulièrement actifs** et **dont les interactions sont très bien conservées dans l'enregistrement géologique**.
- **Le climat actuel facilite les observations**. Le climat aride des derniers milliers d'années empêche le développement de la végétation (il n'y a quasiment aucun arbre dans les piémonts). Cela permet d'étudier dans de bonnes conditions les structures géologiques et morphologiques dans les paysages, à l'affleurement et sur les images satellites.
- Il s'agit **d'une chaîne de montagnes marquée par une intracontinentalité prolongée** (la dernière présence marine remonte au Jurassique). De fait, les influences de l'eustatisme (variation absolue du niveau marin) sur la topographie du Tian Shan sont inexistantes, ce qui « simplifie » en conséquence les leviers par lesquels le climat peut influencer l'évolution dynamique de la chaîne.
- Enfin, et c'est finalement une conséquence des précédents points, le Tian Shan est **une chaîne de montagnes bien documentée** où les **données géologiques** et **géophysiques** sont **nombreuses** (en particulier sur les piémonts). Ce « contexte bibliographique » permet d'aborder l'étude des marqueurs morphotectoniques avec un certain nombre de contraintes géologiques bien établies.

Remarque : La synthèse sur le Tian Shan proposée dans ce chapitre a pour objectif de présenter les différents aspects clefs permettant de décrire cette chaîne de montagnes et en particulier ses piémonts. Les lecteurs désirant avoir des renseignements plus précis sur certains points peuvent consulter les thèses publiées récemment et spécifiquement dédiées à l'étude de cette chaîne (Poisson, 2002 ; Charreau, 2005 ; Wang, 2006).

II. LA CHAINE DU TIAN-SHAN : UN EXEMPLE D'ETUDE DES INTERACTIONS TECTONIQUE-EROSION-SEDIMENTATION

A. La chaîne du Tian Shan

1. Géographie, topographie et hydrographie

Le Tian Shan (ou Tien Shan : du chinois signifiant « Monts Célestes ») est une chaîne de montagnes intracontinentale d'Asie centrale située au nord des reliefs de l'Himalaya, du Tibet et du Kunlun et au sud des chaînes mongoles et russes de Sayan et de l'Altaï (fig.II.1). Il s'étend d'est en ouest sur près de 2 000 kilomètres en traversant les frontières de la Chine, du Kirghizstan et du Kazakhstan. La moitié de sa superficie se situe sur le territoire chinois, plus précisément dans la province du Xinjiang. D'est en ouest, la largeur de la chaîne change : elle passe de près de 400 km dans sa partie occidentale à seulement 200 km dans sa partie orientale, lui donnant une forme triangulaire caractéristique pointant vers l'est (fig.II.1). Au cours de ce travail, je me suis intéressé à la partie orientale du Tian Shan (encadré rouge ; fig.II.1).

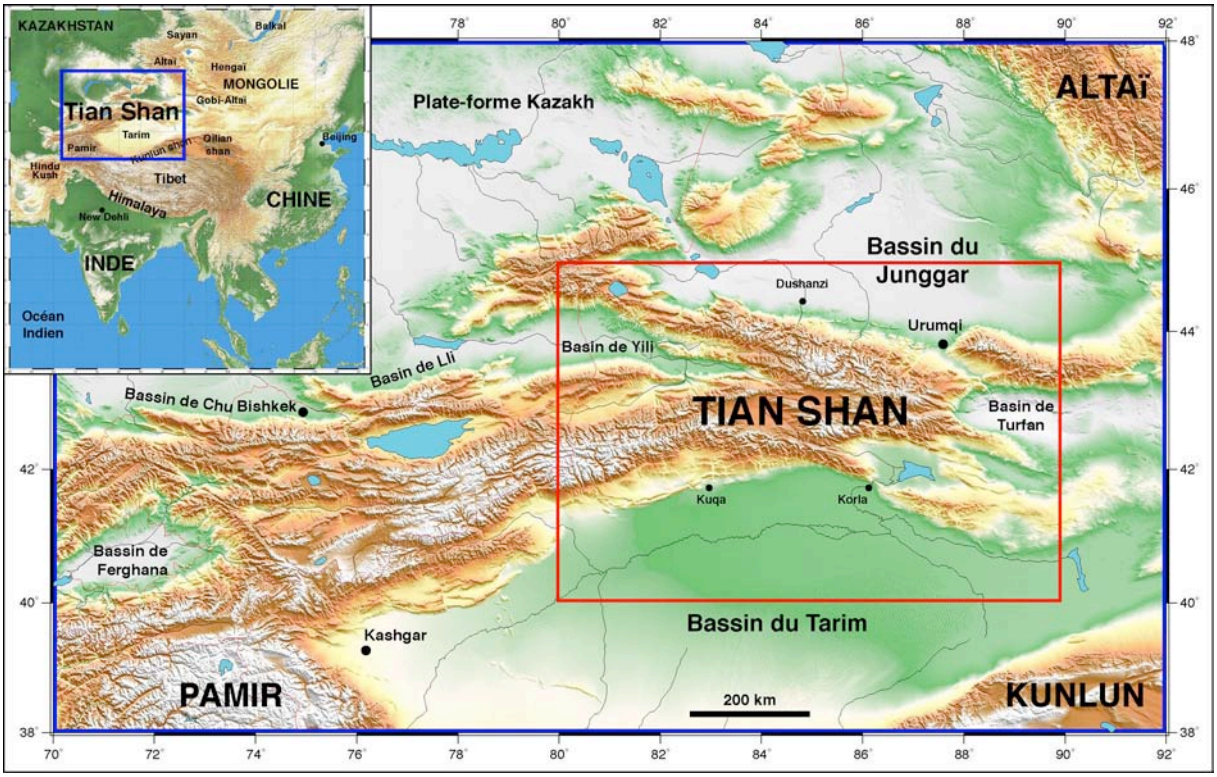


Fig.II. 1 : Carte topographique de localisation de la chaîne du Tian Shan *(données NASA-SRTM 90 mètres).*

Avec des sommets pouvant atteindre près de 7 500 m à l'ouest (Mont Pobedy) et 5 500 m à l'est, pour une altitude moyenne supérieure à 2000 m, le Tian Shan représente un imposant massif topographique surplombant deux déserts (fig.II.1&2). Il s'agit au nord, du désert du Junggar (altitude moyenne autour de 500 m) et au sud, du désert du Tarim (ou désert du Taklamakan ; altitude moyenne : 1000 m). Les transitions entre ces domaines topographiques contrastés correspondent aux **piémonts** (voir définition au chapitre I). Contrairement aux chaînes voisines (le Pamir ou l'ensemble Himalaya-Tibet-Kunlun par exemple), qui présentent de vastes étendues de reliefs de haute altitude (des plateaux), la chaîne du Tian Shan est marquée par plusieurs segments topographiques d'orientation WNW/ESE et WSW/ENE séparés par de vastes dépressions intra-montagneuses (les bassins de Bayanbulak ou Yili par exemple) pouvant parfois se situer en dessous du niveau marin (exemple du bassin de Turfan ; altitude -154 m).

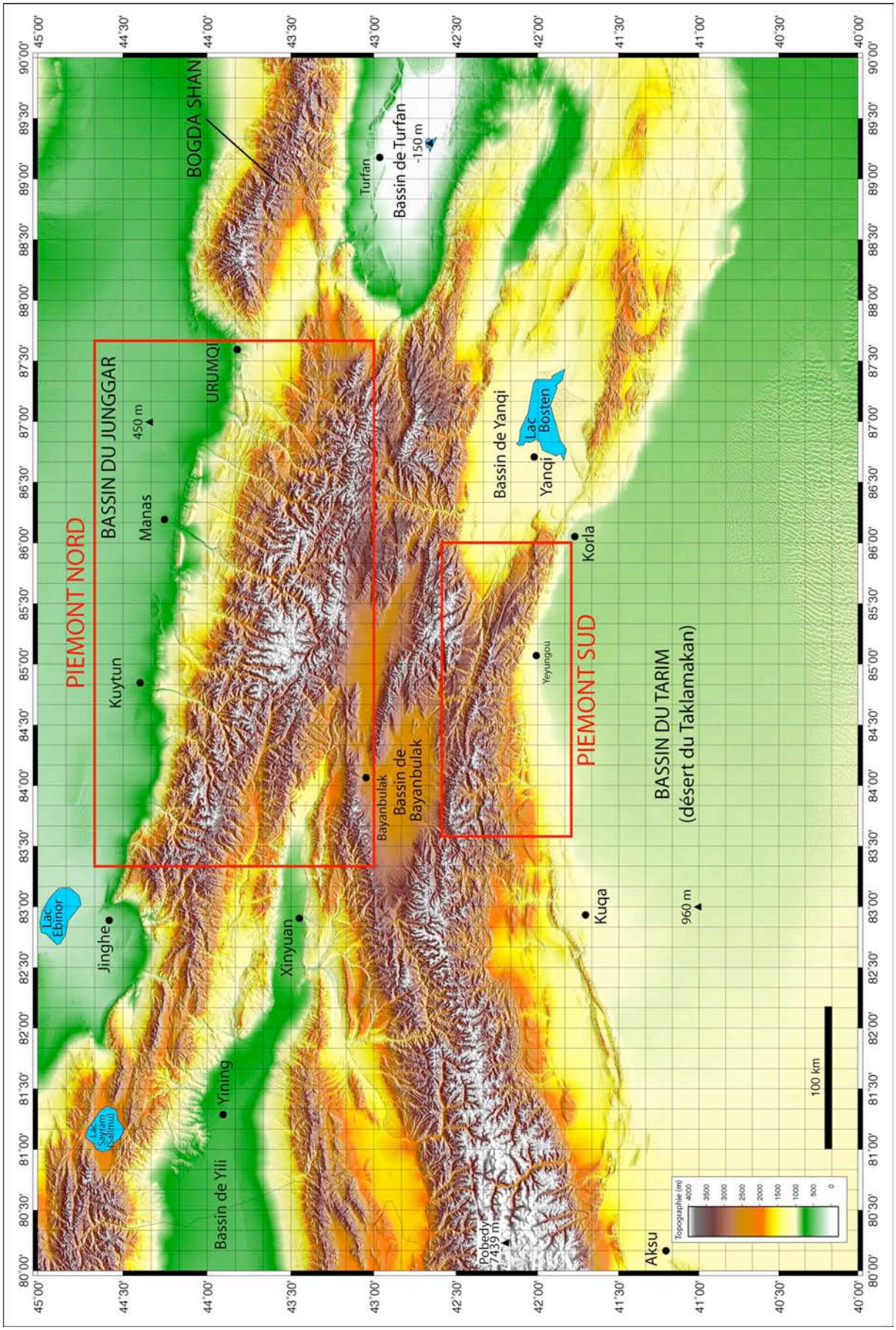


Fig.II. 2 : Carte topographique de la partie orientale de la chaîne du Tian Shan (*données NASA-SRTM à 90 mètres ; illumination N170°E).*

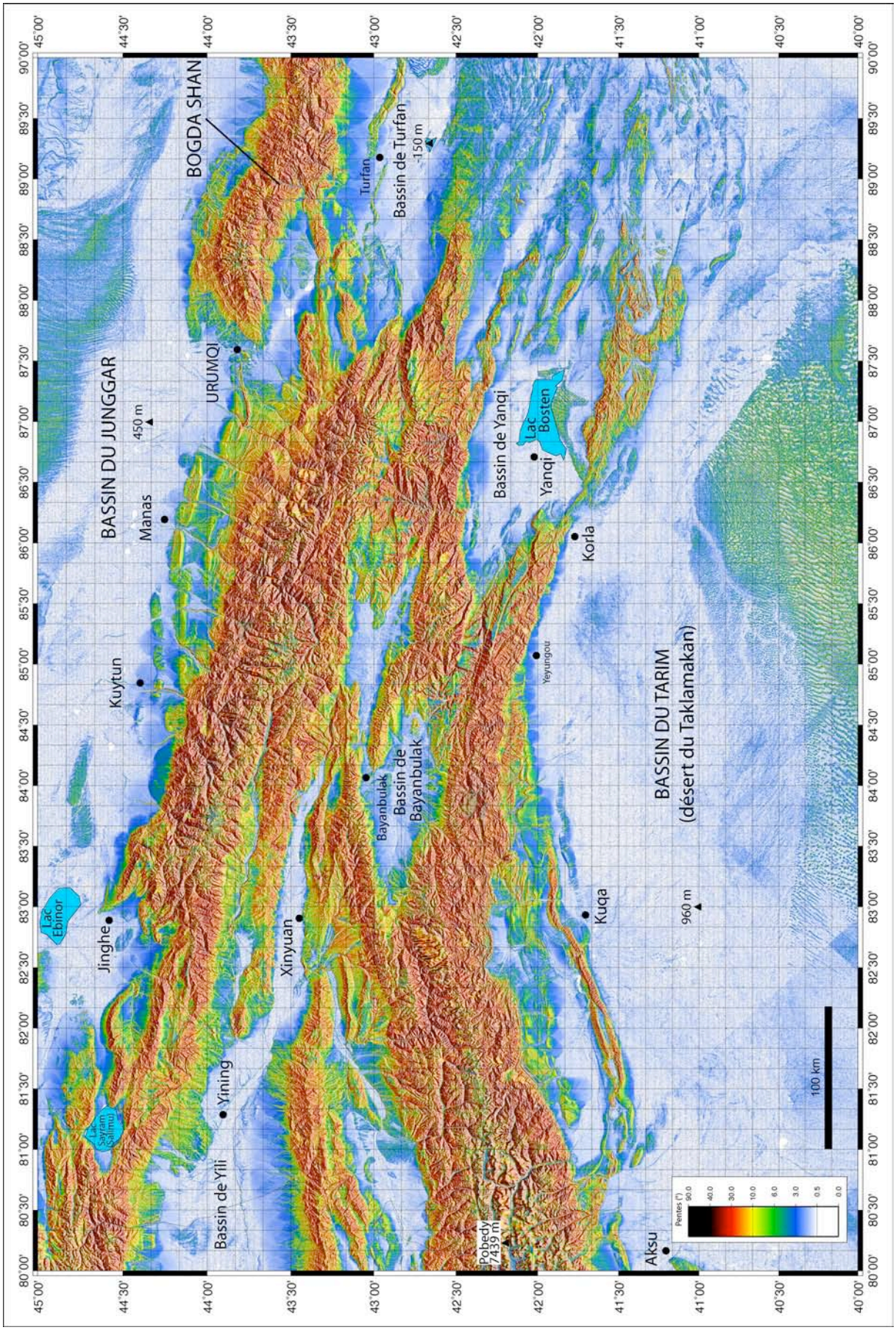


Fig.II. 3 : Carte de pentes (gradient topographique) de la partie orientale de la chaîne du Tian Shan *(données NASA-SRTM à 90 mètres ; illumination N170°E).*

L'analyse de la carte de pente (ie, représentation du gradient topographique ; fig.II.3), permet de distinguer les différents chaînons topographiques (pentes supérieures à 30° ; couleur noir et rouge) et des bassins intra-chaînes ou plaines d'avant-pays (pentes inférieures à 3° ; représentés en bleu et blanc). Les piémonts nord et sud possèdent pour leur part des pentes moyennes (autour de 5-20° ; couleurs vert-jaune), avec quelques reliefs localement très pentus et des domaines relativement plats. Par exemple, on peut citer comme reliefs de piémonts la ceinture orangée du piémont sud (environ 20° en moyenne) au niveau de Kuqa et son équivalent jaune-vert (pentes de 5-10°) dans le nord, au niveau de Manas. Nous verrons par la suite que ces reliefs correspondent à des plis actifs qui traduisent l'élargissement de la chaîne de montagnes et la déformation de ses bassins d'avant-pays. Les zones de replat au niveau du piémont s'observent généralement en arrière des plis. Ils correspondent aux bassins piggy-back piégeant, en arrière des structures plicatives, les produits de l'érosion de la haute chaîne.

Sur des profils topographiques sériés nord-sud réalisés au travers de la chaîne (fig.II.4.A) on distingue très nettement la brusque augmentation du relief aux deux fronts de la chaîne et de vastes dépressions au cœur (Charreau, 2005). On note également la différence d'altitude des bassins d'avant-chaîne entre le nord (Junggar) et le sud (Tarim). Cette différence est généralement considérée comme la conséquence d'une histoire de remplissage sédimentaire contrastée entre un bassin du Tarim entouré de toute part par de très hauts reliefs (et recevant de fait d'importantes quantités de sédiments) et le bassin du Junggar bordé essentiellement par les reliefs du Tian Shan (et donc beaucoup moins alimenté en sédiments).

Afin de moyenner les biais pouvant être induits par des tracés topographiques tirés entre deux points singuliers dans une direction simplement nord-sud, j'ai effectué un profil topographique sur une bande de 50 km de largeur et perpendiculairement à la chaîne (fig.II.4.B ; localisation du tracé sur fig.II.4.A). Ce tracé rejoint les villes de Yeyungou au sud à Manas au nord. Suivant la démarche présentée par Lavé & Avouac (2001) sur le front Himalayen, j'ai représenté uniquement les altitudes maximales, minimales et moyennes mesurées sur des bandes de 5 km échantillonnées tous les 3 km (fig.II.4.B). Le résultat indique tout d'abord un profil topographique maximum de forme bimodale (ie à deux « bosses »; tracé en tireté bleu). L'amplitude des oscillations est proche de 1 000 m pour une longueur d'onde d'environ 100 km. En outre, les deux « bosses » atteignent la même altitude maximum (environ 5 000 m ; H_{max}). La courbe des altitudes moyennes se révèle sensiblement constante autour d'une altitude comprise entre 3 000 et 3 500 m (H_{moy}) sur près de 250 km de largeur de chaîne. La courbe des altitudes minimum montre pour sa part un profil beaucoup plus contrasté. On distingue une partie centrale culminant autour de 2 500-3 000 m et un pic au sud beaucoup plus fin mais atteignant tout de même près de 2 500 m. On peut noter que les distances horizontales entre les sommets de la courbe des minima et les bassins d'avant-pays sont différentes dans les deux piémonts. Au sud (L_S), elle représente environ une cinquantaine de kilomètres. Au nord (L_N), elle est trois fois plus importante (environ 150 km). Dans les deux cas, les profils des minima possèdent une allure hyperbolique très resserrée au sud et plus évasée au nord. Ils représentent en quelque sorte un profil de thalweg moyen pour chacun des piémonts. Les sommets des minima représentent quant à eux une ligne de partage des eaux divisant les précipitations s'écoulant vers le nord de celles s'écoulant vers le sud.

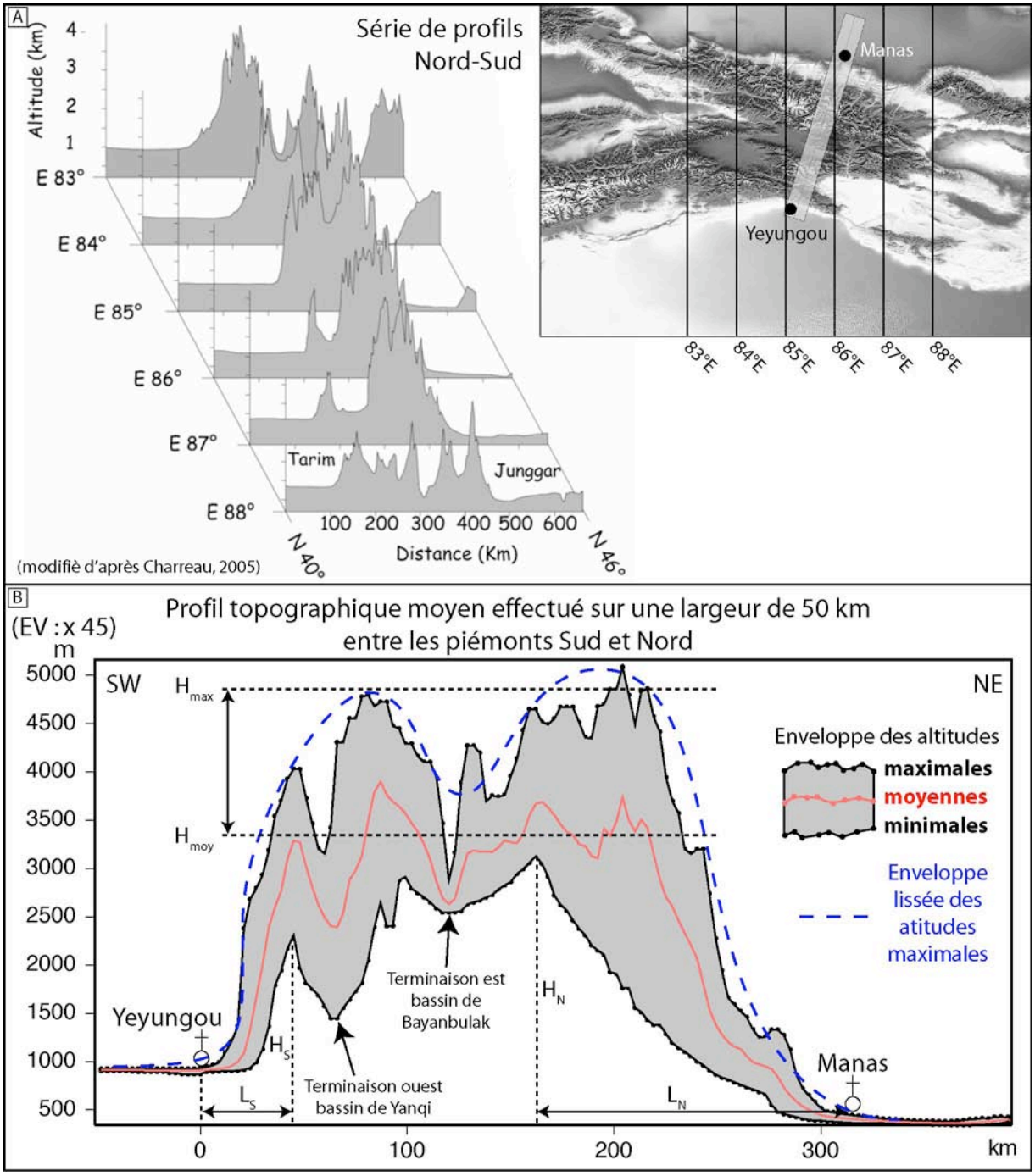


Fig.II. 4 : Profils topographiques A) sériés et B) moyen sur une bande de 50 km de large *(A : données NASA - GTOPO30 issues de Charreau, 2005 ; B) données NASA-SRTM à 90 mètres).*

Enfin, la localisation du Tian Shan à près de 2 500 km de l'Océan Indien et 3 000 km de l'Océan Pacifique et son climat particulièrement aride (voir sous-chapitre suivant dédié au Climat), font de cette chaîne un territoire caractérisé par une hydrographie exclusivement endoréique (les rivières ne rejoignent jamais la mer ; fig.II.1). Les cours des rivières drainant les reliefs s'achèvent dans les déserts du Tarim au sud, du Junggar au nord ou dans des lacs de la plate-forme Kazakh (au Nord-Ouest ; fig.II.1). Les tracés des rivières des piémonts nord et sud sont globalement perpendiculaires au front topographique tandis que les cours d'eau drainant les domaines internes s'écoulent parallèlement à la direction des chaînons mentionnés précédemment. Cette hydrographie des piémonts sera discutée plus en détail dans une section ultérieure.

2. Climats récents et passés

De par son extrême éloignement des principaux océans, la chaîne du Tian Shan est aujourd'hui marquée par un climat extrêmement continental. Outre les fortes amplitudes thermiques inter-journalières et inter-mensuelles, les précipitations qui affectent les reliefs de la chaîne proviennent de très loin et parviennent souvent en faible quantité. Selon la synthèse bibliographique élaborée par Poisson (2002), les précipitations annuelles sur la chaîne du Tian Shan sont en moyenne de l'ordre de 100-200 mm/an (fig.II.5) et tombent essentiellement durant l'été. Les températures annuelles fluctuent quant à elles entre -10 et -20°C l'hiver et 20-25°C durant l'été. Ce régime climatique est le résultat des interactions entre trois zones d'influence climatique distinctes : 1) les « vents d'ouest » (*Westerlies*) qui apportent les précipitations d'automne/hiver ; 2) la zone de hautes pressions de Sibérie/Mongolie qui refroidit le climat du Tian Shan et peut alimenter les précipitations d'hiver ; 3) les moussons asiatiques provenant des Océans Indien et Pacifique, qui donnent lieu aux pluies d'été.

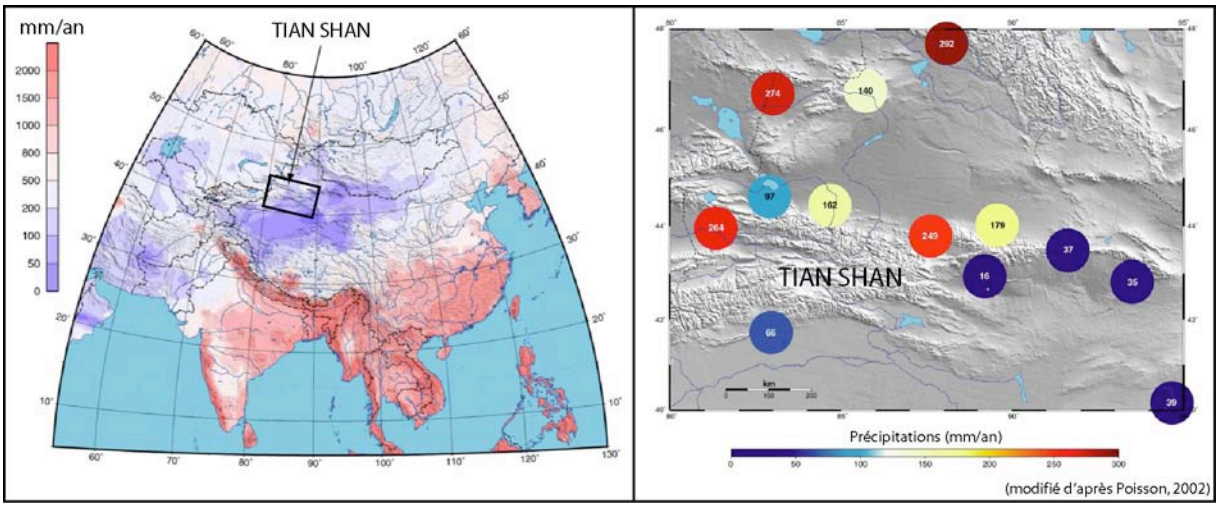


Fig.II. 5 : Précipitations annuelles A) en Asie (d'après Legates & Willmott, 1990) et B) au niveau du Tian Shan (données de l'U.C.A.R. : University Corporation for Atmospheric Research – Boulder, Colorado, USA)

Le climat holocène (10 000 ans jusqu'à l'actuel) d'Asie centrale est marqué par les mêmes grandes périodes observées sur le reste du continent (Shackleton et al., 1995). En particulier, la première moitié de l'holocène (depuis la fin de la déglaciation jusqu'à la mi-holocène), le climat asiatique est plutôt chaud et humide. Lors de la seconde moitié (mi-holocène jusqu'à aujourd'hui), les conditions climatiques deviennent plus arides. Cette division du climat holocène est vérifiée dans plusieurs environnements asiatiques voisins et notamment dans les enregistrements du Plateau de Loess de Chine centrale (An et al., 1993), dans des glaces d'altitude du Tibet (Liu et al., 1998) ou dans les lacs des bassins endoréiques (Poisson, 2002).

Pour le reste du mésozoïque et cénozoïque, les données sont plus rares, mais permettent d'identifier une alternance de périodes arides et humides (voir Hendrix et al. 1992 et les références incluses). Au Trias inférieur et moyen, les séquences stratigraphiques enregistrées dans les bassins sédimentaires du pourtour du Tian Shan (Turfan, Tarim et Junggar) indiquent un climat relativement aride. Du Trias supérieur au Jurassique moyen, le climat est plus humide comme l'indiquent les abondants niveaux de charbon (matière organique d'origine algaire et terrestre). Au Jurassique supérieur, le climat redevient aride comme le suggèrent les fossiles de pollen et des dépôts sédimentaires de couleur rouge dépourvus de matière organique. Au crétacé inférieur, les reliefs du Tian Shan, par ailleurs potentiellement réactivés (voir sous-chapitre « Histoire géodynamique » plus loin), semblent exercer un contrôle orographique sur les précipitations. Le nord de la chaîne (bassin du Junggar) est plus humide que le sud (bassin du

Tarim) comme l'indique la présence fréquente de dépôts lacustres dans le premier cas et non le second. Au Crétacé supérieur, le climat est à nouveau plus aride. Au Cénozoïque, les fossiles de fleur et les pollens indiquent que le climat se refroidit considérablement à l'Oligocène (Buslov et al., 2006). La chute de température est estimée à environ 10°C par rapport au Mésozoïque. De l'Oligocène au Miocène, le climat est très aride (désertification de nombreux environnements de dépôt). Enfin, au Pliocène et Pléistocène, l'Asie centrale enregistre un changement climatique important marqué par deux pics de refroidissement (2.8-2.4 Ma et 1.8-1.5Ma).

3. Géologie

D'un point de vue géologique, la chaîne du Tian Shan est divisée en trois domaines structuraux séparés par deux sutures majeures orientées E-W d'âge paléozoïque (fig.II.6). Il s'agit au nord de la suture Nord Tian Shan (NTSS) et au sud de la suture Sud Tian Shan (STSS). Il s'agit de limites géologiques majeures de part et d'autre desquelles on rencontre des roches de nature et d'âge parfois très différents. Ces sutures sont souvent marquées par la présence d'ophiolites et traduisent de fait la fermeture de domaines océaniques (nous y reviendrons plus loin lors de l'exposé des modèles décrivant l'évolution géodynamique de la chaîne).

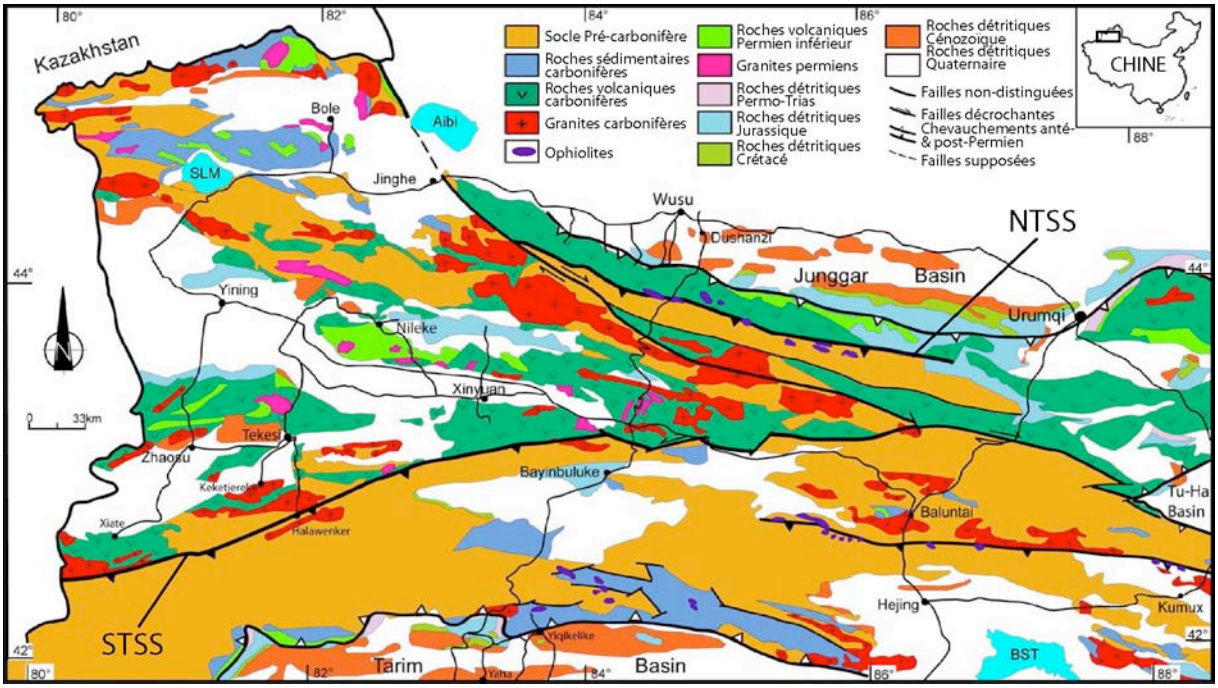


Fig.II. 6 : Carte géologique du Tian Shan chinois *(issu de Wang, 2005 ; Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Resources, 1992).*

Entre la suture NTSS et le bassin du Junggar, les roches sont principalement associées à des faciès d'arc volcaniques. Il peut s'agir de roches magmatiques volcaniques ou encore de roches volcano-sédimentaires et de turbidites. Elles sont datées dans leur ensemble du carbonifère. Entre la suture STSS et le bassin du Tarim, les roches correspondent pour l'essentiel à des sédiments de plateforme faiblement métamorphisés (marbre, quartzites,...) d'âge antécarbonifère (Cambrien à Dévonien) et de roches métamorphiques crustales. Il existe cependant un complexe métamorphique HP (schiste bleu et éclogite) à proximité immédiate de la suture STSS. Les deux sutures tendent à se rejoindre vers l'est délimitant ainsi la terminaison est du bloc de Yili. Il s'agit d'un bloc continental proterozoique intrudé par un arc volcanique dévono-Carbonifère. Il est constitué principalement de roches magmatiques (roches volcaniques

et granitoïdes du carbonifère), de roches sédimentaires d'âges variés (carbonates et roches clastiques du méso à néo-protérozoïque ou du cambrien au carbonifère) et de roches métamorphiques (amphibolites méso à néo-protérozoïque). Enfin, les bordures nord et sud du Tian Shan, faisant la transition avec les bassins du Tarim et du Junggar, sont composées de roches sédimentaires détritiques continentales (conglomérats et grès pour l'essentiel) et parfois lacustres d'âge mésozoïque à cénozoïque. Leur lithologie sera plus précisément détaillée dans un sous-chapitre suivant consacré à la géologie des piémonts.

4. Géodynamique

D'un point de vue géodynamique, la chaîne du Tian Shan se situe à plus de 1 000 km au nord de la frontière de plaque séparant le continent indien du continent eurasiatique. Il s'agit d'une zone de déformation intracontinentale accommodant la propagation de la déformation vers le nord liée à la collision entre l'Inde et l'Eurasie (Tapponnier & Molnar, 1977 ; fig.II.7).

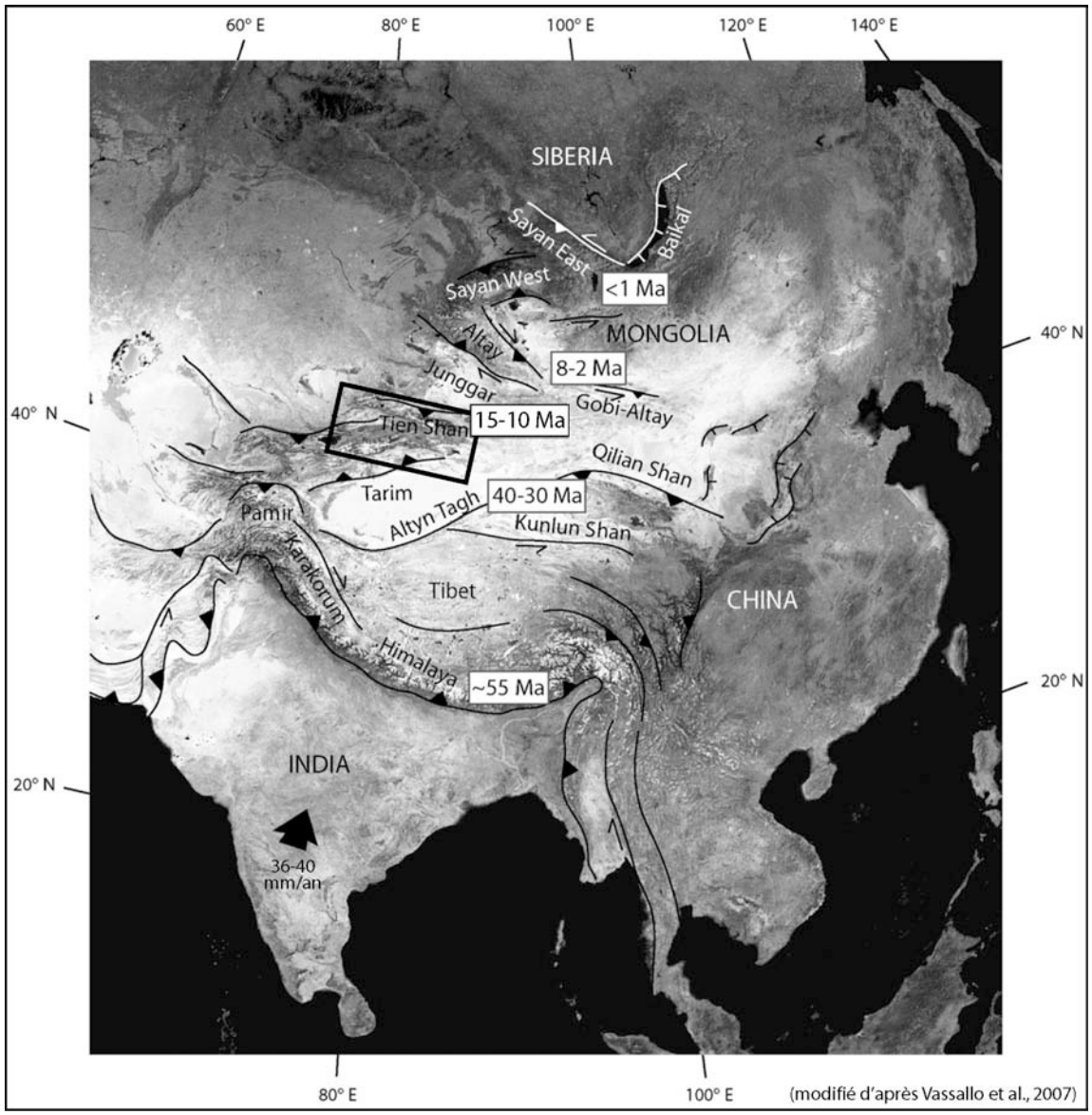


Fig.II. 7 : Contexte géodynamique de la chaîne du Tian Shan (modifié d'après la synthèse de Vassallo et al., 2007a)*. La formation du Tian Shan s'intègre dans un schéma géodynamique global à l'échelle de l'Asie dans son ensemble. Elle résulte de la collision entre l'Inde et l'Asie et de la propagation vers le nord de la déformation intra-continentale (âge des chaînes de montagnes de plus en plus jeunes vers le nord).*

a) Schéma structural

Les structures du Tian Shan possèdent une orientation globale WNW-ESE parallèles à la direction d'allongement de la chaîne (fig.II.8). Il s'agit de chevauchements et de plis au niveau des piémonts et de grandes structures peu ou pas actives au cœur de la chaîne. Comme nous le verrons plus loin (au sous-chapitre sur l'histoire géodynamique), les premières résultent en majorité de la réactivation de la chaîne au Cénozoïque tandis que les secondes sont plus anciennes et résultent d'une longue histoire d'amalgamation de micro-continents et d'arc insulaires au Paléozoïque. Au cœur de la chaîne, quelques structures chevauchantes et plicatives s'observent au niveau des bassins intra-chaînes (Turfan et Bayanbulak). Elles suggèrent une fermeture future de ces espaces.

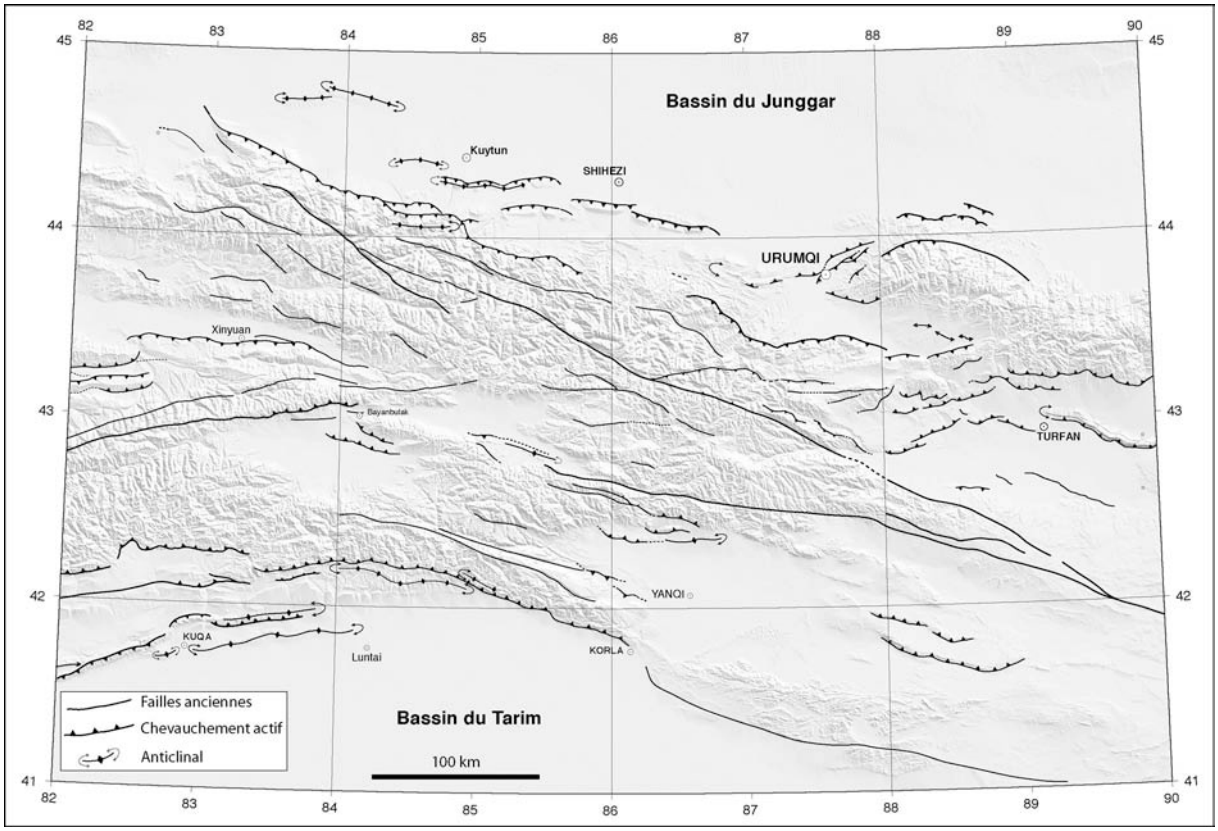


Fig.II. 8 : Schéma synthétique des structures de la chaîne du Tian Shan (synthèse d'après Dominguez ; comm. pers.).

b) Contexte sismotectonique et cinématique actuel

(1) Sismicité

Les catalogues de sismicité instrumentale (ISC, USGS) rendent compte de l'activité sismique de la chaîne du Tian Shan depuis une cinquantaine d'années (fig.II.9). Les piémonts nord et sud montrent une concentration en séisme plus importante que l'intérieur de la chaîne. Cela traduit de toute évidence leur déformation actuelle et la croissance de la chaîne vers les bassins d'avant-pays. Toutefois, le cœur de la chaîne n'en est pas moins actif. De nombreux événements soulignent les accidents des chaînons centraux et bassins intramontagneux et semblent indiquer que l'ensemble de la chaîne se raccourcit, confirmant la fermeture, à terme, des bassins intra-montagneux. D'ailleurs, des observations de terrain ou d'images satellites dans

ces bassins montrent de nombreuses structures tectoniques actives se propageant vers l'intérieur des bassins ainsi que des escarpements de failles récents (Jolivet et al., en préparation).

Les mécanismes au foyer calculés pour les séismes instrumentaux majeurs indiquent, pour la grande majorité, des déplacements en failles inverses et quelques occurrences en mouvement décrochant.

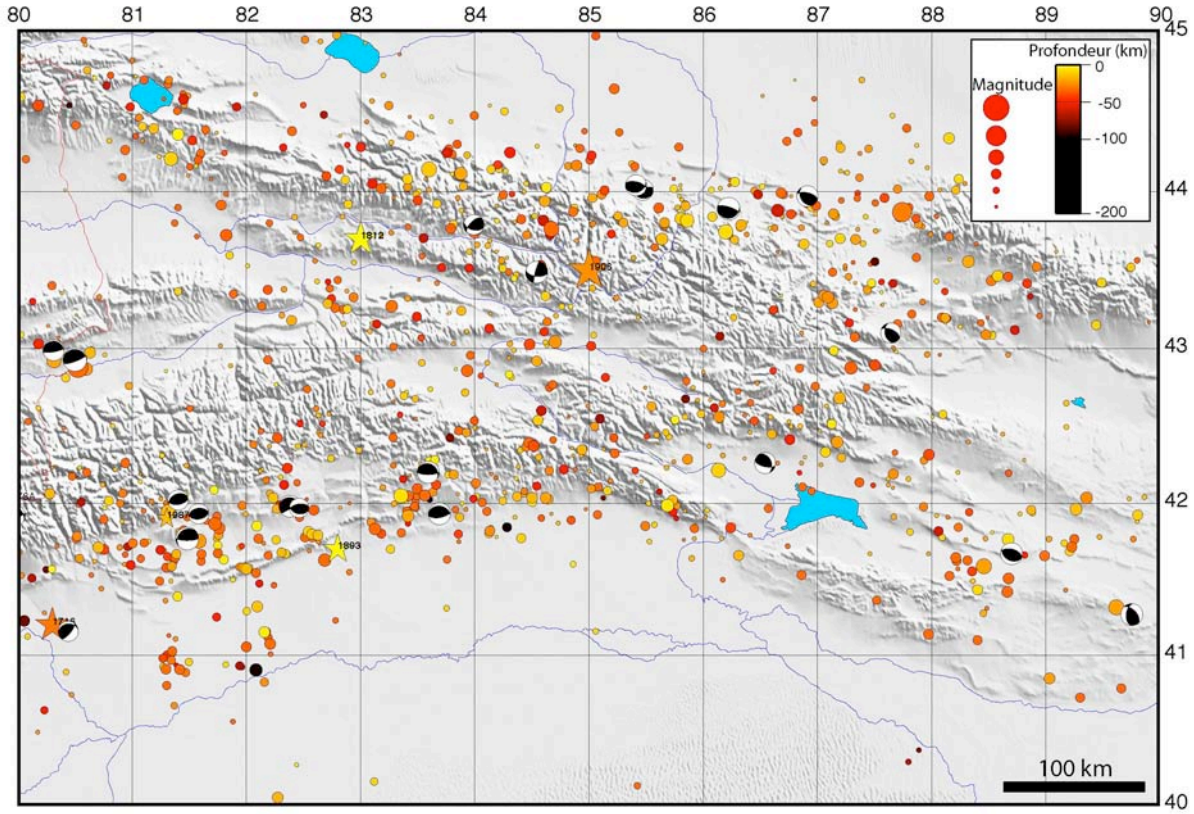


Fig.II. 9 : Carte de la sismicité historique et instrumentale et mécanisme au foyer des principaux évènements dans la portion orientale de la chaîne du Tian Shan (compilation S. Dominguez). *Les données de sismicité historique proviennent de catalogues IRIS (ISC-USGS) et ENGDAHL. Les mécanismes au foyer proviennent des catalogues CMT Harvard et USGS. La sismicité historique indique une déformation préférentielle dans les piémonts nord et sud (l'intérieur de la chaîne subit également des déformations). Les mécanismes au foyer indiquent des mouvements essentiellement en faille inverse.*

Enfin, il faut signaler les deux principaux séismes historiques ayant touchés les piémonts nord et sud du Tian Shan durant le siècle précédent. Le premier, le séisme de Manas (1906 ; M ~ 8.3 ; Molnar & Deng ; 1984) a crée une rupture de surface bien conservée (Avouac et al., 1993) et visible notamment à l'exutoire de la rivière Hutubi. L'hypocentre de ce séisme est considéré comme localisé à une profondeur de 20 km environ sur le chevauchement principal séparant le Tian Shan du bassin du Junggar (Wang et al., 2004). Le second s'est produit dans le piémont sud en 1949 dans la région de Luntai (M ~ 7.2).

(2) Champ de déformation GPS

Deux études géodésiques majeures basées sur des mesures GPS ont précisé le champ de déplacement horizontal instantané à la surface du Tian Shan. La première montre que le Tian Shan accommode un taux de raccourcissement de 13 ± 2 mm/an qui, interpolé sur l'ensemble de la chaîne, pourrait atteindre environ 20 mm/an dans la partie est du Tian Shan (Abdrakhmatov et al., 1996). Cette valeur représente près de la moitié de la convergence totale entre l'Inde et

l'Eurasie (40-50 mm/an) et montre à quel point la déformation intracontinentale du continent eurasiatique est importante. Quelques années plus tard une seconde étude menée par Reigber et al. (2001) étend le réseau de stations GPS à l'ensemble du Tian Shan et à la chaîne voisine du Pamir (fig.II.10). Les résultats confirment une vitesse de convergence moyenne sur l'ensemble du Tian Shan de l'ordre de 20 mm/an. En outre ils mettent en évidence un gradient de déplacement d'Est en Ouest avec un taux de raccourcissement plus faible à l'Est (6-9 mm/an) qu'à l'Ouest (13-23 mm/an).

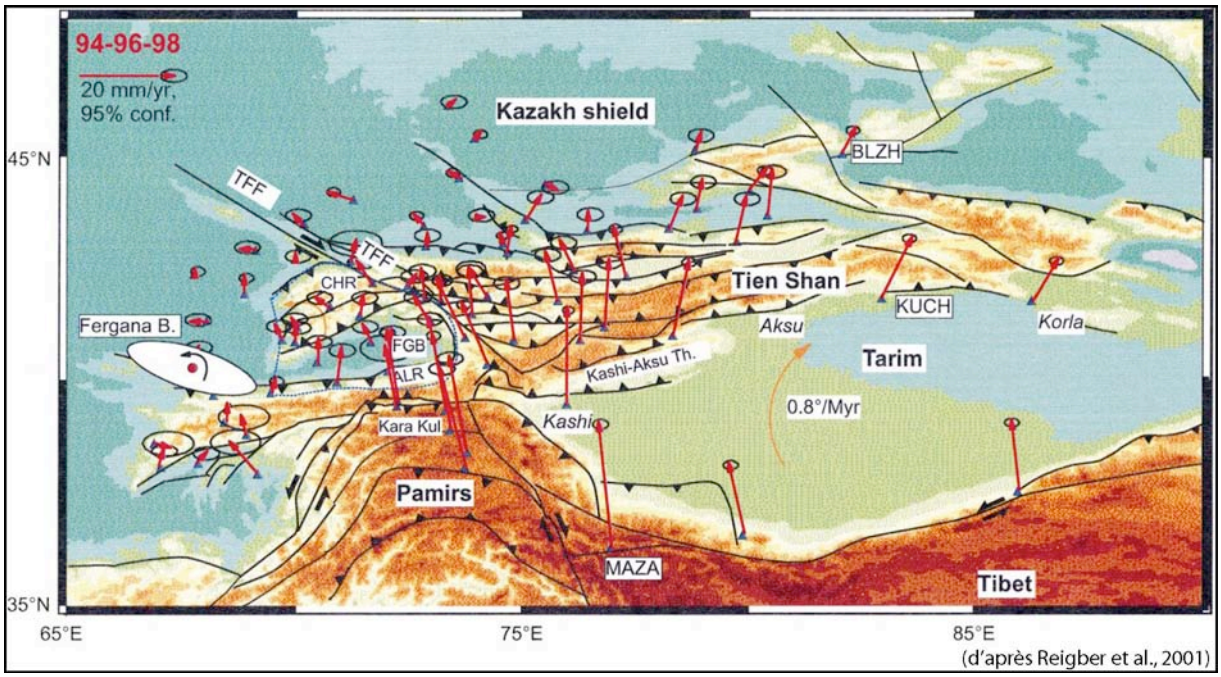


Fig.II. 10 : Champ de déformation instantané actuel de la chaîne du Tian Shan mesuré par GPS (d'après Reigber et al., 2001). *L'Eurasie est considérée comme fixe. Noter le gradient de vitesse instantanée d'Est en Ouest expliquant la différence de largeur de la chaîne. Les données recueillies illustrent également la rotation du bloc du Tarim (vitesse : environ 0.8°/Ma).*

Cette mesure de la déformation instantanée permet d'expliquer la différence de déformation finie observée sur la longueur de la chaîne et marquée par sa différence de largeur (voir paragraphe sur la topographie mentionné précédemment). Cela confirme en outre l'hypothèse de rotation rigide horaire du bloc du Tarim (Avouac et al., 1993 ; Chen et al., 1993). Le taux de rotation calculée est d'environ 0.74°/Ma autour d'un pôle localisé au sud-est dans la chaîne du Qaidam.

c) Structure lithosphérique

Plusieurs études géophysiques réalisées au travers du Tian Shan ont permis de caractériser la géométrie des structures en profondeur. La première utilise les anomalies de vitesses de propagation des ondes sismiques pour identifier les zones « rapides » et les zones « lentes » sous la chaîne (principe de la tomographie sismique). Sous le Tian Shan, il semble exister une anomalie de vitesse positive (rapide) plongeant vers le Nord sur plusieurs coupes orthogonales à la chaîne (fig.II.11.A). Si ces zones sont interprétées comme des domaines mantelliques « froids », ils peuvent être la signature d'un panneau de subduction plongeant vers le nord. Le bloc du Tarim subducterait alors sous le Tian Shan tandis que le Nord agirait comme un butoir.

Une seconde étude basée sur des mesures géophysiques (sismologies, gravimétrie, etc.) le long d'un transect nord-sud tend à proposer le même type de schéma de subduction du Tarim vers le nord (fig.II.11.B ; Zhao et al., 2003). Le pendage de la subduction serait d'environ 35°.

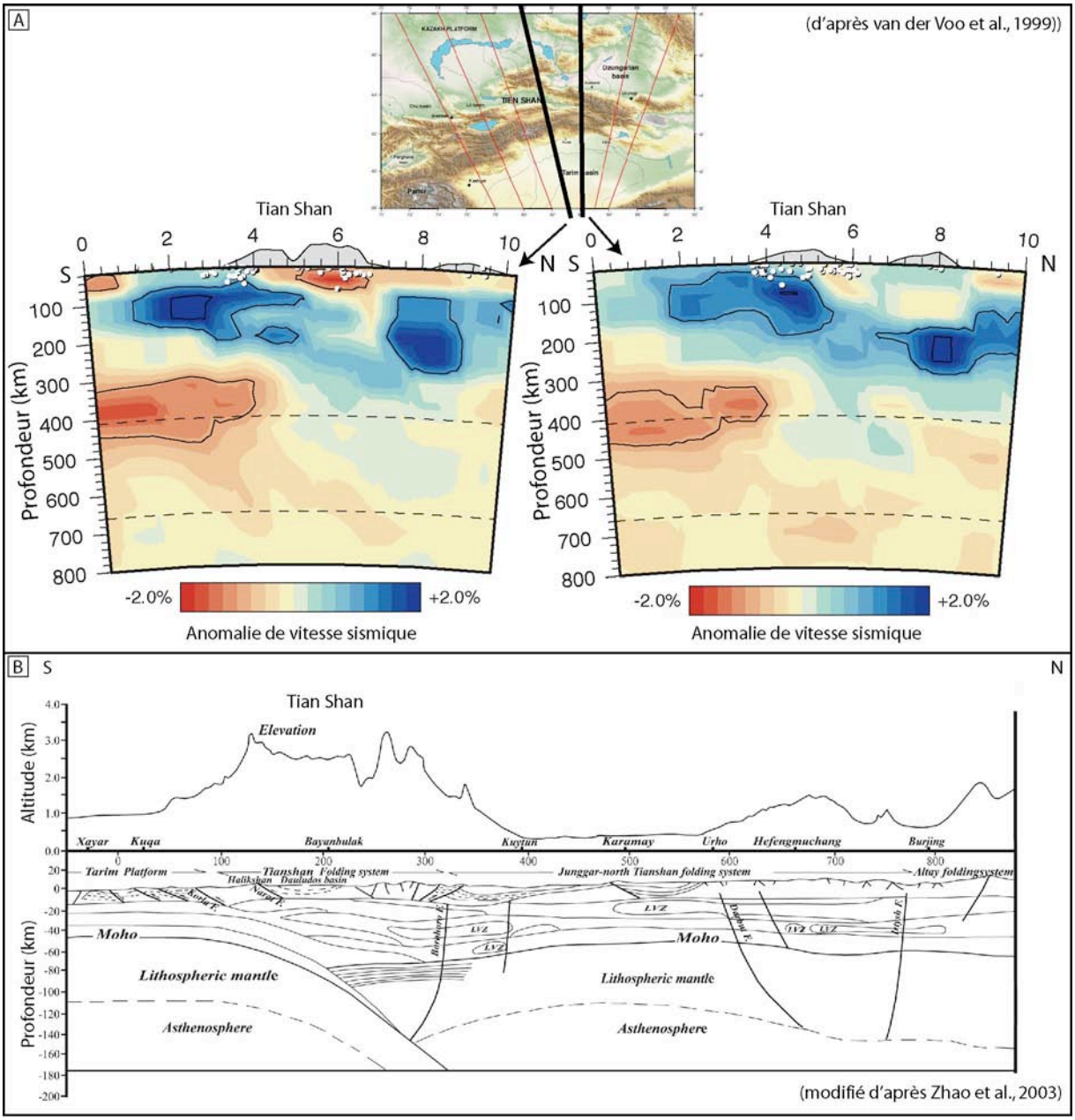


Fig.II. 11 : Structure lithosphérique du Tian Shan. *A) Profils de tomographie sismique sous la chaîne du Tian Shan (d'après Van der Voo et al.,1999). Les anomalies de vitesses positives (en bleu) peuvent être interprétées comme des zones « froides » et donc l'indicateur d'un panneau plongeant vers le Nord. D) Structure lithosphérique du Tian Shan déduite d'études sismologiques et gravimétriques sur un transect nord-sud (d'après Zhao et al., 2003). Une subduction vers le nord est encore suggérée.*

d) Histoire géodynamique

L'histoire géologique de la chaîne du Tian Shan est longue et morcelée en différents épisodes d'accrétion continentale résultant de subductions océaniques et continentales. Cette histoire est généralement divisée en deux étapes. Une première, ancienne (paléozoïque), regroupe l'ensemble des phases de fermeture de divers domaines océaniques et se termine par l'accrétion et à la formation du continent asiatique à la fin du Permien. La seconde, plus récente (méso-cénozoïque), est directement liée à la collision entre l'Inde et l'Eurasie et permet la réactivation d'anciennes structures du Tian Shan et la formation des reliefs actuels (Tapponnier & Molnar, 1977).

(1) Subduction et accrétion au Paléozoïque

Selon les modèles aujourd'hui proposés (Windley, et al., 1990 ; Gao et al., 1998 ; Laurent-Charvet, 2001), l'histoire paléozoïque du Tian Shan correspond à l'accrétion de divers arcs volcaniques et microcontinents (fig.II.12).

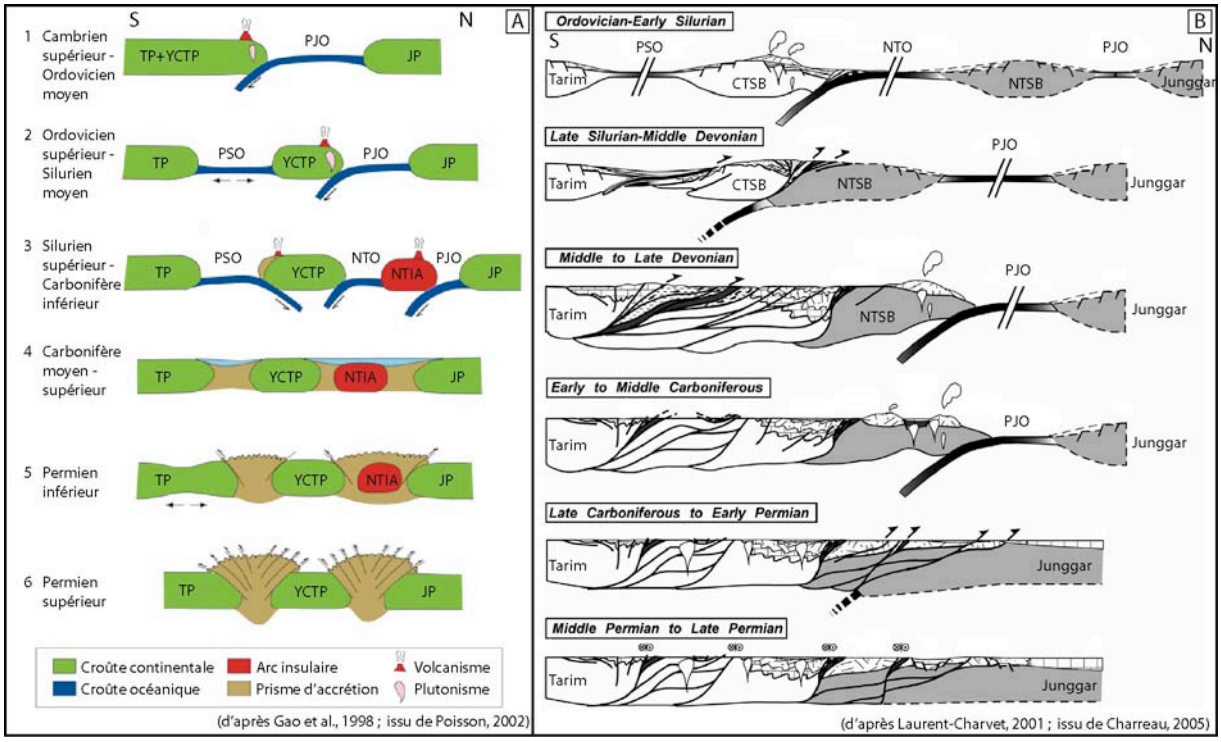


Fig.II. 12 : Modèles d'évolution géodynamique du Tian Shan durant le Paléozoïque d'après A) Gao et al. (1998) et B) Laurent-Charvet (2001).

Selon le modèle de Gao et al. (1998), la construction du Tian Shan débute au cambrien par la fermeture d'un domaine océanique (paléo-océan Junggar : PJO) et l'ouverture consécutive d'un domaine d'arrière arc à l'ordovicien-silurien (paléo-océan du sud Tian Shan : PSO) (fig.II.12.A). Un microcontinent insulaire se forme alors (bloc du Tian Shan central + Yili : YCTP). Au silurien supérieur - carbonifère inférieur, deux nouvelles subductions apparaissent et permettent le développement d'arcs. L'une se forme à l'intérieur même du domaine océanique PJO et individualise un arc volcanique insulaire (arc Insulaire du nord Tian Shan : NTIA). L'autre apparaît à la transition océan/continent PSO/YCTP. Noter dans ce cas la double subduction à vergence opposée au carbonifère inférieur. Aujourd'hui, ces anciennes limites de plaques correspondent respectivement aux sutures nord Tian Shan (North Tian Shan Fault Zone : NTSZ) et sud Tian Shan (South Tian Shan Fault Zone : STFZ). Selon ce schéma, le Tian Shan est totalement accrété au permien inférieur.

Un modèle alternatif propose que l'accrétion du Tian Shan est marquée par deux étapes principales de subduction vers le sud (Laurent-Charvet, 2001) (fig.II.12.B). La première correspond à la subduction du paléo océan nord Tian Shan (NTO) entre l'ordovicien et le silurien inférieur. La seconde correspond quant à elle à un saut de subduction vers le nord une fois le domaine océanique nord Tian Shan totalement fermé. Cette deuxième subduction fait plonger l'océan Junggar sous le bloc nord Tian Shan nouvellement accrété (NTSB). Ces deux subductions sont caractérisées par un important volcanisme d'arc. Au permien, le Tian Shan est totalement accrété et d'importants mouvements décrochants réactivent finalement les anciennes structures. Noter que ce modèle n'invoque aucune subduction vers le nord.

(2) « Quiescence » au Mésozoïque

Avant la réactivation au cénozoïque, la chaîne du Tian Shan devait certainement posséder au Mésozoïque une topographie résiduelle héritée des phases compressives précédentes (Hendrix et al., 1992). Des études de l'évolution de la subsidence des bassins sédimentaires du Tarim et du Junggar indiquent des mécanismes d'enfouissement plutôt d'origine thermique que tectonique qui tendent à s'atténuer au jurassique et crétacé (ie : les taux de sédimentation diminuent au cours du secondaire ; Allen et al., 1991). Enfin, l'observation de conglomérats triasiques ou jurassiques ainsi que quelques plis et failles inverses mineurs tendent à indiquer que les failles bordières du Tian Shan ont pu être occasionnellement réactivées durant le secondaire (Hendrix et al., 1992 ; Hendrix, 2000).

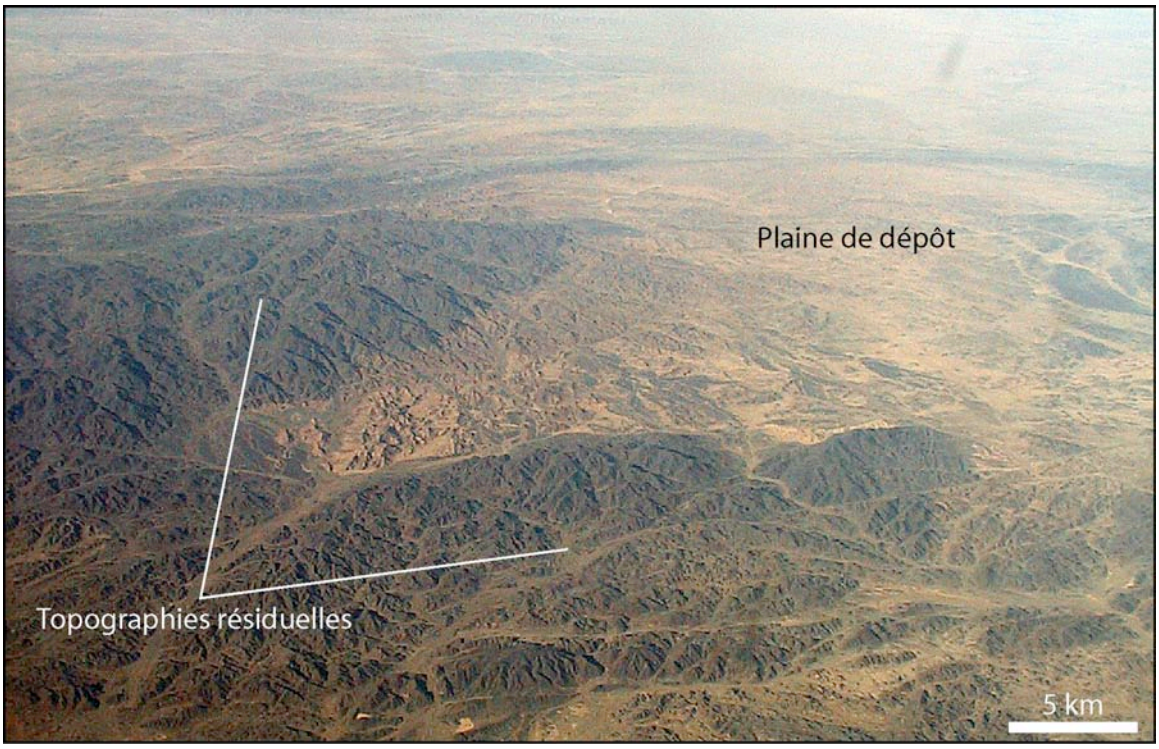


Fig.II. 13 : Exemple de topographie possible du Tian Shan au Mésozoïque (ie, avant la réactivation au Cénozoïque). *On distingue des reliefs résiduels (1000 à 1500 m d'altitude) peu ou pas actifs (d'un point de vue surrection tectonique) ennoyés dans une plaine de dépôt. La photographie a été prise par avion lors d'un trajet sur la ligne Beijing-Urumqi près du pôle de rotation du Tarim (la zone a subi très peu de raccourcissement cumulé depuis le Cénozoïque).*

Quoiqu'il en soit, beaucoup d'auteurs s'accordent à penser que les reliefs du Tian Shan au mésozoïque devaient être très émoussés mais possédaient certainement une topographie résiduelle non négligeable. Cette topographie devait constituer une barrière entre les bassins du Junggar et du Tarim. Une photographie aérienne de la terminaison est du Tian Shan au niveau du pôle de rotation des plaques (convergence quasiment nulle) illustre assez bien ce que pouvait être la morphologie du Tian Shan à cette époque. On y observe des topographies peu ou pas actives (d'un point de vue tectonique) composées de reliefs de faible amplitude (à peine plus de 1000-1500 m) actuellement en cours d'érosion et d'ennoiement dans la plaine de dépôt (fig.II.13). Cette morphologie rappelle les mécanismes de génération des pénéplaines d'altitude dans les Pyrénées par ennoiement du piémont (Babault et al., 2005a ; voir chapitre I).

(3) Réactivation tertiaire

Les reliefs élevés du Tian Shan actuel suggèrent que des mouvements tectoniques compressifs « récents » sont à l'origine de ces reliefs. Tapponnier & Molnar (1979) sont les premiers à proposer qu'ils soient une conséquence de la collision entre l'Inde et l'Asie et de la propagation de la déformation vers le nord. Sur le terrain, il existe principalement deux moyens pour essayer de dater précisément cette réactivation : d'une part, l'étude de l'enregistrement sédimentaire des bassins de piémont et d'autre part, l'analyse thermochronologique des roches des bassins versants (estimation des histoires d'exhumation par géochronologie basse température ; voir chapitre I).

Pour identifier la réactivation de la chaîne à partir des archives sédimentaires préservées dans les bassins, cela suppose que la reprise de la tectonique dans le Tian Shan ait entraîné une augmentation des flux sédimentaires. En soulevant le relief, l'érosion devient plus importante et les flux de sédiments vers les bassins de piémont augmentent également. Ce changement dans la sédimentation se caractérise aussi bien par des modifications du faciès des séries stratigraphiques (passage d'une sédimentation fine à une sédimentation grossière) que par des variations des vitesses d'accumulation (augmentation des vitesses de sédimentation).

Les données de forages des bassins du Tarim et du Junggar permettent de mettre en évidence deux augmentations significatives des taux d'accumulation : le premier vers 17 Ma et le second vers 5-6 Ma (Métivier & Gaudemer, 1997 ; fig.II.14.A). Plusieurs études paléomagnétiques sur les séries détritiques des piémonts ont aussi permis de contraindre ces changements des taux de sédimentation. Dans le piémont sud, la transition entre une séquence stratigraphique lacustre d'extension régionale à une séquence fluviatile franche a été datée à 21-25 Ma autour de Kuche (Yin et al., 1998). Ce changement brutal de l'environnement de dépôt a été mis en relation avec la réactivation de la chaîne qui débuterait à cette époque. Plus récemment, Charreau et al. (2006) sur ce même piémont mais quelques dizaines de km plus à l'est (près de Yaha) ont observé une première augmentation du taux de sédimentation à 11 Ma puis une seconde à 5 Ma (fig.II.14.C). Dans le piémont nord, quelques études sur la partie ouest de la chaîne (bassin de Chu ; Tian Shan kirghiz) indiquent aussi une augmentation du taux de sédimentation à 11 Ma (Bullen et al., 2001, 2003 ; fig.II.14.B). Quelques centaines de kilomètres plus à l'est, Charreau et al. (2005) observent dans une première étude menée sur une coupe près de Kuytun que le Tian Shan était déjà réactivé à 10.5 Ma (fig.II.14.D). Dernièrement, une étude complémentaire sur une coupe voisine (la rivière Jingou) indique que la chaîne était déjà réactivée vers 24-21 Ma et qu'elle a subi deux accélérations de la surrection et de l'érosion (et donc la sédimentation) vers 15 et 11 Ma (Charreau et al., soumis ; fig.II.14.E). Enfin, l'analyse de traces de fission sur des apatites détritiques préservées dans les séries mésozoïques du piémont nord du Tian Shan ont montré d'une part un début de la surrection vers 24 Ma (rivière Manas ; Hendrix et al., 1994) et confirme les 11 Ma trouvés plus à l'ouest dans le bassin de Chu avec les données de paléomagnétisme (Bullen et al., 2001, 2003).

Au niveau des bassins versants, des datations U-Th/He et l'analyse de traces de fissions sur apatites magmatiques (granites) confirment les âges de 11 Ma du Tian Shan kirghiz (Bullen et al., 2001, 2003 ; fig.II.14.B). Sur un transect nord-sud de la chaîne entre les villes de Kuqa et Dushanzi, Dumitru et al. (2001) observent une phase d'exhumation vers 25 Ma.

Enfin, l'âge de la réactivation du Tian Shan a été estimé en extrapolant les mesures des taux de raccourcissement actuels et en considérant le raccourcissement total accommodé sur l'ensemble de la chaîne. Suivant cet exercice, Avouac et al. (1993) calculent un âge de réactivation de la chaîne à environ 15 Ma à partir de vitesses de raccourcissement déduites de l'analyse des escarpements de failles actives. De même, Abdrakhmatov et al (1996) calculent un âge de 10 Ma à partir des mesures de vitesses instantanées fournies par le GPS (voir section suivante). Ces deux estimations sont probablement minimales.

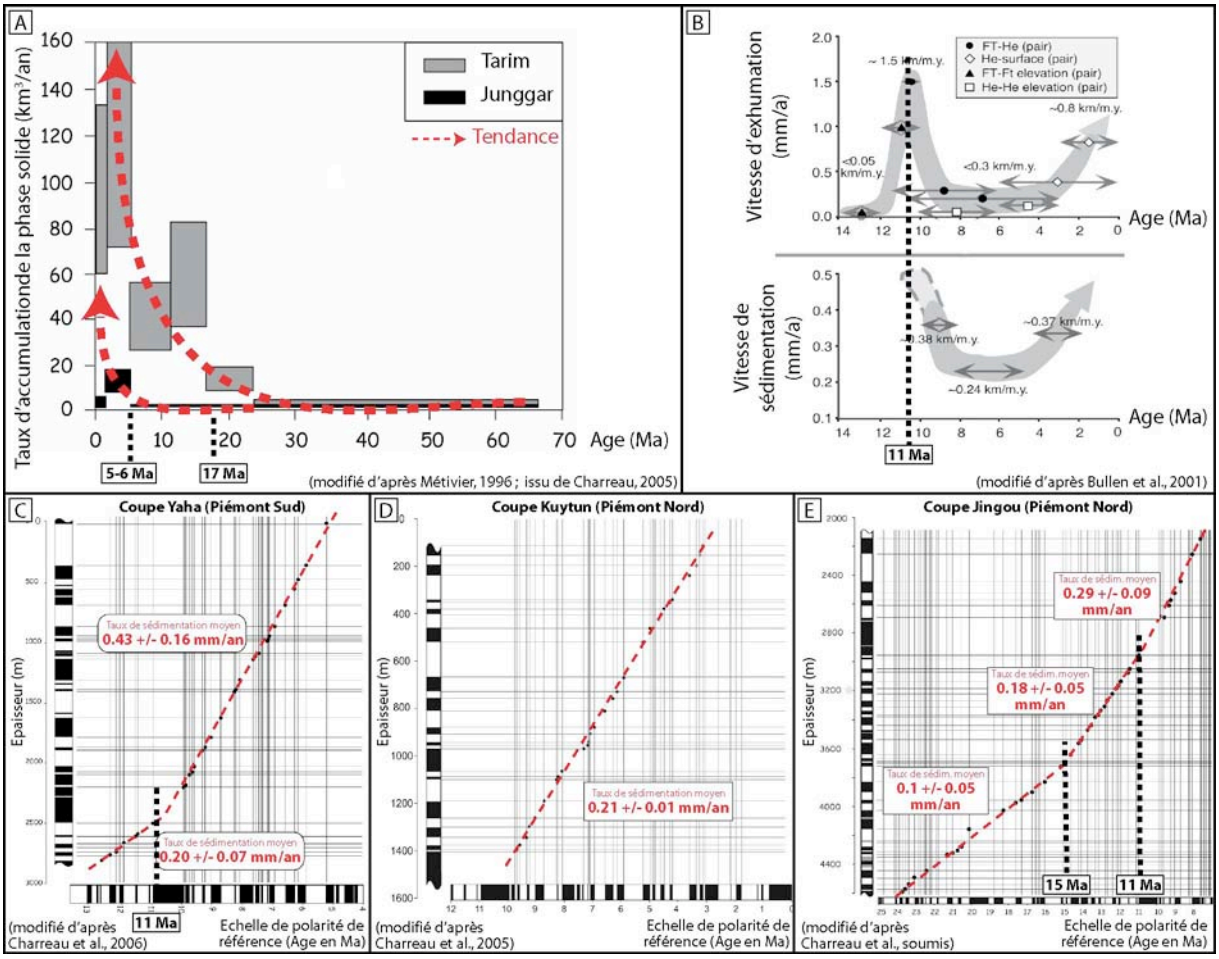


Fig.II. 14 : Datation de la réactivation tertiaire du Tian Shan*. A) Evolution des taux d'accumulation des sédiments dans les bassins du Tarim et Junggar (données issues de forages : d'après Métivier, 1996). B) Vitesses d'exhumation et de sédimentation dans le Bassin de Chu (Tian Shan kyrgyz ; d'après Bullen et al., 2001). Datations magnétostratigraphiques dans le piémont sud (A :coupe de Yaha ; d'après Charreau et al., 2005) et dans le piémont nord (B : coupe de Kuytun ; d'après Charreau et al., 2006 et C) Jingou : d'après Charreau et al., soumis). L'ensemble des données s'accorde sur un âge moyen de réactivation du Tian Shan autour de 20-25 Ma suivi de phases locales d'accélération de la surrection.*

En conclusion, l'âge de la réactivation du Tian Shan est toujours un sujet d'intenses recherches et de débats. Quelles que soient les techniques employées, l'ensemble des données semble tendre vers **un âge moyen d'environ 20-25 Ma** pour l'ensemble de la chaîne. Cependant, il faut considérer cet âge comme une valeur moyenne qui doit être tempérée selon la portion de la chaîne étudiée. Les différents chaînons du Tian Shan (voir paragraphe sur la topographie) ont potentiellement des histoires de réactivation différentes. Leur surrection peut être par ailleurs discontinue au cours du temps et refléter les contrecoups des orogenèses plus méridionales. Ces réactivations hétérogènes de la chaîne pourraient s'expliquer par l'héritage structural datant du Paléozoïque.

B. Les Piémonts

Au cours de ce travail de thèse, je me suis focalisé sur les piémonts nord et sud du Tian Shan. Je n'ai eu l'occasion d'étudier sur le terrain que le piémont nord mais j'ai choisi de présenter également le piémont sud afin de comparer la morphologie et la nature des interactions TES de ces deux régions. C'est pourquoi, je présente dans cette section ces deux piémonts en décrivant tout d'abord leur propres caractéristiques géologiques, structurales et morphologiques puis en les comparant dans un second temps. En particulier, je me base sur une étude morphométrique d'une vingtaine de bassins versants issus de chacun des piémonts.

1. Piémont nord

a) Géographie & Hydrographie

Le piémont nord du Tian Shan s'étend sur près de 300 km entre les villes d'Urumqi (à l'est) jusqu'au lac Ebinor (à l'ouest ; fig.II.15 ; emprise sur fig.II.2). Il présente une géométrie relativement rectiligne orientée WNW/ESE associée au contact chevauchant majeur entre les roches paléozoïques d'arc de la chaîne interne et la couverture mésozoïque et cénozoïque plissée de l'avant-pays. Le point le plus haut se situe à la limite entre les bassins versants des rivières Manas, Taxi et Qiuergou. Il culmine à 5138 m. Un autre point topographique remarquable se situe à la limite des bassins versants des rivières Anjihai, Jingou et Manas au sein d'un massif dépassant les 4000 m (point culminant autour de 4650 m). Le point le plus bas se situe dans la partie ouest de la plaine d'avant-pays en direction du lac Ebinor (le niveau de base ultime de plusieurs rivières de la portion ouest du piémont). Son altitude est d'environ 250 m.

Le piémont nord est drainé par une vingtaine de rivières s'écoulant en général du sud vers le nord. J'ai choisi de reprendre la même dénomination des bassins versants et rivières que celle proposée par Poisson (2002) pour faciliter les comparaisons avec cette étude. Lorsque cela était possible, j'ai indiqué les noms chinois des rivières afin d'identifier plus facilement chacun des bassins hydrographiques.

Parmi toutes les rivières du piémont nord, une dizaine environ possèdent des longueurs atteignant 100-200 km (fig.II.15). Leurs bassins versants sont de taille très variable (en moyenne autour de 1 200 km^2) avec le plus grand correspondant à la rivière Manas (5 800 km^2) et les plus petits faisant environ 75-100 km^2 (limites de bassin versant tracées en rouge sur la figure.II.15). La quasi-totalité des bassins versants sont allongés dans une direction nord-sud et présentent un seul drain majeur. Deux rivières (la Kuytun et la Manas) possèdent une géométrie à deux branches (en forme de « Y ») avec deux segments d'égale longueur. La ligne principale de partage des eaux (*main divide ;* ligne verte sur la fig.II.15) séparant les précipitations qui se déversent vers le bassin de Junggar (au nord) de celles s'écoulant vers le bassin intramontagneux de Bayanbulak ou le bassin de Yili (au sud et vers l'ouest) se trouve à une distance variable par rapport au front de déformation. Au centre (au niveau de la Manas), elle se situe à ~ 115 km du front de déformation alors qu'à l'ouest (au niveau de la rivière 4), elle ne se situe plus qu'à ~ 35 km (voir section II.B.3.c pour une analyse plus détaillée). Cette observation va de paire avec des bassins versants et rivières plus petits à l'est que dans la partie centrale (cela sera commenté ultérieurement). Enfin, on peut signaler l'étrange position des points culminants non pas sur la ligne principale de partage des eaux mais au milieu du flanc du piémont.

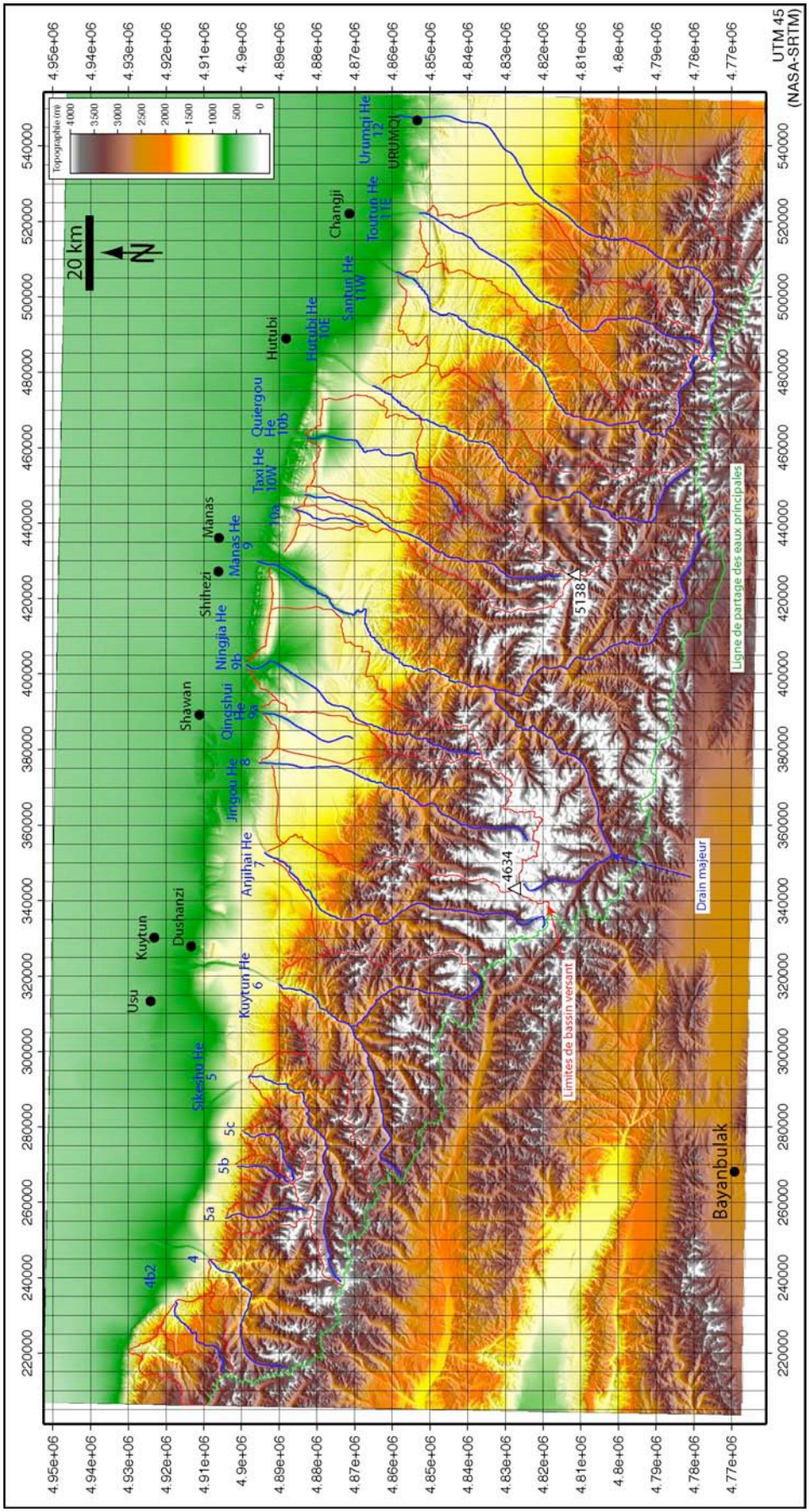


Fig.II. 15 : Carte topographique du Piémont nord du Tian Shan. *Les limites des principaux bassins versants sont en rouge.*

b) Lithologie

La lithologie du piémont nord est caractérisée par deux ensembles majeurs. L'essentiel des roches des hauts-reliefs est d'âge dévonien-carbonifère et de nature volcanique (andésites, rhyolite), volcano-sédimentaire ou granitique. Les roches du piémont sont pour leur part essentiellement de nature sédimentaire détritique d'âge triasique à plio-quaternaire (silt, grès et conglomérats ; fig.II.16A&B). Elles forment la couverture plissée et faillée du piémont nord. Enfin, la plaine d'avant-pays est recouverte d'une formation quaternaire non-déformée.

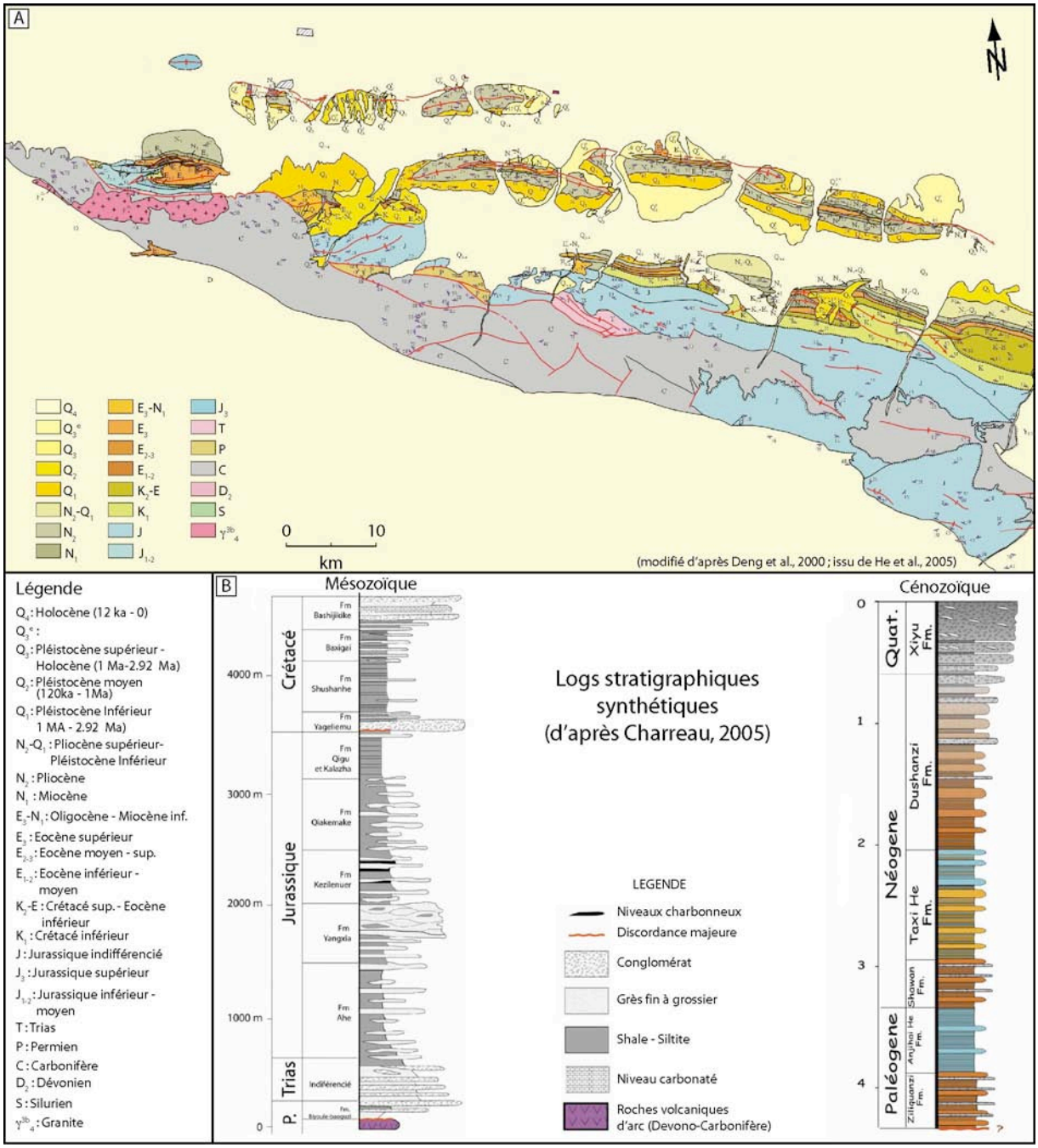


Fig.II. 16 : Géologie du Piémont nord du Tian Shan. *A) Carte géologique synthétique (d'après Deng et al., 2000. B) Log stratigraphique synthétique des séries mésozoïques et cénozoïques (d'après Charreau, 2005).*

Les lithologies du mésozoïque et cénozoïque sont caractérisées par l'alternance de niveaux de compétence très variable (niveaux argilo-silteux faiblement compétents et niveaux

conglomératiques très résistants par exemple ; fig.II.16.B). L'essentiel des faciès est marqué par une très forte continentalité avec quelques rares passages carbonatés attestant d'environnements de dépôt lacustres occasionnels (notamment au crétacé supérieur et à l'éocène). Les conditions d'oxydo-réduction du dépôt étaient très variables comme l'indiquent les variations de couleurs entre les différentes formations observables sur des prises de vues satellites ou sur le terrain (fig.II.17). Le fer ferrique (rouge) indique des conditions de dépôt oxydantes tandis que le fer ferreux (vert) traduit un environnement de dépôt réducteur. Ces séries détritiques sont divisées selon différentes formations sur la base d'analyse des faciès lithostratigraphiques (voir log stratigraphique synthétique ; fig.II.16.B ; Charreau, 2005). Quelques rares fossiles donnent des âges pour ces formations mais les incertitudes sont grandes. De plus, les conditions continentales de dépôt entraînant des variations latérales potentielles d'épaisseur et de faciès, les limites des différentes formations et leurs âges doivent être prises avec précautions.

Enfin, plusieurs épisodes de dépôt de sable éolien (loess) se produisent dans le piémont nord du Tian Shan (fig.II.17). Leur mise en place débute au pléistocène moyen (320 000 ans ; âge TL) et les plus jeunes datent de l'holocène (2800-2900 ans ; Liu, 1985). Leur mise en place correspond en grande partie aux phases glaciaires s'étant produites au cours du quaternaire. Sur la base de comparaisons entre leur minéralogie, leur géochimie et les trajectoires des vents dominants lors des tempêtes de sables actuelles, la provenance de ces loess est rattachée au désert du Junggar (Sun, 2002). Ce désert n'est lui-même qu'un réservoir intermédiaire alimenté par les tempêtes de sables échantillonnant les silts des dépôts alluviaux des chaînes voisines (Altaï, Tian Shan, etc.). Dans le piémont nord, ce loess constitue un très bon marqueur qui scelle les topographies et certaines terrasses (fig.II.17). S'étant déposés durant les différents cycles glaciaires du quaternaire, ils sont fréquemment remaniés lors des épisodes interglaciaires et peuvent se retrouver en lentilles dans des dépôts fluviatiles grossiers (notamment les terrasses). Ils constituent alors un support intéressant pour dater ces dépôts par OSL ou TL.

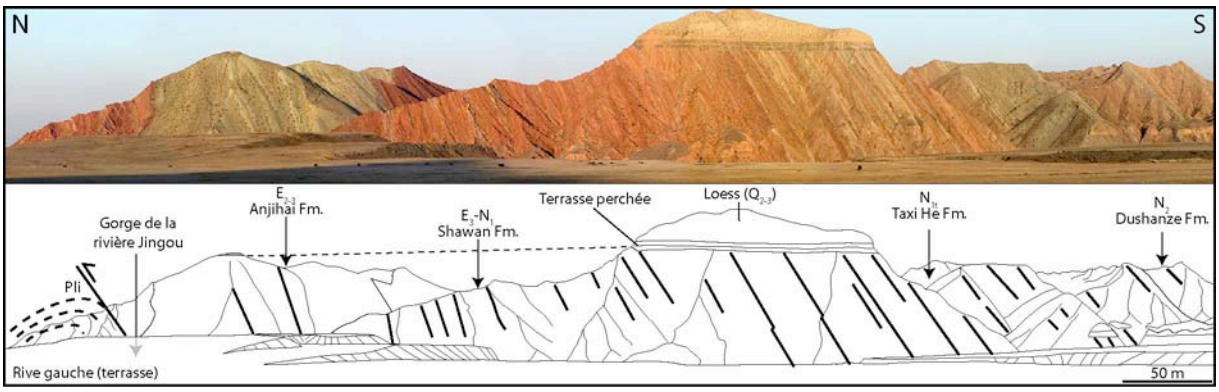


Fig.II. 17 : Panorama des lithologies néogènes du piémont nord du Tian Shan (gorges de la rivière Jingou).

c) Structures tectoniques

Les structures tectoniques du piémont nord sont caractérisées par un chevauchement majeur de socle entre l'arc volcanique dévono-carbonifère et les séries mésozoïques et par une série de plis et chevauchements orientés est-ouest (Tapponnier & Molnar, 1979 ; fig.II.18). Le chevauchement de socle n'est sans doute plus actif même si certains considèrent que le séisme de 1906 de Manas s'y est peut-être nucléé (Wang et al., 2004). Néanmoins, l'essentiel du raccourcissement horizontal semble aujourd'hui accommodé sur les structures frontales comme l'attestent la déformation des terrasses au cœur des plis (voir plus loin) et les escarpements de failles actives au niveau des plis frontaux.

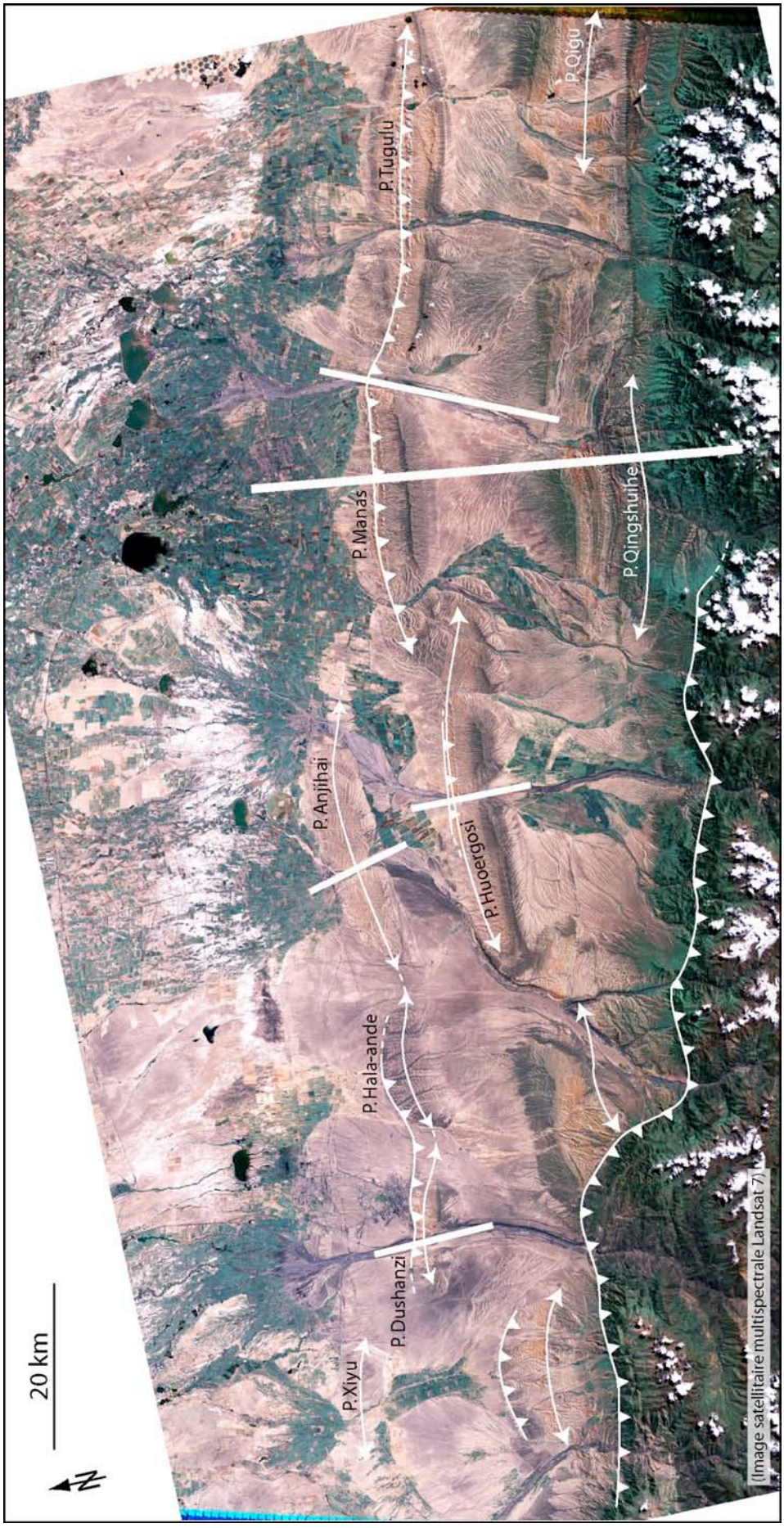


Fig.II. 18 : Image Satellite Landsat 7 du piémont nord du Tian Shan.

Classiquement, on peut diviser ces plis en quatre « générations » :

- La première correspond aux plis les plus anciens. Il s'agit de structures très matures (le cœur de l'anticlinal est très érodé) quasiment accrétées à la chaîne. Leurs flancs, en particulier celui du nord, sont très redressés et permettent d'observer la totalité de la série sédimentaire mésozoïque (fig.II.19.A). Ces différents plis sont les anticlinaux de Qiju et de Qingshuihe.

- La seconde génération (d'est en ouest, les plis de Tugulu, Manas et Huoerguosi) s'étend 15-20 km au nord de la précédente et correspond aux plis les mieux exprimés dans la topographie et sur les images satellites (fig.II.18). L'érosion a souvent décapé une grande partie des roches de la charnière et amène à l'affleurement les roches colorées du néogène basal (formation de Shawan) ou du paléogène (formation de l'Anjihai ; fig.II.17). Ce sont précisément ces roches qui dessinent les magnifiques auréoles rouges et blanches (en réalité vertes sur le terrain) visibles sur les images satellites. Des profils sismiques récents permettent d'imager la structure de ces objets, la profondeur du niveau de décollement et de proposer éventuellement un âge de formation (He et al., 2005 ; fig.II.19.B&C). Ainsi, ces structures sont des plis de rampe dont le niveau de décollement supérieur se trouve parfois à 3,5 km dans les couches argileuses du crétacé inférieur (pli de Huoerguosi) ou bien à 4 km dans la formation éocène-oligocène de l'Anjihai (pour le pli de Manas et Tugulu). Un décollement plus profond se localise à 5-6 km dans les niveaux charbonneux du jurassique inférieur à moyen (pli de Huoerguosi) mais reste indéterminé pour les plis de Manas et Tugulu. Au cœur de la structure, des duplex s'empilent au passage de la rampe et sont en partie responsables de la surrection de la charnière. Par ailleurs, l'analyse des strates de croissance indique un âge de formation au début du pliocène (He et al., 2005). Noter que le pli rompt systématiquement en surface avec un chevauchement perçant généralement dans la charnière.

- La troisième génération de plis (d'est en ouest, les plis de l'Anjihai, de Hala-ande et de Dushanzi) est nettement moins mature que la précédente en ce sens que seul le néogène affleure au cœur de la structure (formation de Dushanzi du Pliocène). On distingue d'ailleurs une différence d'évolution entre les plis de Dushanze et de l'Anjihai qui sont particulièrement érodés à leur charnière contrairement au pli de Hala-ande qui présente une morphologie nettement plus préservée avec le quaternaire récent de la Xiyu à l'affleurement (fig.II.18). Les profils sismiques réalisés au travers de ces structures ne permettent pas de dire si la terminaison du décollement amorce une remontée vers la surface (fig.II.19.E). Toutefois, le suivi d'une rupture de surface entre le pli de Dushanze et Hala-ande suggère que ces trois plis en soient au stade de pli-faille. Pour le pli de l'Anjihai, le niveau de décollement se situe encore une fois dans le crétacé inférieur (environ 4-5 km de profondeur ; He et al., 2005 ; Daëron et al., 2007) et il s'agit certainement d'un pli de propagation. Le dépliement de la structure (Suppe, 1983) permet d'estimer une quantité totale de raccourcissement accommodé sur la structure d'environ 1,55 km (Daeron et al., 2007). Le pli de Dushanzi semble quant à lui une structure plus complexe. Certains évoquent une structure à deux niveaux de décollement (He et al., 2005 ; fig.II.19.D) tandis que d'autres auteurs en invoque un seul (Poisson & Avouac, 2004). Dans le premier cas, il s'agit d'un pli de détachement standard sur lequel est associé un pli de propagation dont le décollement (très superficiel) se trouve dans les argiles paléogènes de la formation de l'Anjihai. Dans le second cas, le niveau de décollement unique s'enracine à 6 km environ (Molnar et al., 1994 ; Burchfield et al., 1999).

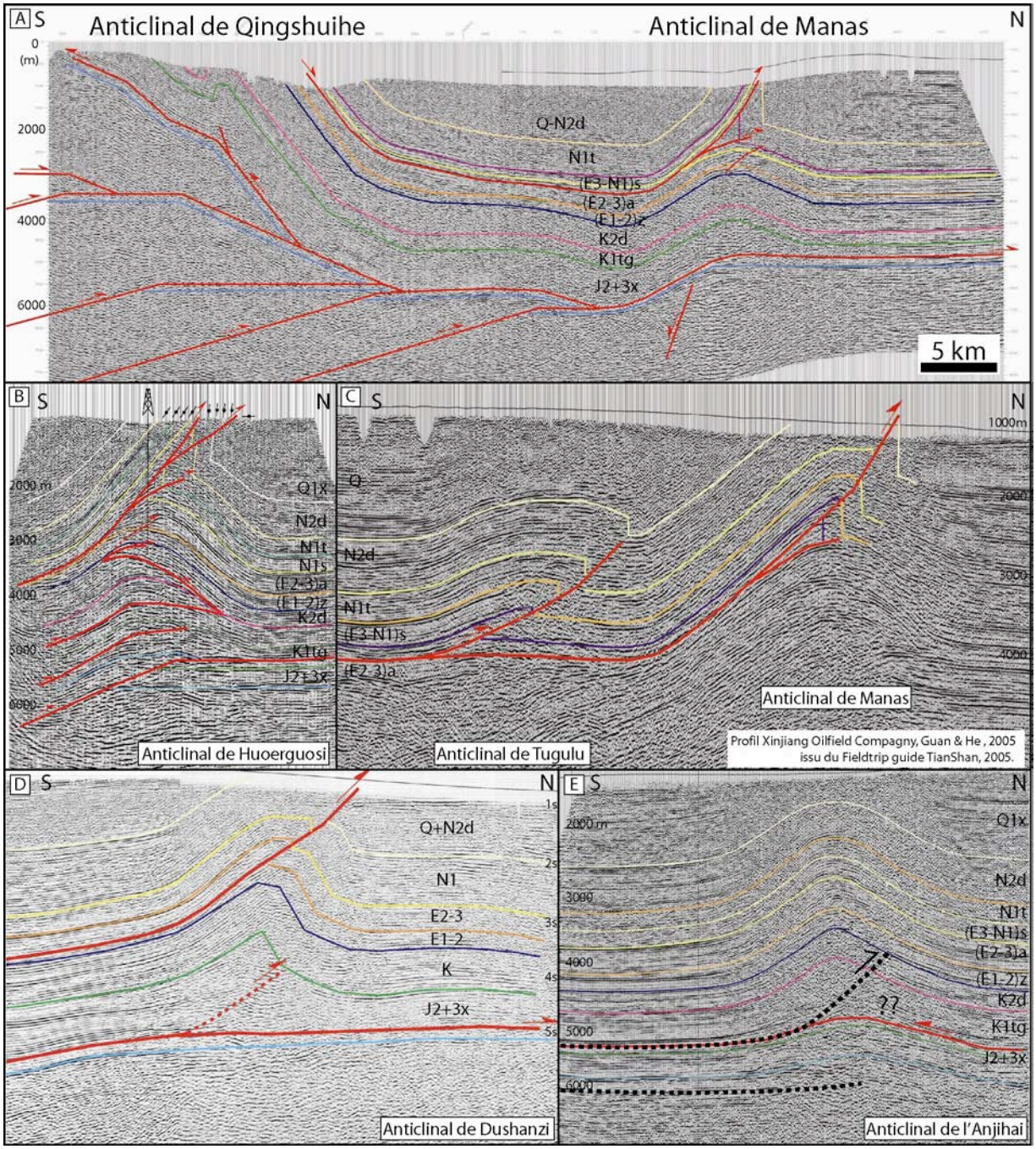


Fig.II. 19 : Profils sismiques dans le piémont nord du Tian Shan et de ses principaux plis (d'après He et al., 2005 ; issu du livret-guide de terrain « Tian Shan 2005 »). *Se référer à la figure précédente pour la localisation des profils.*

- Enfin, la génération de plis la plus récente correspond à l'anticlinal de Xihu (près de la ville de Usu). Bien qu'il n'existe pas (à ma connaissance) de ligne sismique publiée de cette structure, on peut considérer qu'il s'agit d'un pli de décollement à ses tous premiers stades. On peut imaginer que le niveau de décollement s'enracine dans les mêmes niveaux peu résistants du crétacé inférieur ou du paléogène que pour les plis de la génération précédente.

Quelques études menées sur les terrasses déformées de la rivière Kuytun, au niveau de la charnière du pli de Dushanzi, ont permis de préciser la cinématique du développement de la

structure (Molnar et al., 1994 ; Poisson & Avouac, 2004). Les premiers travaux proposent que la structure croît avec un taux de surrection proche de 1 mm/an. Cela nécessite alors un raccourcissement horizontal équivalent au double : environ 2mm/an (Bernard et al., 2007). Les seconds travaux invoquent un taux de raccourcissement sur la structure d'environ 5.2 ± 0.4 mm/an. Cette valeur me semble élevée car elle équivaut à la quasi-totalité du raccourcissement instantané accommodé sur le Tian Shan oriental (Reigber et al., 2001).

d) Géomorphologie

Grâce à la carte de pentes, il est possible de diviser le piémont nord en trois domaines morphologiques majeurs s'échelonnant du nord au sud selon le schéma suivant (fig.II.20) :

- Au sud, le premier domaine présente les pentes les plus fortes (en moyenne 30°). Il correspond à l'essentiel de la surface des bassins versants et aux lithologies volcaniques et volcano-sédimentaires du paléozoïque. Sa largeur est maximale au centre du piémont et diminue latéralement.

- Le second domaine possède une pente moyenne légèrement plus faible (autour de 15-20°). Il est clairement visible sur la portion est du piémont et peut être présent en lambeaux dans la partie ouest. Il possède une forme générale biseautée pointant vers l'ouest. Selon la carte géologique, ce domaine correspond à l'affleurement des terrains mésozoïques.

- Le troisième domaine possède une pente moyenne encore plus faible autour de 5-10°. Il est beaucoup moins homogène que le précédent car il est associé aux dernières générations de plis et correspond aux bassins piggy-back et aux cônes alluviaux. Comme pour le précédent domaine, sa largeur est plus importante à l'est (60 km) qu'à l'ouest (10-20 km). Les lithologies associées à ce domaine correspondent au cénozoïque et au quaternaire.

- Enfin, le dernier domaine correspond à la plaine d'avant-pays du bassin de Junggar. Il possède une pente moyenne très faible proche de 0.5 °.

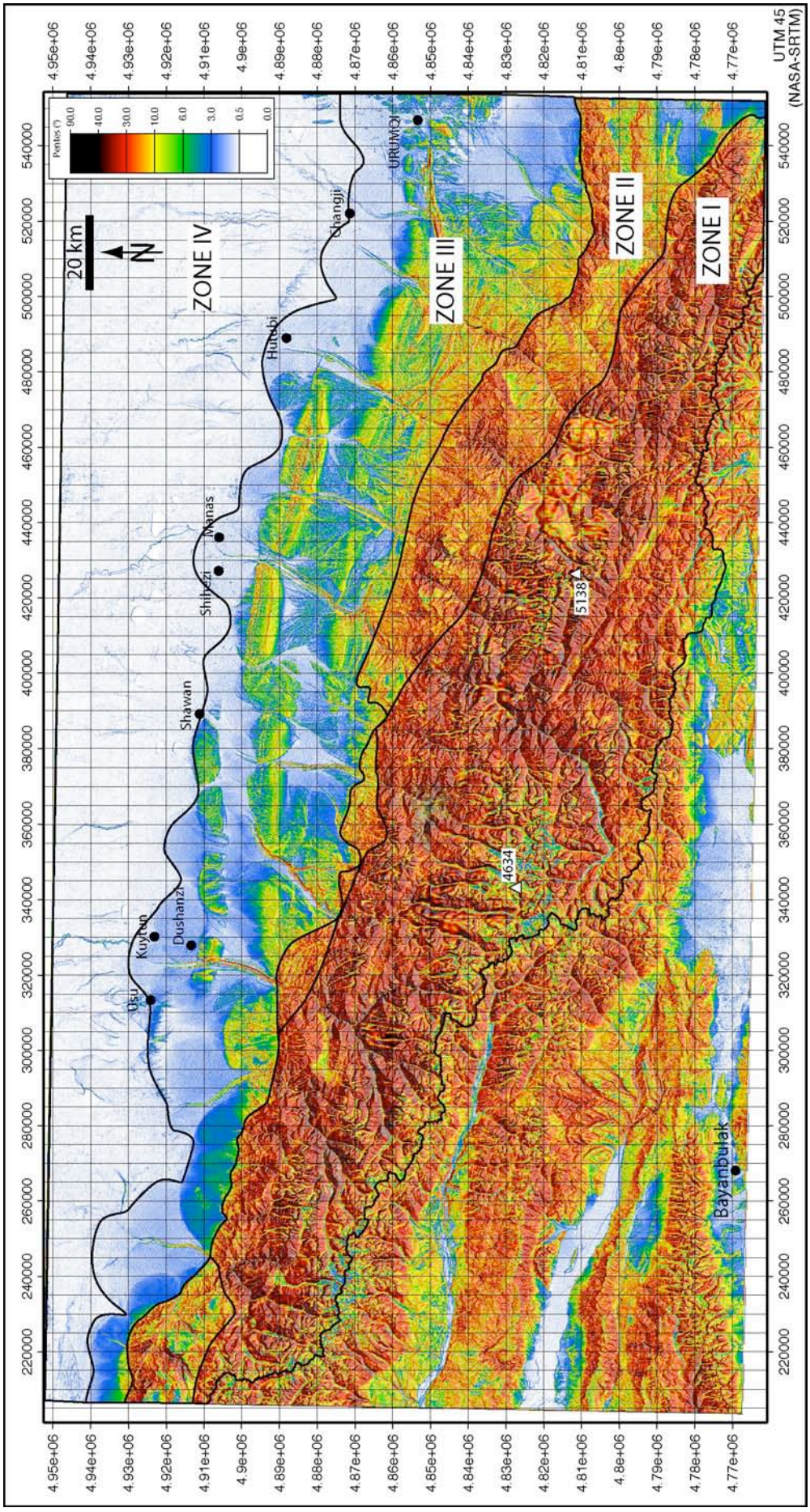


Fig.II. 20 : Carte de pentes du piémont nord du Tian Shan.

2. Piémont sud

a) Géographie & hydrographie

La portion du piémont sud du Tian Shan à laquelle je me suis intéressée s'étend sur 200 km depuis la longitude 84°E jusqu'à 86°E (près de la ville de Korla) (fig.II.21&22). Ici encore le piémont est relativement rectiligne et orienté WNW/ESE. Le point culminant se situe au nord-est de la carte et atteint quasiment 4 800 m. Un autre massif dépassant les 4 500 m s'étend au centre-ouest. Les points les plus bas se situent dans la plaine d'avant-pays du Tarim et s'élèvent autour de 900 m.

Ce piémont est drainé par une vingtaine de bassins versants s'écoulant du nord vers le sud. Ces bassins versants n'ayant pas été étudiés par le passé (à ma connaissance), j'ai choisi de reprendre la même logique de dénomination que celle adoptée pour le piémont nord. Faute d'avoir trouvé les noms chinois pour chacun de ces bassins versants, je les ai nommés successivement de 1 à 23 d'ouest en est. Leur dimension est nettement plus petite que celles des bassins du nord (surface moyenne autour de 250 km^2). Le plus grand bassin versant possède une surface de 1620 km^2 (2) tandis que les plus petits s'échelonnent autour de 50 km^2. Dans l'ensemble, les bassins versants sont allongés dans une direction nord-sud. Tous sont drainés par une seule rivière majeure (aucune ramification importante n'est constatée). Cela suggère que l'histoire tectonique de ce piémont n'a pas subi plusieurs épisodes de propagation de la déformation (accrétion de nouvelles unités) propices aux captures de rivières et à la croissance des bassins versants (voir la définition du mécanisme au chapitre I).

Les longueurs de rivières sont beaucoup plus courtes que dans le piémont nord. La plus longue atteint près de 80 km (2) tandis que les plus courtes font seulement 10-15 km. Certaines rivières (notamment la 2, 8, 17, 19 et 22) ont une trajectoire courbée vers l'ouest dans les parties amont du bassin versant. Enfin, la ligne principale de partage des eaux séparant les précipitations qui se déversent vers le bassin du Tarim (au sud) de celles s'écoulant vers le bassin de Yanqi (à l'est) ne conserve pas une même distance vis-à-vis du front de déformation. A l'ouest, elle se situe à près de 80 km du front de déformation (pli de Yakeng) tandis qu'elle se situe à 35 km près de Yeyungou et seulement 10 km près de Qarqi. Elle diminue donc régulièrement vers l'est.

b) Lithologie

Les lithologies du piémont sud sont sensiblement comparables à celles du piémont Nord (fig.II.23). Les roches formant les bassins versants sont d'âges primaires et consistent en des roches sédimentaires détritiques et carbonatées variées de l'ancienne plate-forme du paléo-océan sud Tian Shan (fig.II.23.A). La couverture plissée du cénozoïque est de même nature que dans le piémont nord mais cependant plus épaisse. Il y a en effet plus de 7 km de cénozoïque et environ 5 km de mésozoïque dans le sud (fig.II.23.B) contre deux fois 4 km pour les deux ères dans le piémont nord (fig.II.16.B). Les formations cénozoïques du sud présentent également davantage de faciès carbonatés.

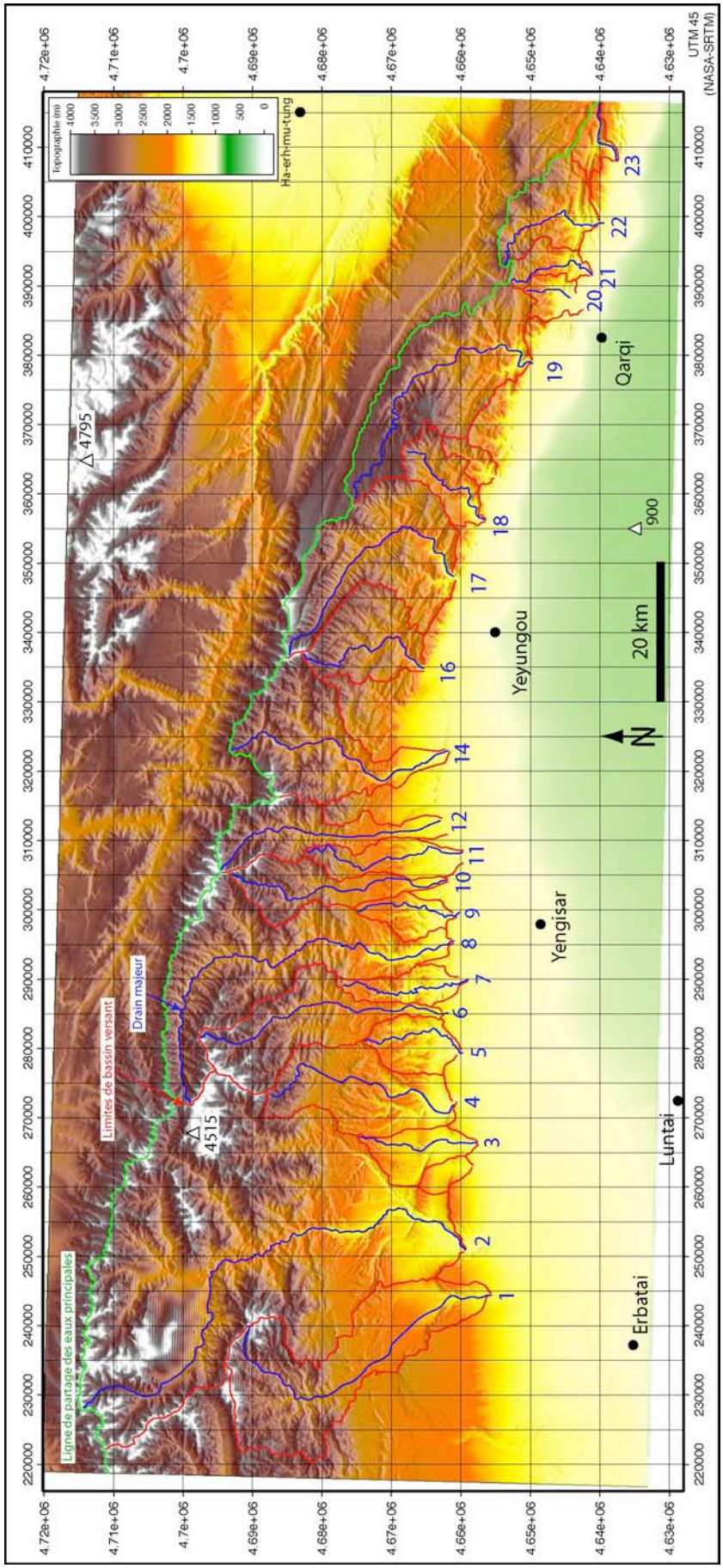


Fig.II. 21 : Carte topographique du Piémont sud du Tian Shan. *Les principaux bassins versants sont en rouge et les principales rivières en bleu.*

Fig.II. 22 : Photographie satellite du piémont sud du Tian Shan (image multispectrale Landsat 7).

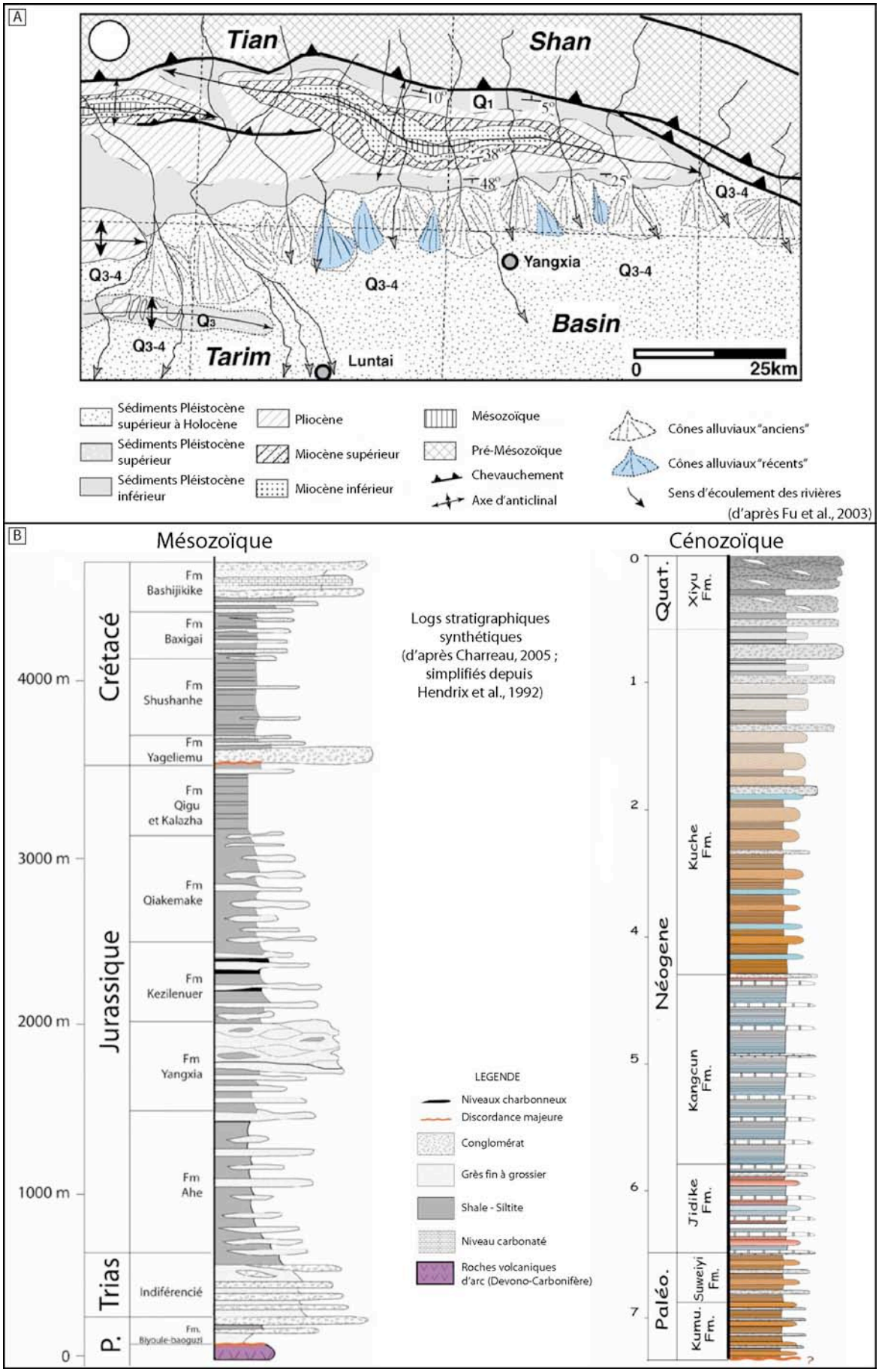


Fig.II. 23 : Géologie du Piémont sud du Tian Shan. *A) Carte géologique synthétique (d'après Fu et al., 2003. B) Log stratigraphique synthétique des séries mésozoïques et cénozoïques (d'après Charreau, 2005).*

c) Structures tectoniques

Les structures tectoniques dans la portion du piémont sud qui m'intéresse sont plus simples que celles du piémont nord ou de sections situées un peu plus à l'ouest (voir carte fig.II.2 et thèse B. Poisson, 2002). En effet, on observe à l'ouest de notre zone d'étude des plis très semblables à ceux du piémont nord (Suppe et al., 2004). Mais pour l'essentiel, on n'observe que deux structures tectoniques majeures. La première, d'orientation WNW/ENSE, traverse l'intégralité de la zone d'étude et marque le contact chevauchant des roches du paléozoïque sur le mésozoïque. La seconde, d'orientation E-W correspond à la terminaison périclinale d'un anticlinal (le pli de Kelasu) qui vient se brancher sur le chevauchement précédent. De façon remarquable, la partie orientale de ce piémont présente une géométrie relativement simple avec un chevauchement majeur permettant la surrection d'un massif au-dessus de la plaine de dépôt du Tarim. Quelques petits chevauchements sont présents sur quelques kilomètres au front de l'accident majeur (voir notamment la signature morphologique au niveau du bassin versant 22 sur la carte de pentes ci-après ; fig.II.24).

d) Géomorphologie

Suivant la même démarche que pour le piémont nord, la carte des pentes du piémont sud fait ressortir quatre ensembles morphologiques majeurs caractérisés par des signatures et caractéristiques morphologiques différentes (fig.II.24).

Le premier (Zone 1) correspond au domaine amont des bassins versants. Il est caractérisé par des fortes pentes (supérieures à 30° ; couleur noire à rouge) et une morphologie très disséquée et encaissée. La limite sud de ce domaine correspond au contact chevauchant entre les roches primaires de la haute chaîne et les séries secondaires plissées.

Le second (Zone 2) possède une forme biseautée pointant vers l'est. Il est caractérisé par des pentes comprises entre quelques degrés (les cônes alluviaux ; couleur bleue) et 20-25° (couleur verte et jaune-orangée). Il correspond à l'anticlinal de Kelasu composé de roches sédimentaires détritiques du mésozoïque. Cette zone constitue souvent la partie aval des bassins versants s'écoulant vers le Tarim (à l'ouest) ou correspond aux dépôts des cônes alluviaux à l'est. Sa limite sud coïncide avec le front de déformation actif du piémont (pli de Yakeng) à l'ouest et au front de progradation des cônes (à l'est). On notera la forme bien individualisée des cônes alluviaux. La carte des pentes se révèle donc un excellent outil pour tracer leurs limites.

Le troisième domaine (Zone 3) correspond à la plaine d'avant-pays (pentes très faibles de l'ordre de 0,5° ; couleur bleue et blanche). Il est caractérisé par une absence de relief significatif et un réseau hydrographique très discret.

Enfin, le quatrième domaine (Zone 4) se retrouve essentiellement dans la partie orientale de la zone d'étude et correspond à une surface tabulaire située à 3000 – 3500 m d'altitude. Elle est relativement plane ou inclinée de quelques degrés vers l'est. Elle forme une surface continue qui se prolonge en lambeaux dans la partie centrale, au nord de notre zone d'étude. Il s'agit d'une surface d'érosion soulevée dont l'âge n'est pas contraint mais qui pourrait être jurassique (Jolivet, communication personnelle). Elle est en cours de dissection en raison de la croissance des bassins versants 17, 18, 19 et 22.

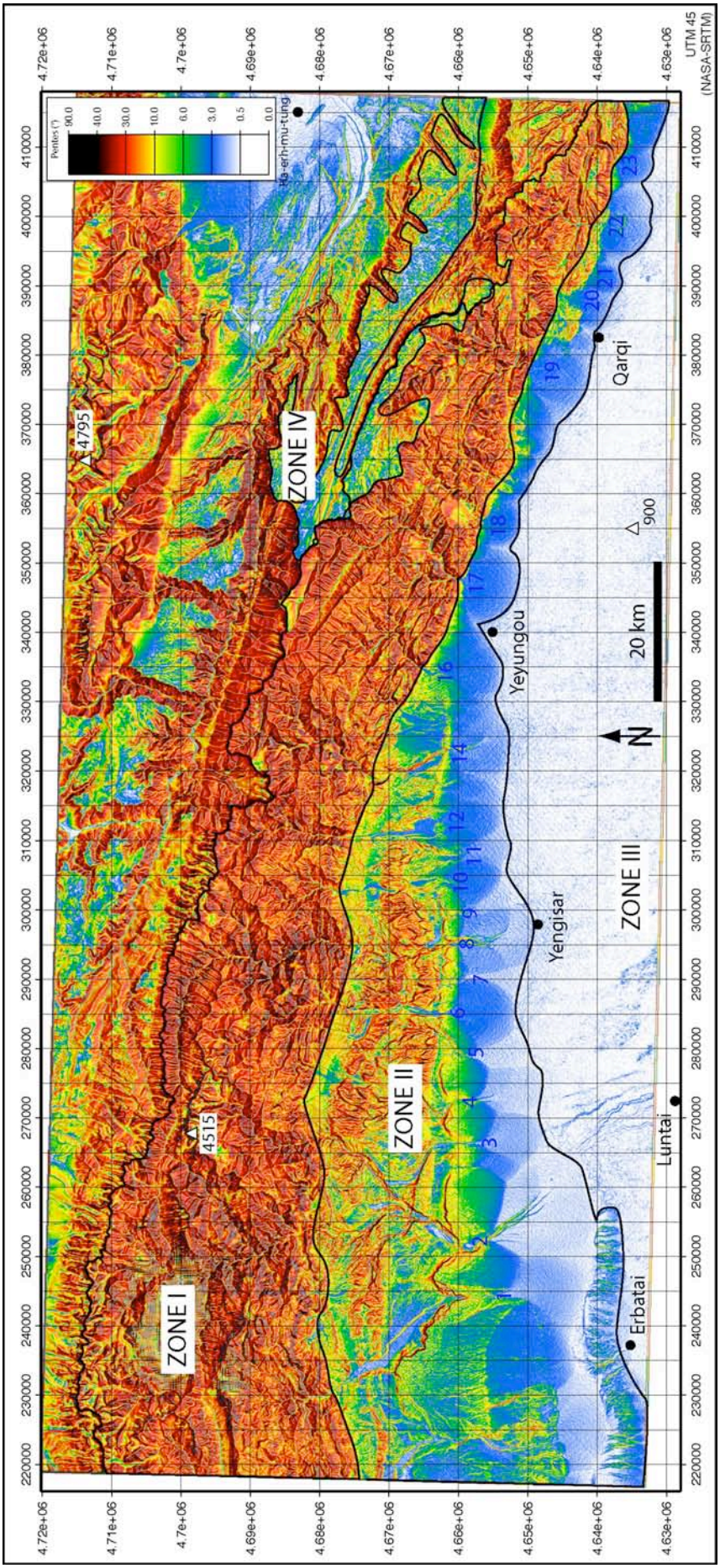


Fig.II. 24 :Carte de pentes du piémont sud du Tian Shan.

3. Comparaison morphologique des piémonts

a) Méthodologie

(1) Données topographiques

Suivant la démarche de B. Poisson, qui avait étudié la morphométrie des bassins versants et de leurs cônes alluviaux sur le piémont nord du Tian Shan, j'ai étudié et comparé les deux piémonts du Tian Shan précédemment décrits. J'ai choisi de réitérer les mesures sur le piémont nord afin de modifier les limites des objets étudiés et tester l'effet de l'amélioration de la précision des données topographiques (depuis la thèse de Poisson, 2002).

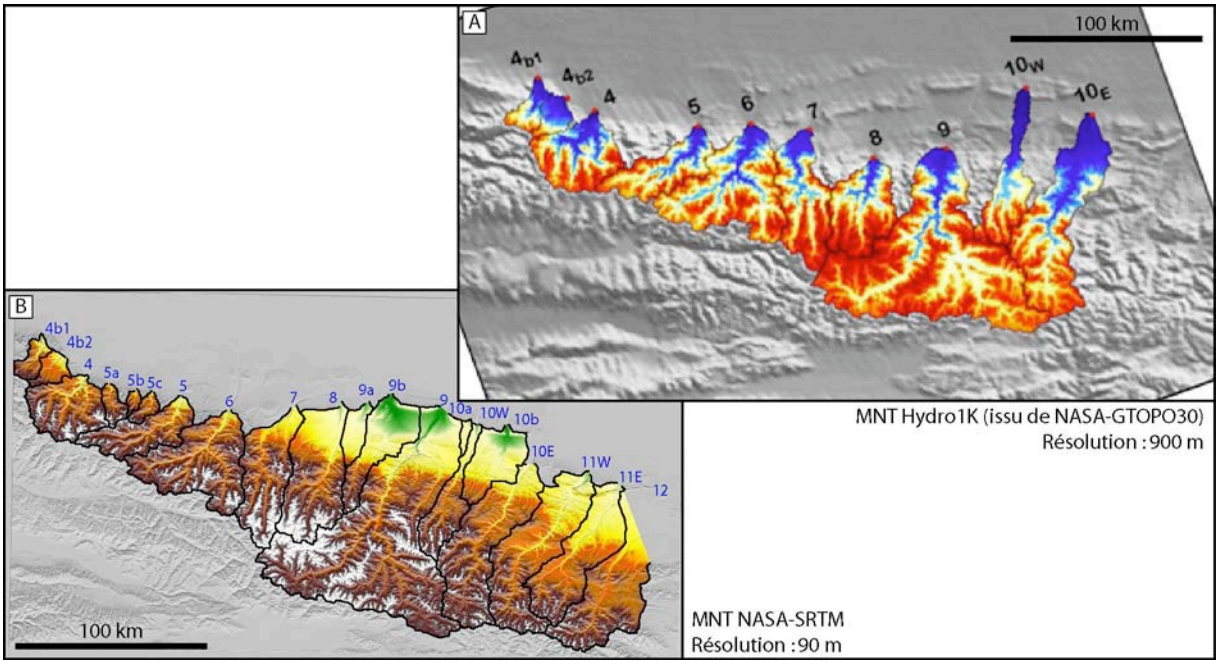


Fig.II. 25 : Comparaison des données topographiques du piémont nord entre A) Poisson (2002) et B) cette étude. *Les MNT ont gagné en résolution (passage de 900 à 90 m) et les limites de certains bassins versants et cônes alluviaux ont été réinterprétées.*

Dans son travail, B. Poisson utilise des MNT globaux Hydro1K déduits de la topographie mondiale GTOPO30 à 900 m de résolution. Pour ma part, je bénéficie des progrès réalisés sur les données topographiques mondiales et utilise les MNT NASA SRTM à 90 m de résolution. De plus, j'ai modifié les limites de certains bassins versants afin d'intégrer le domaine aval que B. Poisson avait tantôt considéré ou tantôt écarté (fig.II.25). S'il est vrai que l'ajout de ce domaine topographique n'influence certainement pas de façon déterminante les bilans de flux solides qui transitent dans les rivières (l'essentiel de la charge provient des hauts reliefs des bassins versants), j'ai choisi cette procédure afin de déterminer le plus objectivement possible les géométries réelles des objets morphologiques considérés. Nous verrons que les changements observés dans cette procédure influencent sensiblement les résultats et notamment les relations morphométriques entre les différentes variables caractérisant les bassins versants, cônes et rivières (surfaces, pentes moyennes, etc.).

Pour ce qui est du piémont sud, aucun travail sur la morphométrie des bassins versants et leurs cônes alluviaux n'a, à ma connaissance, été réalisé jusqu'à présent.

(2) Procédure d'analyse

Les procédures d'analyse sont identiques d'un piémont à l'autre et consistent à extraire les mesures morphométriques spécifiques de chacun des bassins versants et de leur cône. Pour cela, j'utilise les MNT SRTM à 3 secondes d'arc de résolution (90 m) convertis en coordonnées UTM (zone 45 pour les régions du Tian Shan étudiées) et ré-échantillonnés à 75 m de résolution (résolution moyenne à ces latitutes).

Concernant le bassin versant :

Les MNT de chacun des bassins versants ont été extraits au moyen d'une procédure « informatique » et « manuelle » qui permet de vérifier la validité du relevé (en supposant que les données SRTM d'origine soient fiables). Cette procédure consiste à dessiner précisément sous le logiciel Adobe Illustrator les limites de partage des eaux. Pour cela, j'utilise les cartes de pentes et des cartes de « réseau hydrographique » (cartes obtenues artificiellement en soustrayant un MNT légèrement filtré au MNT brut d'origine). Un « masque » réalisé sous Adobe Illustrator et Photoshop permet ensuite (en association avec GMT) d'extraire les données topographiques de la région sélectionnée.

A partir des MNT ainsi modifiés, il est possible d'extraire le relief des bassins versants, leur aire, leur hypsométrie, leur longueur maximum, etc. J'ai également choisi de tester un descripteur morphométrique appelé « relief local» qui consiste à quantifier le relief moyen à partir d'une statistique des dénivelés mesurés pour une distance donnée (Ahnert, 1970 ; voir Hurtrez, 1998, pour une description de la méthode). Ce descripteur a été démontré comme étant un indicateur du taux de surrection enregistré par le bassin versant (Hurtrez, 1998 ; Hurtrez et al., 1999).

Concernant le réseau hydrographique :

En l'absence d'outil informatique disponible spécifiquement dédié à l'extraction semi-automatique du réseau hydrographique (tel que River Tools par exemple), j'ai extrait le profil des rivières principales en utilisant la même procédure que pour les bassins versants. Toutefois, cette procédure a été prise en relais par un programme écrit sous C++ avec M. Peyret permettant de « dérouler » le profil des rivières. De cette façon, il est possible d'avoir accès au profil « vrai » d'écoulement de la rivière, à sa longueur totale, les pentes moyennes du chenal, etc. Les profils bruts obtenus sont filtrés à 250 ou 500 m selon la longueur originale de la rivière afin de lisser les éventuels artéfacts de la procédure de traitement et du MNT SRTM original.

Concernant les cônes alluviaux:

Leur surface a été délimitée manuellement en utilisant la carte de pentes des piémonts (fig.II.20&24). Sur ces documents, il est beaucoup plus aisé (et sans doute fiable) d'extraire une surface « vraie » du cône alluvial qu'à partir d'une procédure basée sur la définition visuelle des limites du cône (données d'imagerie satellite Landsat 7 par exemple). Ces limites sont à mon sens incertaines car l'occupation humaine des sols a oblitéré les limites géologiques des cônes et fausse de ce fait la mesure.

La pente a été mesurée en traçant des profils topographiques suivant la ligne de plus fort gradient. Afin de définir ces profils, je me suis servi des données topographiques représentées sous forme de courbes de niveau (les lignes de plus grandes pentes sont orthogonales aux courbes de niveau) et de données de photographie satellite (les lignes de plus grandes pentes sont souvent indiquées par les chenaux d'écoulement à la surface des cônes).

Enfin, le rayon des cônes a été mesuré à partir de données topographiques (limites définies par la carte de pentes). Un cône n'ayant pas une forme cylindrique parfaite, j'ai réalisé plusieurs mesures dans la partie frontale (3 à 4) et pris la moyenne.

b) Tableau synthétique des paramètres morphométriques

Les résultats des différentes mesures morphométriques réalisées sur les piémonts nord et sud sont synthétisés dans les tableaux.II.1 et II.2. Des fiches synthétiques sur chacun des bassins sont présentées en Annexes (annexes numériques sur DVD). Les différentes valeurs mesurées sont comparées et mises en relation dans les sections suivantes.

Rivières		Cônes			Drain Majeur		Bassin versant					
N°	Nom	Rayon	Pente	Aire	Longueur	Pente aval	Longueur	Aire	Relief	Relief ratio	Intégrale Hypsom	Relief Moyen
		km	°	km^2	km	°	km	km^2	km	°		km
4b1	?											
4b2	?	11,4	1,95	87	31,0	3,2	24	231	3,12	7,5	0,37	0,200
4	?	25,1	1,2	399	49,5	1,7	40	1068	3,7	5,4	0,56	0,374
5a	?	14,9	3,6	129	25,0	2,8	23	192	3,2	7,8	0,49	0,382
5b	?	12,4	2,92	58	18,2	5,4	15	76	2,9	10,6	0,42	0,354
5c	?	13,1	3,38	98	26,8	3,5	20	143	3,1	8,9	0,47	0,342
5	Sikeshu	25,1	1,43	351	80,8	1,8	61	950	3,5	3,3	0,57	0,374
6	Kuytun	36,8	1,09	619	77,3	1,2	63	1923	3,8	3,5	0,55	0,382
7	Anjihai	29,5	1,55	336	100,2	1,2	77	1438	3,7	2,8	0,53	0,273
8	Jingou	31,8	0,92	351	88,7	0,8	76	1836	4,2	3,2	0,44	0,273
9a	Qinshui	ND	ND	ND	31,1	0,8	36	318	2,6	4,2	0,17	0,068
9b	Ningjia	ND	ND	ND	83,6	0,9	67	1015	3,9	3,3	0,25	0,132
9	Manas	17,7	0,57	432	188,1	0,4	125	5757	4,5	2,0	0,53	ND
10a	?	ND	ND	ND	30,1	1,3	20	73	0,6	1,8	0,45	0,522
10W	Taxi	13,7	1,32	117	83,3	0,9	75	750	4,3	3,3	0,45	0,302
10b	Quiergou	ND	ND	ND	61,2	0,9	47	872	2,7	3,4	0,24	0,091
10E	Hutubi	27,7	0,8	429	114,3	0,7	93	2159	4,0	2,5	0,46	0,280
11W	Santun	21,3	0,8	304	126,2	0,9	94	2170	3,7	2,2	0,43	0,237
11E	Toutun	16,8	1,03	206	99,3	0,7	81	1678	3,5	2,5	0,37	0,191
12	Urumqi											

Tableau II. 1 : Synthèse des mesures morphométriques des bassins versants et cônes alluviaux du piémont nord. ND = non déterminé

Rivières		Cônes			Drain Majeur		Bassin versant					
N°	Nom	Rayon	Pente	Aire	Longueur	Pente aval	Longueur	Aire	Relief	Relief ratio	Intégrale Hypsom	Relief Moyen
		km	°	km^2	km	°	km	km^2	km	°		km
1		12,7	1,76	74		1,6	43	439	3,0	4,0	0,39	0,188
2		17,6	0,82	175	81,6	1,0	60	1622	3,4	3,2	0,47	0,288
3		8,7	1,72	42	19,7	1,3	17	83	0,9	2,9	0,41	0,086
4		9,5	1,13	48	38,6	1,5	28	246	2,4	4,9	0,36	0,157
5		7,1	1,01	20	18,9	2,0	14	87	1,1	4,3	0,42	0,139
6		10,2	2,65	65	44,3	1,7	35	249	2,9	4,6	0,48	0,262
7		7,3	1,03	14	23,1	1,3	19	67	1,8	5,5	0,28	0,176
8		12,0	1,55	86	64,8	1,2	46	511	3,2	4,0	0,48	0,297
9		7,6	1,08	14	18,2	2,0	15	58	1,3	5,0	0,40	0,147
10		8,1	2,87	37	39,2	2,6	32	144	2,8	5,1	0,48	0,215
11		7,1	1,67	24	30,4	2,0	23	95	2,1	5,1	0,37	0,137
12		8,6	2,78	39	40,0	2,1	34	175	3,0	5,1	0,46	0,294
13			2,39									
14		9,1	2,12	59	39,3	1,7	32	309	3,1	5,5	0,49	0,280
15			2,4									
16		8,7	2,82	42	28,1	3,0	18	170	2,5	8,1	0,45	0,237
17		9,2	2,61	69	43,7	2,2	27	359	2,8	5,9	0,46	0,277
18		5,8	2,94	25	21,9	3,3	17	89	2,3	7,7	0,49	0,288
19		9,3	2,32	61	52,6	1,9	33	376	2,3	4,1	0,62	0,234
20		7,0	2,76	27	8,2	3,4	9	41	1,6	9,7	0,40	0,281
21		4,9	3,02	17	17,5	4,3	12	47	1,9	9,2	0,46	0,263
22		7,9	1,79	59	24,1	2,8	16	137	2,0	7,3	0,53	0,297
23		5,3	2,82	20	11,4	3,8	9	38	1,3	8,8	0,54	0,222

Tableau II. 2 : Synthèse des mesures morphométriques des bassins versants et cônes alluviaux du piémont sud.

c) Analyse géographique des paramètres morphométriques

(1) Ligne de partage des eaux

Avant d'analyser les variations des paramètres morphométriques au sein de l'unité morphologique de base qu'est le bassin versant, j'ai mesuré l'évolution à grande échelle de la distance entre la ligne de partage des eaux principales et le front de déformation. Le front de déformation est considéré comme la limite la plus septentrionale (pour le piémont nord) et la plus méridionale (pour le piémont sud) des structures tectoniques actives visibles en surface. Dans le cas du piémont nord, cette distance D a été calculée orthogonalement à l'axe d'étirement du piémont (environ WNW/ESE ; fig.II.26.A). Dans le cas du piémont sud, la distance a été mesurée dans une direction Nord-Sud dans la partie Ouest et orthogonalement au tracé du front de déformation dans la partie est (fig.II.26.B). La ligne de partage des eaux a été simplifiée dans les deux piémonts afin d'extraire les tendances au premier ordre.

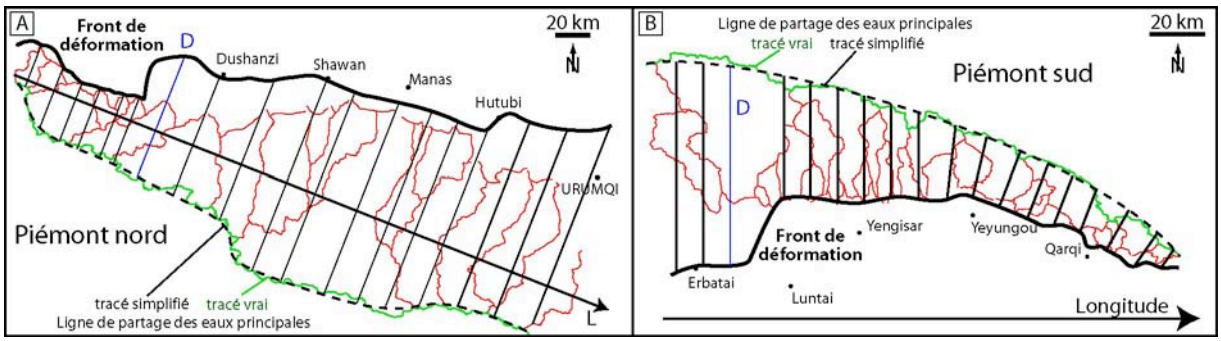


Fig.II. 26 : Protocole de mesure de la distance entre la ligne principale de partage des eaux et le front de déformation dans le cas A) du piémont nord et B) du piémont sud. *Dans le premier cas, la distance est calculée orthogonalement à la direction principale d'allongement du piémont (environ WNW/ESE) entre le front de déformation et un tracé simplifié de la ligne de partage des eaux principales. Dans le second cas, la distance est mesurée dans une direction nord-sud dans la partie ouest et orthogonalement au front de déformation dans la partie est. La ligne de partage des eaux est également lissée afin de considérer les tendances au premier ordre.*

(a) Piémont nord

Dans le piémont nord, la distance entre la ligne de partage des eaux et le front de déformation change à mesure que l'on se déplace longitudinalement (fig.II.27.A). Elle est d'environ 110-120 km de Urumqi à Shawan, 70 km à Dushanzi et seulement 25-35 km à l'extrême ouest du piémont. La tendance globale indique donc une diminution de la distance vers l'ouest. Cependant, on observe quelques légères variations locales (léger rentrant à Hutubi et au niveau de Dushanzi ; proéminence à Usu) et des zones remarquablement stables (plateau entre Shawan et Manas ; plateau au niveau des bassins versants 4 à 5). Le premier plateau est lié au parallélisme entre la ceinture des plis de Tugulu / Manas et la limite supérieure du bassin versant de la Manas. Les rentrants et proéminences expriment quant à eux des sauts brutaux du front de déformation entre les différentes générations de plis (voir fig.II.18).

Si l'on simplifie le tracé en ne conservant qu'une tendance générale (tracé pointillé vert ; fig.II.27.A), on peut considérer que la ligne de partage des eaux observe, vis-à-vis du front de déformation, une courbe en deux portions. La première, un plateau, indique que la ligne de partage des eaux conserve une distance fixe par rapport au front de déformation. La seconde s'infléchit et indique que la distance D diminue progressivement vers l'ouest. En approximant cette décroissance à une tendance linéaire, on peut déterminer un taux de décroissance d'environ

0.5 (km/km). La ligne de partage des eaux se rapproche donc de 500 m par kilomètre parcouru vers le WNW.

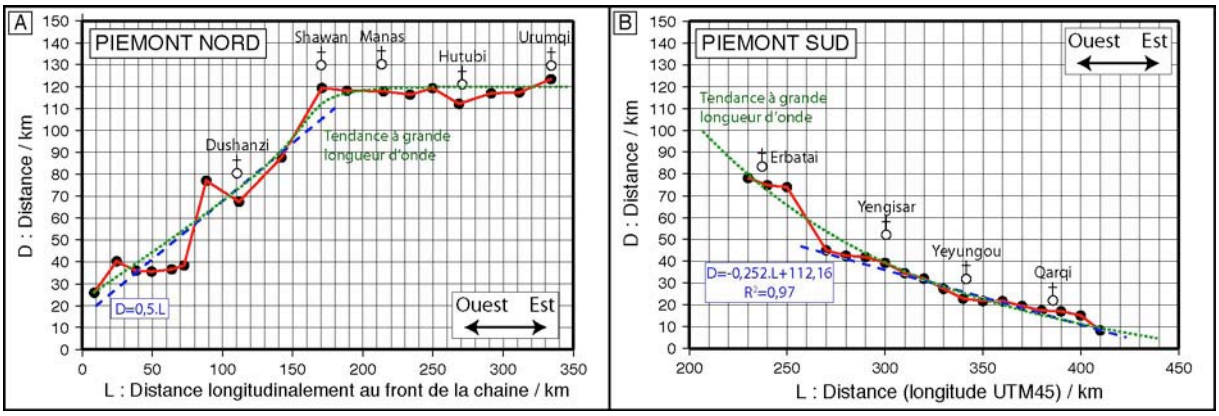


Fig.II. 27 : Evolution longitudinale de la distance (D) entre la ligne principale de partage des eaux et le front de déformation pour A) le piémont nord et B) le piémont sud. *Dans le piémont nord, cette distance diminue vers l'ouest à un taux moyen de 0,5 tandis qu'elle diminue deux fois moins rapidement vers l'est (taux = 0,25) dans le piémont sud.*

Remarque : La ligne de partage des eaux actuelle ne semble pas pouvoir beaucoup reculer par érosion régressive car les lignes de crêtes sont bien établies. L'essentiel de la croissance des bassins versants semble donc se faire par l'aval.

(b) Piémont sud

Dans le piémont sud, on observe la même tendance que dans le piémont nord si ce n'est que la décroissance s'effectue cette fois-ci vers l'est. En effet, la distance entre la ligne de partage des eaux principales et le front de déformation est d'environ 75 km à Erbatai, 30 km à Yeyungou pour finalement atteindre une quinzaine de kilomètre au niveau de Qarqi (fig.II.27.B). La décroissance est irrégulière à l'ouest du piémont (on observe un saut à la longitude 260 000 correspondant à la formation récente du pli de Yakeng) puis remarquablement constante depuis la longitude 270 000 jusqu'à l'extrémité est du piémont. Cette décroissance s'inscrit sur une tendance linéaire de pente 0.25 (km/km) ; indiquant par conséquent une diminution de la distance D de l'ordre de 250 m par kilomètre parcouru vers l'est.

(c) Discussion

A quoi correspond ce taux de rapprochement de la ligne de partage des eaux par rapport au front de déformation ?

Par définition, ce taux est sans dimension (il s'agit de $[L].[L^{-1}]$). Il exprime la croissance (ou décroissance) de la longueur des bassins versants à mesure que l'on se déplace d'est en ouest. Il intègre donc l'augmentation de la surface du réseau de drainage par avancée du front de déformation (augmentation de D par « l'avant ») et par recul de la ligne de partage des eaux par érosion régressive (augmentation de D par « l'arrière »). La constance de ces taux de croissance laisse donc supposer que les bassins versants se développent régulièrement dans l'espace dans chacun des piémonts. La valeur deux fois supérieure de ce taux dans le piémont nord par rapport au piémont sud indique que les bassins versants croissent en taille deux fois plus rapidement à mesure que l'on se déplace latéralement.

Quelle est l'origine de cette différence et que signifie-t-elle ?

La signification de cette différence n'est pas triviale à définir car nous ne disposons d'aucune donnée temporelle pour permettre de faire intervenir des vitesses géologiques pertinentes (taux de raccourcissement, taux de surrection, etc.).

Signification de la variation de la distance D d'est en ouest?

A défaut de pouvoir proposer des comparaisons absolues des vitesses géologiques dans les deux piémonts, il est tout de même possible de proposer qualitativement que la diminution de la distance D traduit la propagation latérale de la déformation dans chacun des piémonts. Les bassins versants les plus petits sont très probablement les plus jeunes tandis que les plus grands sont les plus anciens. Dans le piémont sud, la dissection de la surface d'érosion perchée indique la surrection récente du massif et le démarrage de l'érosion. Les bassins versants y sont donc plus récents qu'à l'ouest où il ne reste plus de témoin de cette surface.

(2) Profils de rivières

Les profils de rivière sont « déroulés » et non pas projetés (voir Poisson, 2002 pour une discussion). De cette façon, le profil correspond au tracé « vrai » suivi par la rivière et ses pentes indiquent par conséquent les véritables pentes d'écoulement du chenal. Sur les données présentées, les profils ont été légèrement filtrés (avec une fenêtre de 250 à 500 m) afin de lisser les éventuels artéfacts causés notamment par les défauts du MNT original (notamment les « trous » du MNT à 90 m « bouchés » par un sur-échantillonnage des MNT à 900 m et qui génèrent des zones « floues »).

(a) Piémont nord

Sur la figure II.28, les profils de rivières sont présentés dans un ordre « géographique » d'ouest vers l'est. Un trait marquant de ces profils est leur segmentation en portions linéaires ; aussi bien vers l'aval que vers l'amont (Poisson, 2002). Environ autant de rivières présentent 2 segments que 3 (un segment aval, médian et amont). Ces rivières peuvent être découpées en deux classes :

- La première classe correspond aux rivières de l'ouest (rivières 4b2, 4, 5a, 5b et 5c) dont la pente d'écoulement prend un maximum au milieu du profil. Les pentes aval sont assez fortes (comprises entre 1.5 et 5°), la section médiane est très inclinée (de 6 à 10°) et un éventuel domaine amont est également assez fortement incliné (de 2 à 6.5°).

- La seconde classe correspond à l'essentiel des rivières de l'est (rivières 6E, 7, 8, 9a, 9b, 10E, 11W et 11E) dont la pente d'écoulement augmente par palier de l'aval vers l'amont. Elles possèdent des pentes aval assez faibles comprises entre 0.7 et 1.2°, une section médiane moyennement inclinée (entre 1.5 et 3.5°) et un domaine amont de pente variable (parfois fortement incliné entre 4 et 8°).

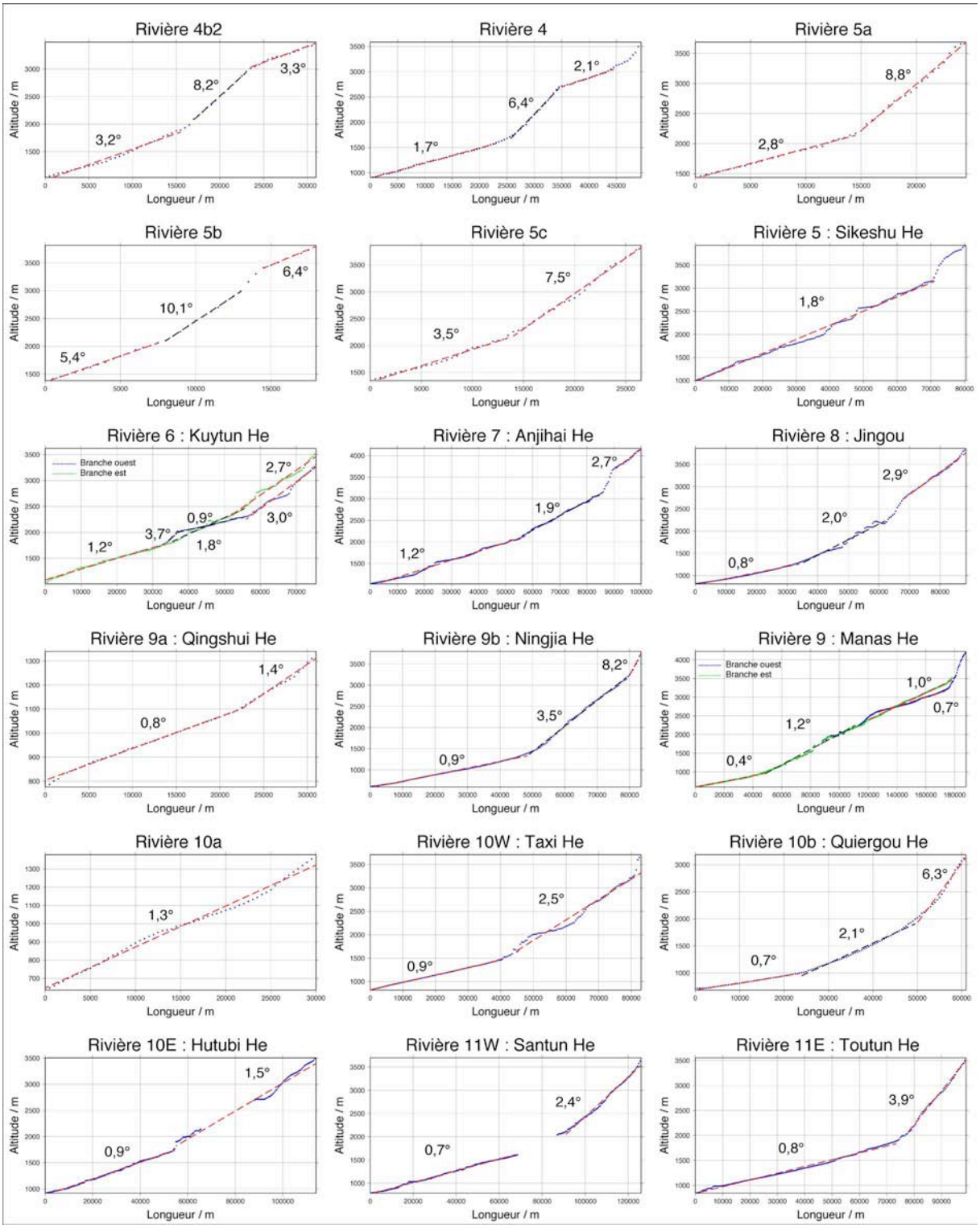


Fig.II. 28 : Profils « déroulés » des rivières du piémont nord du Tian Shan. *Un profil déroulé correspond au profil « vrai » suivi par la rivière (par opposition à un profil projeté sur une direction quelconque). Les pentes du profil correspondent véritablement aux pentes d'écoulement des rivières. Noter la remarquable linéarité des segments fluviatiles par portion de la chaîne dans laquelle ils s'écoulent. Les profils sont issus de MNT NASA-SRTM à 90 m filtrés à 500 m. Les pointillés de couleurs correspondent à la régression linéaire de chacune des portions du profil.*

Dans une chaîne de montagnes, lorsque les conditions de surrection et d'incision tendent vers un équilibre, ou lorsque l'érosion surpasse la surrection, on considère souvent que les profils de rivières sont globalement concaves (voir chapitre I). Dans ce cas, les deux classes de profils

définies ci-dessus peuvent être interprétées comme respectivement des rivières « hors équilibre » (à l'ouest) et des rivières plus ou moins à l'équilibre (à l'est). Si l'on considère qu'il n'y a pas de variations brutales des régimes d'érosion (climat) entre l'est et l'ouest (c'est une hypothèse raisonnable), une surrection récente focalisée sur la partie ouest pourrait expliquer l'allure des profils convexes. Un taux de surrection relativement important par rapport à la capacité d'érosion des rivières décalerait en effet les profils vers le haut et pourrait générer cette anomalie de convexité.

Une autre possibilité pourrait être que les deux groupes de rivières ne soient pas comparables d'un point de vue hydrologique (et donc dynamique de l'incision). A l'est, il s'agit souvent de grandes rivières prenant leur source à haute altitude (autour de 4 000 – 4 500 m). Elles sont en grande partie alimentées par la fonte des neiges et glaciers d'altitude. A l'ouest, les bassins versants n'atteignent pas d'aussi hautes altitudes (autour de 3 500 / 4 000 m). L'origine des flux liquides des rivières est sensiblement différente. Pour vérifier cette hypothèse, il faudrait comparer les courbes de décharge des rivières (qui ne sont pas forcément disponibles pour toutes les rivières considérées).

Enfin j'ai mis de côté les rivières 5 (Sikeshu) et 10a qui possèdent toutes deux des profils remarquablement rectilignes sur la quasi-totalité de leur longueur (1.8° sur 70 km pour la rivière 5 et 1.3° sur 30 km pour la 10a). Si cette observation peut s'expliquer pour la rivière 10a par le fait qu'elle ne draine que le bassin piggyback du pli de la Manas et donc une lithologie homogène, cela demeure plus étrange pour la rivière Sikeshu qui draine des granites et roches d'arc carbonifères ainsi que des roches sédimentaires du Mésozoïque. La localisation de cette rivière à la transition entre les deux classes définies précédemment pourrait peut-être expliquer la morphologie de son profil. Il s'agirait d'un profil « moyen » entre les allures de l'ouest (globalement convexe) et de l'est (globalement concave).

On peut également remarquer que les profils des deux rivières ramifiées (la Kuytun 6 et Manas 9) sont assez singuliers. La première ne présente pas les mêmes profils pour ses deux bras. Le profil de l'est (6E) est cohérent avec la seconde classe décrite ci-dessus (augmentation de la pente des segments fluviatiles de l'aval vers l'amont). La branche ouest présente quant à elle une brusque augmentation de la pente du lit (3.7°) puis un « replat » (0.9°) dans la portion médiane du profil (section parfaitement visible sur la carte topographique et la carte de pentes ; fig.II.15&20) avant de prendre une pente plus élevée (3°). De même, pour la rivière Manas (9), la pente du profil passe de 1.2° pour la section médiane des deux bras à 1° pour la section amont du bras est et 0.7° pour le bras ouest. La transition au niveau du bras est est très douce de sorte que l'on pourrait éventuellement proposer que les deux segments sont continus et possèdent une pente globale de 1.1°. La transition du bras ouest est pour sa part beaucoup plus pentue. L'observation des images satellites (Google Earth) indique que ces sections faiblement inclinées correspondent à des sections alluviales localisées au sein de vastes vallées glaciaires. Les processus glaciaires sont certainement à l'origine de cette signature morphologique singulière.

(b) Piémont sud

Si l'on utilise les mêmes critères que dans le piémont nord pour analyser les rivières du piémont sud, seule la rivière 19 possède une pente d'écoulement maximale au milieu du profil (la rivière 8 est écartée car le saut observé est un artéfact du MNT SRTM original ; fig.II.29). Ceci semble de toute évidence lié au fait qu'elle draine le plateau sommital situé au sud-est du piémont. Son profil est donc fortement en déséquilibre vis-à-vis d'une allure moyenne concave. Toutes les autres rivières augmentent leur pente d'écoulement par palier (2 ou 3) de l'aval vers l'amont. Seule la rivière 23 (la rivière la plus à l'est) possède un profil rectiligne sur toute la longueur de son tracé.

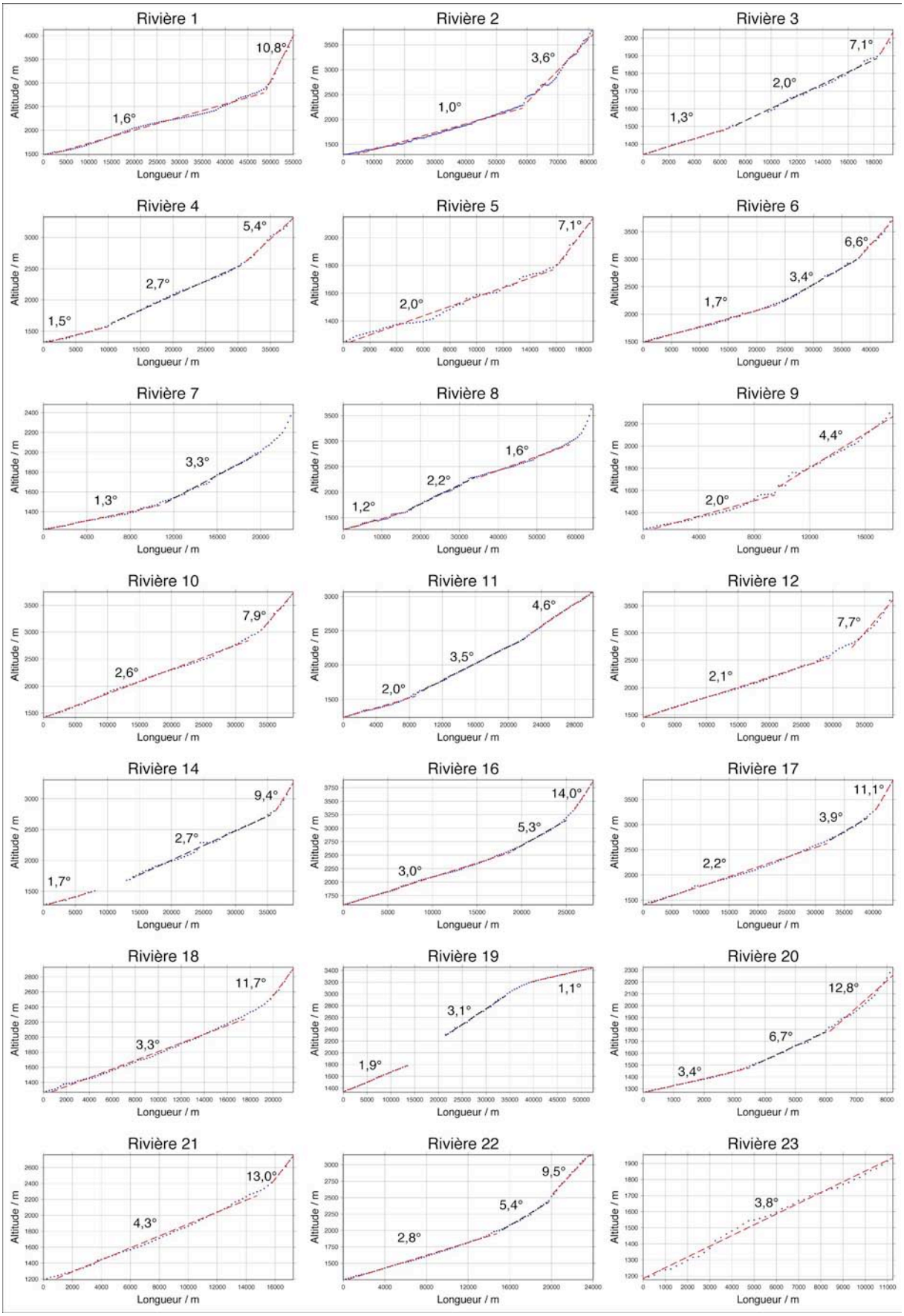


Fig.II. 29 : Profils « déroulés » des rivières du piémont sud du Tian Shan. *Les profils sont issus de MNT NASA-SRTM à 90 m filtrés à 500 ou 250 m selon les dimensions de la rivière. Les trous dans les profils correspondent à des zones topographiques de mauvaise qualité sur les MNT SRTM originaux.*

Les rivières du piémont sud sont marquées, comme dans le piémont nord, par des ruptures de pentes dans le profil déroulé du chenal. En général, la pente aval d'écoulement est comprise entre 1° (rivière 2) et 4° (rivière 20). La moyenne se situe autour de 2.2°. On remarquera ici que la rivière la plus longue possède la pente aval la plus faible tandis qu'une des rivières les plus courtes possède une des pentes les plus élevées. La pente médiane s'échelonne entre 1.7° et 6.7° (moyenne à 3.7°). Enfin, la pente amont est comprise entre 4.4° et 14° (moyenne à 7.9°). Ces pentes sont dans l'ensemble supérieures à celles du piémont nord.

Discussion :

Ces changements réguliers de la pente d'écoulement des rivières, déjà notés par B. Poisson (2002), peuvent s'expliquer par des changements lithologiques au sein du bassin versant, des variations naturelles de l'hydrologie de l'écoulement et enfin la nature même de l'écoulement fluvial. En effet, dans les domaines amont du bassin versant, les lithologies sont généralement plus résistantes (granites, laves d'arc paléozoïques) que dans le piémont (roches sédimentaires gréseuses ou conglomératiques du mésozoïque peu consolidées). De fait, pour une hydrologie donnée (flux liquide et charge solide), la pente d'équilibre du chenal est certainement plus importante dans le premier cas que dans le second.

Par ailleurs, la diminution de la pente de la rivière de l'amont vers l'aval est naturelle et résulte d'une simple conséquence hydrologique liée à la charge liquide disponible et par conséquent à la capacité d'incision des rivières. Vers l'amont, les aires drainées par la rivière sont faibles. Les flux liquides disponibles dans les rivières sont donc relativement faibles. Au contraire vers l'aval, l'aire drainée étant plus grande, les flux liquides sont plus élevés et la capacité d'incision est plus importante. Par conséquent, la pente seuil d'incision du chenal est plus grande vers l'amont que vers l'aval. Cela se traduit par des rivières dont la dynamique est différente : vers l'amont, les rivières sont « à substratum » rocheux » tandis qu'elles sont « alluviales » vers l'aval (voir définitions au chapitre I).

Enfin, on peut également invoquer la possibilité de migration de knickpoints pour expliquer les changements par palier des pentes d'écoulement.

Remarque : A courte longueur d'onde, aucune déformation du lit de la rivière ne permet de suggérer la présence d'une faille active ou d'un pli en surrection (comme c'est par exemple possible de l'observer sur les rivières du piémont ouest de la chaîne de Taiwan ; Angelier & Chen, 2002). L'échelle de cette étude et le filtrage des données empêchent d'observer ce genre de signal.

(c) Comparaison des rivières du Piémont nord / Piémont sud

J'ai représenté, sur deux graphiques établis à la même échelle, les profils déroulés des rivières du piémont nord et sud (fig.II.30). D'emblée, on retrouve que les rivières du piémont nord sont nettement plus longues que celles du sud. La rivière la plus longue du sud (rivière 2) est équivalente à une rivière « classique » du piémont nord (rivières 5, 6, 7, 8, 9b, 10W). De même l'ensemble des « petites » rivières de l'ouest du piémont nord (rivières 4, 4b2, 5a, 5b, 5c à gauche sur la figure.II.30.A) sont équivalentes à la majorité des rivières du piémont sud (fig.II.30.B). Concernant les pentes des segments aval des différentes rivières, ce diagramme met particulièrement en évidence la relation qui semble exister entre la longueur du chenal majeur et cette pente : plus la longueur du chenal augmente, plus la pente aval diminue. Les mécanismes expliquant cette observation seront discutés dans la section suivante. Enfin, il ne ressort pas de ces diagrammes de tendance significative sur les variations de la longueur de la rivière principale avec sa position géographique (voir section suivante).

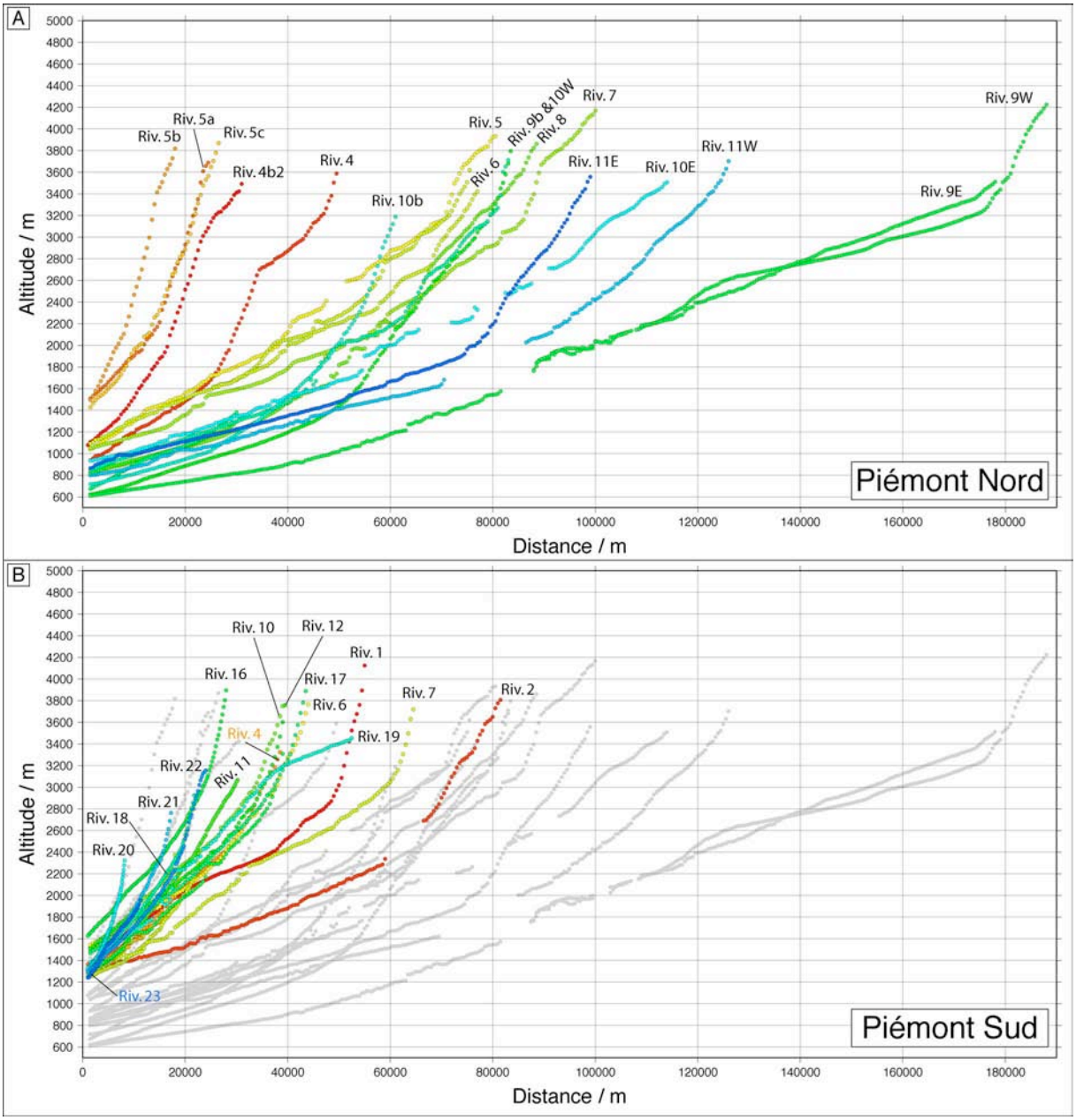


Fig.II. 30 : Synthèse des profils « déroulés » des rivières du piémont nord (A) et sud (B) du Tian Shan. *Les couleurs les plus chaudes (rouges) aux plus froides (bleues) correspondent aux rivières d'ouest en est. Sur le diagramme des rivières du piémont sud, j'ai indiqué en grisé les rivières du piémont nord afin de faciliter la comparaison des profils.*

(3) Autres paramètres morphométriques

L'évolution selon une direction est-ouest des principaux paramètres morphométriques du tableau II.1&2 sont représentés sur la figure II.31. Il s'agit de l'aire du bassin versant, de l'aire du cône alluvial, de la longueur du drain majeur, du relief ratio (ie., la pente moyenne du bassin versant), la pente du cône alluvial, l'intégrale hypsométrique et le relief local moyen pris à une distance de 2000 m. L'analyse de ces différents nuages de points indique que les aires de bassins versants et les aires de cônes alluviaux ne semblent pas varier d'est en ouest dans les deux piémonts. En revanche, des tendances se dessinent pour la longueur du drain, le relief ratio et la pente des cônes. Elles sont exactement inversées dans le piémont nord et dans le piémont sud.

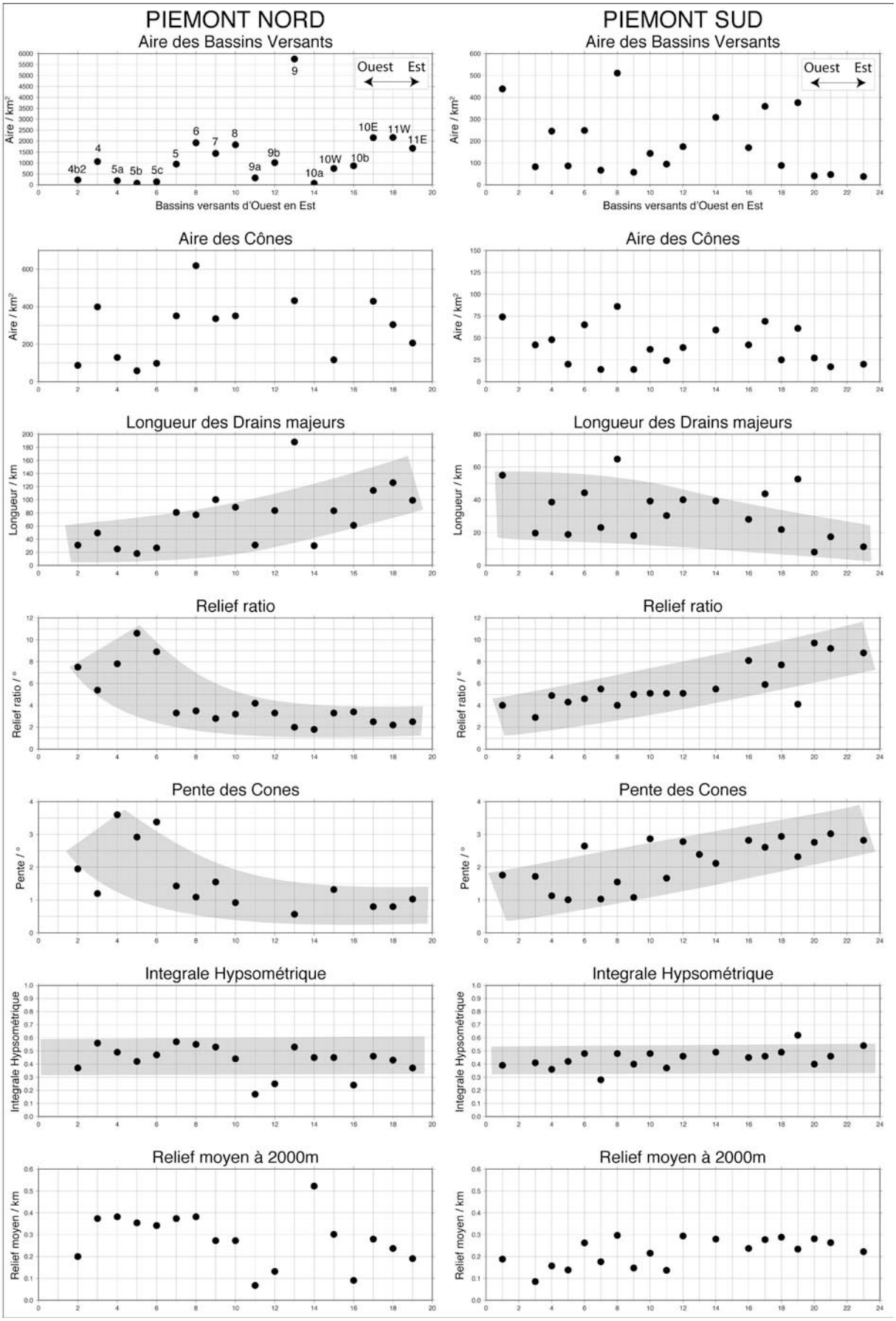


Fig.II. 31 : Evolution « géographique » des principaux paramètres morphométriques des bassins versants et cônes alluviaux des piémonts nord et sud du Tian Shan *(voir le texte pour des commentaires).*

Dans le piémont nord, la longueur des rivières augmente vers l'est tandis que le relief ratio et la pente des cônes augmentent vers l'ouest. Dans le piémont sud, c'est l'inverse : la longueur des rivières augmente vers l'ouest tandis que le relief ratio et la pente des cônes augmentent vers l'est. Si ce signal est présent mais faiblement marqué pour la longueur des rivières, la tendance est très franche pour le relief ratio et la pente des cônes. Le fait que ces deux paramètres soient des grandeurs adimensionnelles est intéressant car ils représentent des paramètres indépendants de l'échelle des objets considérés et permettent de comparer directement les deux piémonts. Nous verrons par la suite comment expliquer ces tendances grâce à des corrélations croisées des différents paramètres (on voit d'ores et déjà que le relief ratio et la pente du cône semblent très fortement corrélés).

Par ailleurs, on constate que l'intégrale hypsométrique ainsi que le relief local calculé à une distance de 2000m ne varient pas significativement d'est en ouest. Les intégrales hypsométriques fluctuent autour d'une valeur proche de 0.5 dans le piémont nord et 0.4 dans le piémont sud. Selon les classifications habituelles des intégrales hypsométriques (Strahler, 1957 rappelé dans Delcaillau, 2004, p. 115), pareilles valeurs indiquent des bassins versants actifs et en cours de surrection (notamment si l'intégrale hypsométrique est supérieure à 0.5). Par ailleurs, la dispersion des données d'hypsométrie est beaucoup plus large pour le piémont nord que pour le piémont sud. Cela tend à indiquer des bassins versants plus homogènes (notamment en termes de dimensions et de relief) dans le piémont sud que dans le piémont nord.

Enfin, le paramètre « relief local » ne semble pas indiquer de variation marquée d'un bassin versant à l'autre. Peut-être cela indique-t-il qu'il n'y a pas de variation significative des taux de surrection latéralement. Ou bien l'outil est-il ici mal adapté à la grande diversité des bassins versants (tant en taille qu'en physionomie). La comparaison de bassins versants drainant des domaines de la chaîne parfois très différents (uniquement le piémont, ou uniquement des reliefs de haute chaîne, ou les deux) induit peut-être un biais dans l'utilisation de l'outil.

d) Analyse croisée des paramètres morphométriques

Dans cette section, je mets en relation les différents paramètres morphométriques des bassins versants et des cônes alluviaux afin de mettre en évidence des relations de proportionnalité entre les données. Je présente ici uniquement les relations qui « fonctionnent » pour au moins un des piémonts. Les relations non représentées n'ont pas été jugées significatives ou bien sont logiquement déduites des autres relations présentées.

(1) Relation entre la longueur du drain majeur et l'aire du bassin versant : la loi de Hack.

Dans le piémont sud, la relation de Hack entre la longueur du drain majeur et l'aire du bassin versant peut être décrite statistiquement autant par une fonction linéaire que par une loi de puissance (fig.II.32). La différence entre les deux corrélations est minime de sorte qu'il paraît inutile d'envisager une relation (plus complexe) de type puissance alors qu'une simple relation de proportionnalité semble convenir (Poisson, 2002). La pente de la régression indique que la longueur de la rivière est égale au dixième de l'aire du bassin versant (coefficient de proportionnalité égale à 0.1).

Dans le piémont nord, cette relation de Hack est également linéaire et positive avec un coefficient de proportionnalité de l'ordre de 0.03 (fig.II.32).

La différence de pente de la régression entre les deux piémonts signifie qu'à longueur équivalente, les aires des bassins versants du piémont nord sont plus grandes que dans le sud (les bassins versants sont plus « évasés » dans le nord). Pour s'en convaincre, on pourrait

éventuellement mesurer le rapport de forme des bassins versants (voir Hurtrez, 1999, pour une description de l'outil).

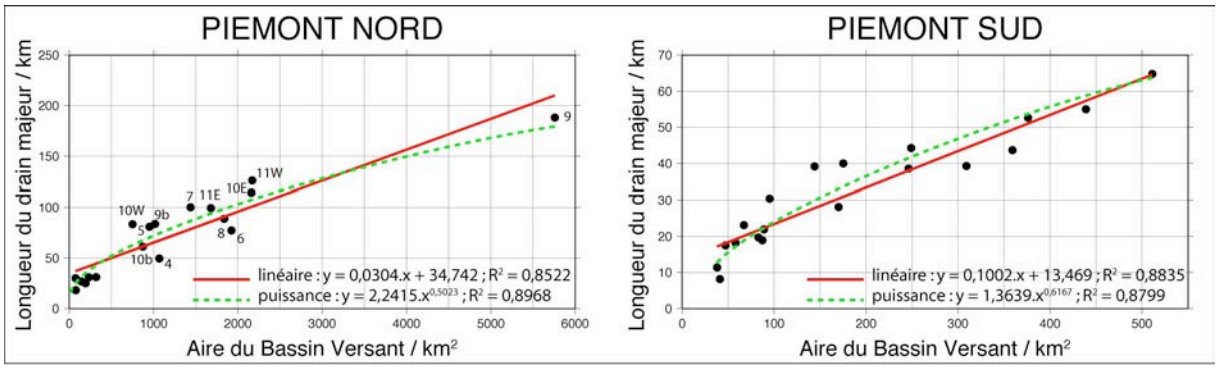


Fig.II. 32 : Loi de Hack : relation entre la longueur du drain principal et l'aire du bassin versant.

(2) Relation entre l'aire du cône et l'aire du bassin versant

La relation entre l'aire d'un cône alluvial et l'aire de son bassin versant est généralement considérée comme une loi de puissance (voir paragraphe dédié à cette relation au chapitre I). Toutefois, Poisson (2002) a montré que cette relation était linéaire pour le piémont nord du Tian Shan et différente entre l'est et l'ouest.

Dans le piémont sud, je retrouve bien cette relation linéaire positive sur l'ensemble des données (bonne corrélation : $R^2 = 0.90$; fig.II.33). Dans le piémont nord, on retrouve la même dichotomie des données que Poisson (2002) avait mise en évidence ; et cela malgré des modifications des limites de certains bassins versants (fig.II.33). On observe une relation linéaire extrêmement robuste pour les 7 cônes alluviaux de la partie ouest du piémont ($R^2 = 0.99$). En revanche, dans la partie est, la corrélation observée durant ce travail n'est pas aussi linéaire que celle constatée par Poisson (2002). Ici, une relation de type puissance semble davantage convenir bien que la corrélation soit assez peu robuste ($R^2 = 0.61$) car les données sont assez dispersées.

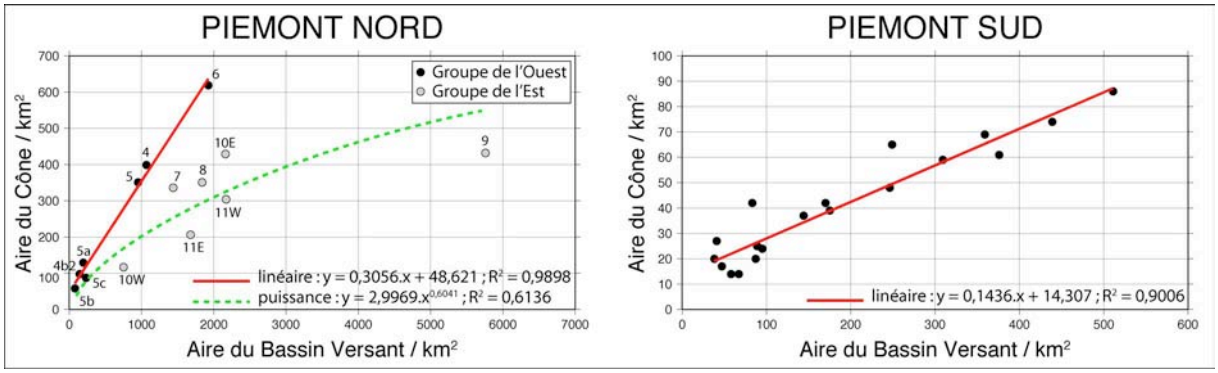


Fig.II. 33 : Relation entre l'aire des cônes alluviaux et l'aire des bassins versants.

Si l'on compare la morphologie des deux jeux de données dans le piémont nord et sud pour lesquels on dénote une très bonne corrélation linéaire, on constate qu'il s'agit de portions de piémonts très similaires. Le front de déformation est dans les deux cas très simple avec un chevauchement unique permettant le soulèvement d'un massif topographique par rapport à une plaine de dépôt paisible. En particulier, il n'y a aucune structure topographique (tel qu'un pli en propagation par exemple) pour perturber la mise en place des cônes alluviaux. Ceux-ci ont donc toute la liberté pour se mettre en place et croître en fonction des apports sédimentaires fournis

par les bassins versants. La perturbation de la plaine de dépôt pourrait être l'explication de la dichotomie ouest-est observée dans le piémont nord. En effet, les cônes des rivières Anjihai (7), Jingou (8), Manas (9), Taxi (10W) et Hutubi (10E) sont directement affectés par les reliefs des plis du piémont. Ils sont obligés de les contourner ou sont bloqués dans leur progression par la barrière qu'ils représentent. Leur aire planimétrique n'est donc pas directement révélatrice des apports des bassins versants mais est au contraire biaisée par les reliefs des plis. En conséquence, je ne pense pas que les données des cônes de l'est soit directement exploitables en l'état. Il n'est par conséquent pas nécessaire, à mon sens, d'invoquer un asynchronisme des cônes ou bien une cause climatique à cette dichotomie est-ouest (comme suggéré par Poisson, 2002). En outre, on remarquera que la taille des cônes ne semble guère influencer la linéarité observée. Un bassin versant tel que celui de la Kuytun (n°6, piémont nord) possède en effet une aire atteignant les 2000 km^2 tout en restant parfaitement dans la tendance linéaire.

Si l'on s'intéresse à présent à la pente de la régression linéaire des deux piémonts, on observe que la pente du piémont nord est plus de deux fois supérieure à celle du piémont sud (0.305 contre 0.144). Cette pente traduit en quelque sorte un taux d'exportation de matériel sédimentaire du bassin versant vers les cônes (des km^2 de cônes déposés par km^2 de bassin versant exposé à l'érosion). Pour une aire de bassin versant équivalente, le piémont nord sédimente une plus grande surface de matériel que le piémont sud. Il existe plusieurs mécanismes pouvant expliquer cette différence :

- La lithologie : Une lithologie plus érodable dans le piémont nord pourrait exporter pour une aire de bassin versant donnée, une quantité de matière plus importante.

- Le taux de surrection : Le taux d'exportation plus important dans le piémont nord impliquerait une surrection plus active dans le nord que dans le sud.

- Le taux d'érosion (variation climatique ?). Cela suggère une érosion plus intense dans le nord que dans le sud.

- Le taux de subsidence : Un taux de subsidence élevé dans le bassin d'avant-chaîne piège les sédiments au fur et à mesure qu'ils sont évacués des bassins versants. Cela empêche la progradation des cônes alluviaux vers la plaine de dépôt et diminue donc leur surface d'épandage (Whipple et al., 1996). Les corrélations observées suggèrent alors que le taux de subsidence est plus important dans le sud que dans le nord.

D'après la carte géologique, les lithologies érodées dans la pointe ouest du piémont nord sont des roches volcaniques, volcano-sédimentaires et granitiques. Dans le piémont sud, il s'agit également de roches granitiques et sédimentaires détritiques. On serait donc tenté de dire que la différence de lithologie joue un rôle limité.

Pour ce qui est des taux de surrection, le peu de données disponibles nous limite dans les propositions.

Concernant les taux d'érosion, les précipitations sont environ trois fois plus importantes dans le piémont nord que dans le piémont sud (fig.II.5). On peut imaginer que l'érosion y soit également plus importante et donc en partie à l'origine de la différence observée.

Enfin, les données de subsidence du Tian Shan sont assez rares. A ma connaissance, seuls les travaux de Hendrix et al. (1992) s'intéressent aux taux de subsidence dans les bassins sédimentaires du pourtour du Tian Shan. Leurs travaux, essentiellement focalisés sur le Mésozoïque, donnent cependant quelques informations sur la subsidence mésozoïque. En particulier, la figure 14 de leur étude indique un taux de subsidence totale sur le Néogène

supérieur dans le nord du bassin du Tarim que dans le sud du bassin du Junggar. Ces données sont en accord avec nos observations et pourraient donc expliquer une autre partie de la différence morphométrique observée.

Remarque :

Les portions ouest du piémont nord et est du piémont sud possèdent les mêmes valeurs de relief ratio (autour de 8-10° ; fig.II.31). Si l'on considère que la pente du prisme d'accrétion (voir chapitre I) dans ces deux portions est assimilable à cette grandeur, cela signifie que les conditions d'accrétion au niveau des deux piémonts sont sensiblement identiques. En d'autres termes, les paramètres mécaniques du prisme (friction interne des roches, friction sur les décollements) sont comparables.

(3) Relation entre le rayon du cône et l'aire du cône

La relation entre le rayon des cônes alluviaux et leur aire est linéaire et positive aussi bien pour le piémont nord que pour le piémont sud (corrélation assez bonne autour de R^2 = 0.76-0.78 ; fig.II.34).

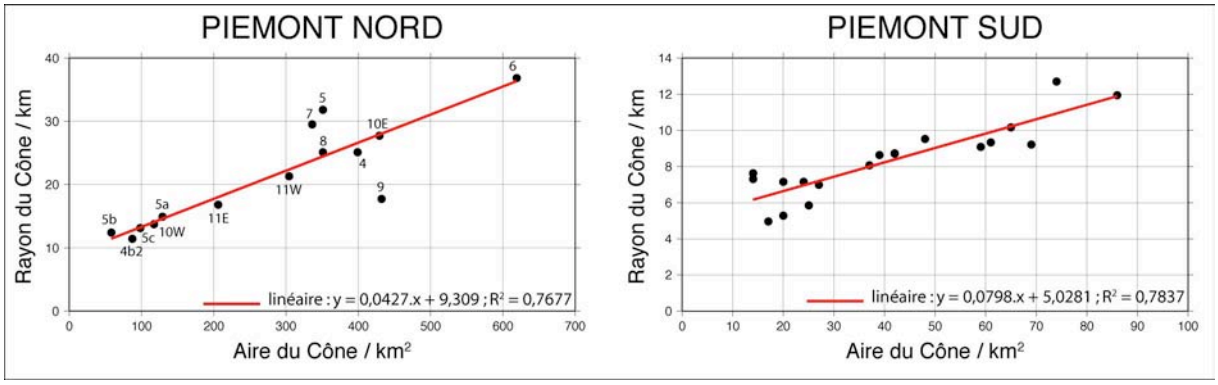


Fig.II. 34 : Relation entre le rayon des cônes alluviaux et leur aire.

Cette proportionnalité est intuitive car il paraît logique que l'aire du cône alluvial augmente lorsque le rayon augmente. Toutefois, en reprenant l'expression de l'aire d'un cône alluvial A_c présentée par B. Poisson (2002 ; p 91) en fonction de son rayon R_c et de son angle d'ouverture α (Eq.II.1) :

$$A_c = \alpha . \frac{R_c^2}{2} \qquad \text{Eq.II. 1}$$

il apparaît que l'aire du cône devrait être linéairement corrélée au carré du rayon et non au rayon même. Si l'on trace ces deux paramètres dans un diagramme spécifique, on observe que c'est effectivement le cas (fig.II.35.A&B). Selon l'équation II.1, la pente de ces régressions représente la moitié de l'angle d'ouverture moyen des cônes, soit environ 37° pour le piémont nord et 48° pour le sud. La relation linéaire observée entre le rayon du cône et son aire serait donc davantage une loi de puissance (racine carrée).

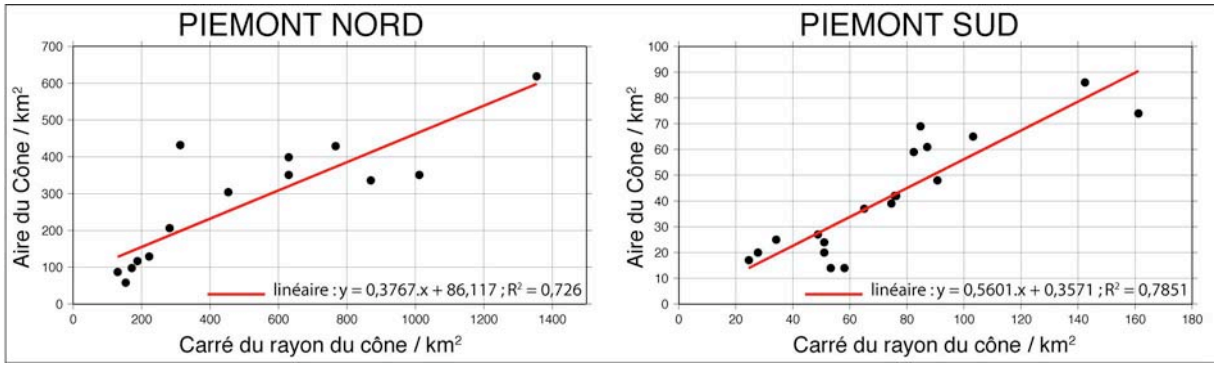


Fig.II. 35 : Relation entre l'aire du cône et le carré de son rayon. *La pente de la régression correspond à la moitié de l'angle d'ouverture moyen des cônes.*

(4) Relation entre la pente du cône et l'aire du bassin versant

La relation entre la pente des cônes alluviaux et l'aire de leur bassin versant est différente, au premier abord entre les piémonts nord et sud (fig.II.36).

Dans le piémont sud, la relation met nettement en évidence deux populations de données. La première possède des pentes de cônes et des aires de bassins versants faibles qui ne semblent pas avoir de relation définie entre elles. La seconde correspond à des cônes ayant des pentes comprises entre 3 et 1.5° pour des aires de bassins versants s'échelonnant de 50 à 500 km^2. La relation entre ces données est alors clairement linéaire et négative (la relation en loi de puissance n'a pas été représentée car non significative : $R^2 = 0.51$). Aux vues des images satellites et cartes géologiques, les cônes alluviaux de la première catégorie correspondent à des petits cônes, souvent de couleur claire, nichés entre des cônes alluviaux plus larges et sombres (fig.II.22). Les premiers sont associés à de petits bassins versants drainant des lithologies appartenant essentiellement au Mésozoïque (roches sédimentaires détritiques de la Zone II de la carte de pentes ; voir fig.II.24). Les second sont associés à de gros bassins versants drainant les hauts reliefs composés de roches paléozoïques et sont associés à de gros cônes alluviaux. La carte géologique indique que ces cônes sont d'âge quaternaire (fig.II.23.A). Les petits cônes clairs sont certainement holocènes. La raison principale expliquant l'écart de la population des cônes clairs vis-à-vis de leurs homologues sombres est leur géométrie influencée par la présence des cônes massifs. En effet, ils subissent plus qu'ils n'imposent la localisation de la sédimentation. Etant « coincés » entre des objets massifs, ils sont contraints d'aller déposer leur charge plus en aval que s'il n'y avait eu aucun cône massif. De fait, pour une taille de bassin versant équivalente, ces cônes possèdent des pentes plus faibles que ceux de l'autre classe (comparer les données des bassins versants 9, 7, 20, 21, 23 ; fig.II.36). A mon avis, ils ne doivent donc pas être considérés.

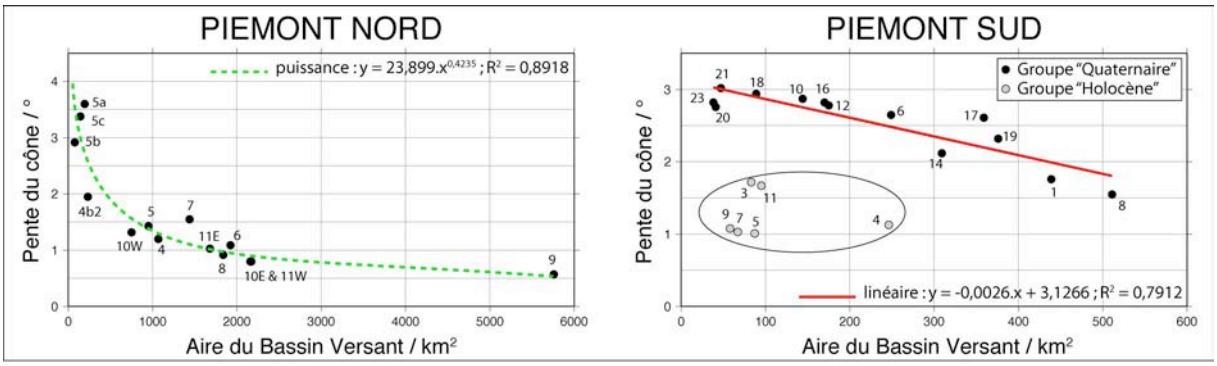


Fig.II. 36 : Relation entre la pente du cône alluvial et l'aire du bassin versant.

Dans le piémont nord, la situation est légèrement différente car les données couvrent une gamme de dimensions de bassins versants beaucoup plus vaste. Les plus petits bassins versants font quelques centaines de km^2 tandis que les plus grands sont 10 fois plus vastes (voir en particulier le cas de la Manas : 9). Les pentes des cônes sont en revanche du même ordre de grandeur (quelques degrés) quoique atteignant des valeurs inférieures à 1°. Dans ces conditions, la corrélation de la pente du cône en fonction de l'aire du bassin versant est une relation en loi de puissance. La corrélation est assez bonne ($R^2 = 0,89$) et indique que la tendance est relativement robuste : lorsque l'aire du bassin versant augmente, la pente du cône alluvial diminue (environ au carré). Au début, elle diminue fortement puis tend vers une valeur asymptote que l'on pourrait imaginer autour de quelques dixièmes de degrés. On notera qu'aucune division du jeu de données n'est invoquée (l'ensemble des bassins versants réagit uniformément).

Cette observation est tout à fait cohérente avec l'état de l'art sur les cônes alluviaux rappelé dans le chapitre I. Les variations de pentes observées s'expliquent par la nature des processus d'érosion/transport/sédimentation à l'origine des cônes. Dans le cas de grands bassins versants, les processus fluviatiles continus dominent le transport et permettent un bon granoclassement et une redistribution plus diffuse des sédiments. A l'inverse, dans le cas de petits bassins versants, les processus épisodiques de type coulée de débris transportent plus difficilement la matière dans les bassins versants et la plaine de dépôt. De plus, ces bassins versants restent la plupart du temps quasiment à sec et exportent leur charge lors d'évènements catastrophiques.

Finalement, on peut proposer que les deux courbes issues de chacun des piémonts du Tian Shan indiquent en réalité un même phénomène de morphologie sédimentaire. La différence de corrélation s'explique par le fait que le piémont sud n'échantillonne qu'une partie de la courbe du piémont nord. Les aires de bassins versants du sud correspondraient ainsi à la portion fortement pentue de la courbe du nord.

Remarque : Ce type de corrélation entre la pente du cône et l'aire du bassin versant est transposable à la relation entre la pente du cône et l'aire du cône. La relation linéaire entre l'aire du cône et l'aire du bassin versant explique alors cette équivalence.

(5) Relation entre la pente aval du drain et sa longueur totale

La relation entre la pente du segment aval du drain majeur et sa longueur totale ressemble pour beaucoup à la relation relevée dans la section précédente (fig.II.37). On observe une dichotomie des données du piémont sud selon les deux mêmes populations et une corrélation linéaire relativement bonne entre les données du second groupe (coefficient de corrélation $R^2 = 0.84$).

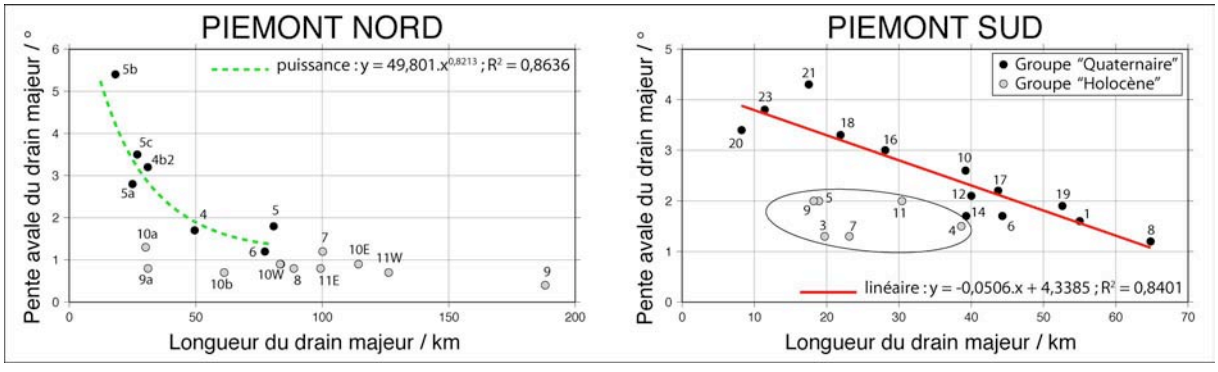


Fig.II. 37 : Relation entre la pente du drain majeur et sa longueur totale.

Dans le piémont nord, la dichotomie ouest-est effacée dans la précédente étude resurgit dans ce diagramme. Les bassins versants de l'ouest décrivent une relation en loi de puissance décroissante tandis que le groupe de l'est forme un ensemble conservant une pente relativement constante quelle que soit la longueur du chenal majeur (autour de 1°). Cette observation tend à dire que les rivières du groupe de l'est sont guidées par les mêmes processus d'érosion-transport et qu'ils sont différents du groupe de l'ouest. Comme nous pouvons le voir sur la carte topographique de la figure II.15, les rivières de l'est s'écoulent au travers des plis avant d'atteindre la plaine de dépôt du Junggar. Au contraire, les rivières de l'ouest passent directement des fortes pentes de la haute chaîne à la plaine de dépôt. On peut alors suggérer que la différence de comportement des deux rivières s'explique par la nature même de la rivière. Dans le groupe de l'est, les observations de terrain indiquent que ces rivières sont principalement alluviales après avoir franchi le chevauchement du socle carbonifère sur les séries mésozoïques. La charge sédimentaire à transporter est très importante et ces rivières semblent alors pouvoir être qualifiées de « limitées par le transport ». Au contraire, les rivières de l'ouest pourraient certainement être considérées comme « à substratum rocheux » (bien que je n'ai pas eu l'occasion de le vérifier sur le terrain). Dans ce cas, le diagramme de la figure.II.37.A montre les effets de seuils sur la dynamique des deux rivières. Il s'agit pour les rivières de l'est d'un seuil de transport des sédiments. Ce seuil serait indépendant de la longueur de la rivière (et de la taille du bassin versant) car la pente du segment aval de la rivière est sensiblement constant quelque soit sa longueur. On imagine ici que ce seuil est plutôt dépendant de la charge des rivières délivrées lors des écoulements majeurs. Pour les rivières de l'ouest, ce seuil serait davantage un seuil d'incision fonction des dimensions de la rivière et du bassin versant (voir modèle de puissance du courant ; chapitre I).

L'explication des deux populations dans le piémont sud est plus délicate (d'autant que je n'ai pas eu l'occasion d'observer ces rivières sur le terrain). Les rivières 1 à 14 s'écoulent dans la zone II du piémont où les lithologies sont très comparables aux séries mésozoïques du piémont nord (fig.II.23). On pourrait alors s'attendre à ce qu'elles soient à dominante « alluviale » et donc guidées par un seuil de transport. Or certaines de ces rivières se retrouvent dans la tendance linéaire dictée par les rivières (supposées à substratum rocheux) de l'est (par exemple les rivières 16 à 23). Une solution pour réconcilier cette apparente contradiction serait de proposer que la zone aval des rivières 1 à 14 soit particulièrement active d'un point de vue tectonique (cela revient donc à considérer que la terminaison périclinale du pli de Kelasu soit toujours active). De cette façon, la surrection du lit rocheux maintient la présence d'une rivière de type « substratum rocheux » et donc une forte pente d'écoulement.

(6) Relation entre la pente aval du drain et le relief ratio

La relation entre la pente aval du drain majeur et le relief ratio du bassin versant (ie, la pente moyenne ; définition au chapitre I) est linéaire positive pour les deux piémonts (fig.II.38). Plus le relief ratio est important, plus la pente aval du drain majeur est importante. Cette observation est également cohérente avec la dichotomie rivière alluviale / rivière à substratum rocheux. Pour de fort relief ratio (forte pente moyenne du bassin versant), le potentiel gravitaire des écoulements fluviatiles est important. Les rivières ont plus d'énergie que nécessaire pour transporter leur charge : elles sont de type « substratum rocheux ». Au contraire, pour de faibles relief ratio (faible pente moyenne du bassin versant), la partie aval de la rivière ne peut transporter toute la charge sédimentaire dans son lit : elle est limitée par le transport et donc de type « alluviale ».

Les pentes des régressions linéaires sont sensiblement identiques entre le nord (0.47) et le sud (0.42). Cela tend à suggérer que les pentes des rivières réagissent de la même façon entre le piémont nord et le piémont sud. Il s'agit d'un résultat attendu étant donné que les lithologies sont

sensiblement identiques dans les deux piémonts et que les processus d'érosion-transport sont de même nature (dominés par les écoulements chenalisés).

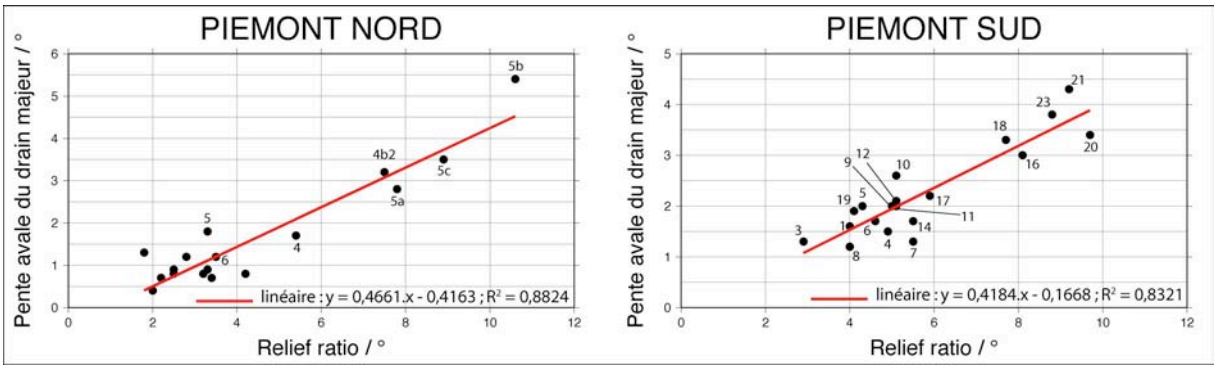


Fig.II. 38 : Relation entre la pente aval du drain majeur et le relief ratio.

4. Discussion

La comparaison morphologique des piémonts nord et sud du Tian Shan montre de nombreux points de similitude qui concernent en particulier :

- <u>Les pentes du piémont :</u>

  Dans les deux piémonts, nous avons distingué trois domaines morphologiques au niveau des bassins versants (voir fig.II.20&24). La zone II (pente moyenne) présente dans les deux piémonts une géométrie biseautée (en carte). Celle-ci pointe vers l'ouest dans le piémont nord et vers l'est dans le piémont sud.

- <u>La ligne de partage des eaux principales :</u>

  Dans les deux piémonts, la ligne principale de partage des eaux se trouve à une distance qui évolue par rapport au front de déformation (fig.II.27). Dans le piémont nord, cette distance diminue vers l'ouest tandis qu'elle diminue vers l'est dans le piémont sud. Cette observation est également valable pour les dimensions des rivières ou des bassins versants.

Ces observations, couplées à l'analyse des données géologiques, suggèrent que les deux piémonts ont accommodé une quantité de raccourcissement variable latéralement. Pour le piémont nord, le raccourcissement total serait plus important à l'est. Dans le piémont sud, ce serait l'inverse. La quantité de raccourcissement serait alors plus importante à l'ouest et diminuerai vers l'est.

Afin de réunir ces observations et suggestions, on peut proposer le modèle suivant :

Dans le piémont nord, lorsque la chaîne commence à se réactiver et à propager la déformation vers le bassin du Junggar, celle-ci débute dans la portion est. Puis, progressivement, la propagation de la déformation gagne le centre puis l'ouest. Au cours de cette propagation de la déformation et de l'augmentation progressive de la largeur du piémont, les bassins versants agrandissent leur surface de drainage. Ils grandissent d'une part vers l'aval grâce à la propagation de la déformation vers l'avant-pays et éventuellement vers l'amont si la ligne de partage des eaux peut reculer par érosion régressive (ce qui ne semble pas être spécialement le cas aujourd'hui mais qui le fut très certainement par le passé). De cette façon, on pourrait expliquer les dimensions des bassins versants plus importantes à l'est qu'à l'ouest. En outre, ils seraient également plus vieux à l'est qu'à l'ouest. Cette différence de la quantité totale de

raccourcissement entre l'est et l'ouest suggère un gradient de champ de déplacement horizontal entre ces deux directions. A l'échelle du piémont, le taux de raccourcissement serait plus important à l'est qu'à l'ouest.

Dans le piémont sud, les observations géologiques et morphologiques détaillées ci-dessus suggèrent que l'on peut proposer le même schéma pour ce piémont. La déformation se propage vers le bassin d'avant-pays du Tarim et vers le SE.

A l'échelle de la chaîne, ces champs de raccourcissement opposés sont complémentaires et permettent d'accommoder une quantité totale de raccourcissement sensiblement homogène sur l'ensemble de la portion orientale du Tian Shan. Toutefois il convient de faire remarquer que l'augmentation d'est en ouest du taux de raccourcissement imposée sur la chaîne et liée à la localisation du pôle de rotation n'est pas considérée ici. On peut cependant supposer que cet effet soit mineur à l'échelle des 300 km de piémont qui nous intéresse.

De plus, ce modèle suppose que la déformation dans les domaines internes de la chaîne (et notamment la fermeture des bassins intra-chaînes comme Bayanbulak) soit mineure comparée à la déformation des piémonts. Cela semble raisonnable au vu de l'état de déformation finie dans chacun des piémonts et des bassins intra-chaînes.

C. Problématique de terrain

Cette présentation des piémonts nord et sud du Tian Shan met en lumière les interactions entre les processus tectoniques et les processus de surface qui s'y déroulent. Ces deux piémonts sont à l'interface entre les processus de déformation crustale (surrection, propagation de la déformation, élargissement de la chaîne), les processus de surface (érosion des reliefs, incision et transport des rivières, dépôts des sédiments dans les bassins) et les variations du climat.

Nous avons montré dans l'étude morphométrique que **les paysages** de ces piémonts **enregistrent dans la dimension de leurs bassins versants, de leurs cônes alluviaux et de leurs rivières des informations géologiques** qu'il n'est pas simple de déchiffrer de façon non équivoque. Qui plus est, la confrontation de ces différentes variables morphométriques fait ressortir des tendances et des corrélations difficile à justifier. Les mécanismes de contrôle invoqués sont nombreux (variations des taux de surrection, des taux d'érosion, des taux de subsidence, etc) et difficiles à discriminer tant leurs évolutions ne sont pas toujours bien contraintes.

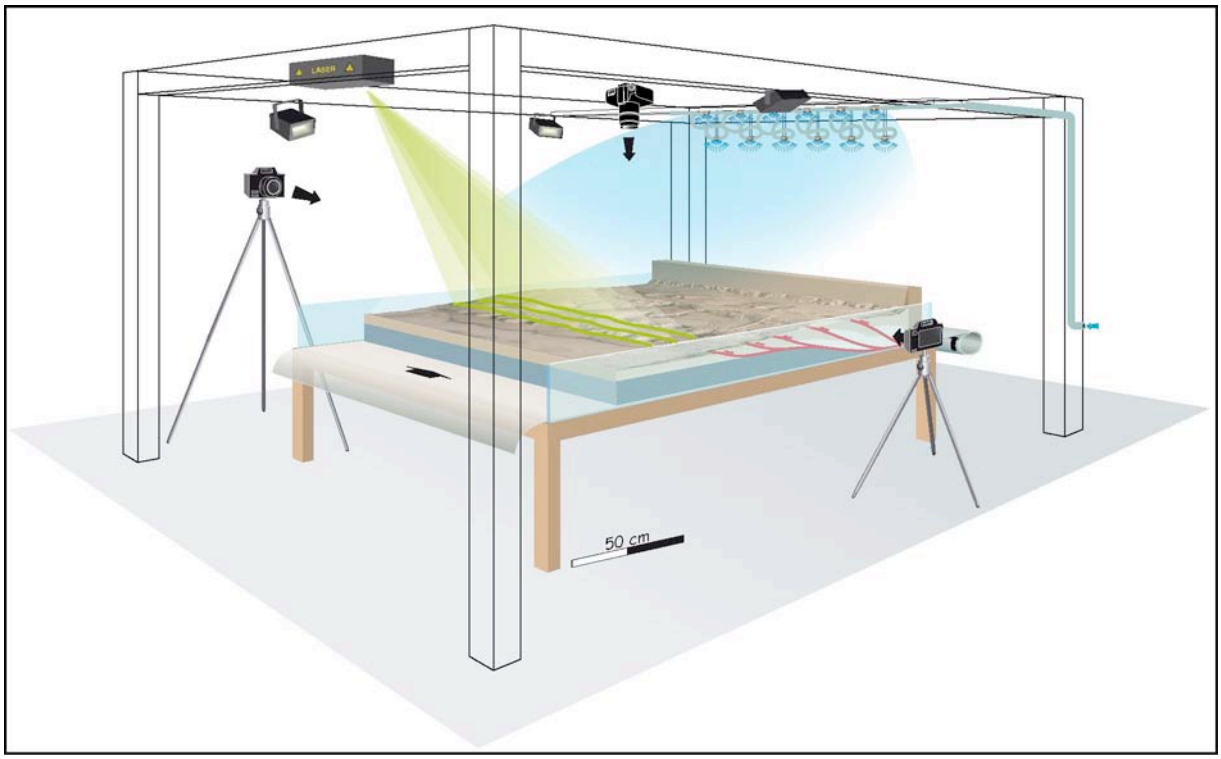
D'un point de vue simplement morphologique, un problème majeur de ces relations morphométriques tient dans l'évolution permanente des objets considérés (cônes, bassins versants). Si l'on arrive à mesurer des relations morphométriques actuelles, on ignore tout de leur évolution passée. **Les relations en loi de puissance ou linéaires sont-elles préservées au cours du temps ou bien changent-elles en fonction de la maturité des objets ? Et si oui (sûrement…), comment évoluent-elles ? En quoi ces relations peuvent-elles donner des informations sur des grandeurs géologiques fondamentales telles que les taux de surrection, les taux de raccourcissement, les taux d'érosion, etc. ?**

Face à ces questions, j'ai décidé de développer une méthodologie basée sur la modélisation expérimentale des processus de déformation et d'érosion-transport-sédimentation au niveau d'un piémont de chaîne. Par cette technique, j'espère accéder à l'évolution dynamique de ces objets et observer en particulier comment les marqueurs morphotectoniques qui s'y forment, évoluent et enregistrent la déformation.

Dans les deux prochains chapitres, je présente la technique développée durant ce travail. Je débute par la description de l'appareillage expérimental mis en œuvre et poursuis avec la mise au point d'un matériau expérimental spécifique.

Chapitre III

Dispositifs Expérimentaux



III. DISPOSITIFS EXPERIMENTAUX 157

A. SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE 157
1. Modélisation des processus tectoniques (sans érosion – sédimentation) 157
a) Historique des premiers dispositifs expérimentaux 157
b) Dispositifs récents 158
2. Modélisation des processus morphologiques (sans tectonique) 172
a) Dispositifs de type « canal » (flume experiments) 174
b) Dispositifs de type « boîte à érosion » (erosion box) 180
3. Modélisation des interactions Tectonique-Erosion-Sédimentation 190
a) Les processus de surface en modélisation tectonique 190
b) Les processus tectoniques en géomorphologie expérimentale 196
4. Quantification et analyse des expériences 212
a) Mesures topographiques 212
b) Mesures cinématiques 212
B. APPAREILLAGES ET TECHNIQUES DEVELOPPES POUR CETTE ETUDE 215
1. Objectifs 215
2. Table de déformation 216
3. Système d'érosion 218
4. Acquisition de données 218
a) Données morphologiques (Photographie numérique) 218
b) Mesures topographiques (Interférométrie laser) 220
c) Données cinématiques (Corrélation d'images) 226
d) Coupes au stade final 233
C. CONCLUSION 234

L'analyse et l'interprétation des mesures de terrain passent souvent par le développement d'un modèle. Il en existe plusieurs types (des modèles conceptuels, mécaniques, cinématiques, etc.) mais tous ont pour objectif de rendre compte du maximum d'observations et de mesures recueillies sur 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 (ce que l'on appelle « le premier ordre ») doivent être prises en compte de manière privilégiée. Les grandeurs « accessoires » (« le second ordre ») peuvent être généralement mises de côté. 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 « expérimentales », « analogiques » ou « physiques »). Dans ce chapitre, je m'intéresse à la deuxième catégorie : **les modèles analogiques**.

Le présent chapitre est divisé en deux parties. La première consiste en une synthèse bibliographique des dispositifs expérimentaux étudiant la formation et l'évolution des reliefs. J'y distingue dans un premier temps les dispositifs destinés à étudier l'aspect tectonique de la dynamique des reliefs puis dans un second temps ceux qui se focalisent sur l'évolution de la morphologie. Pour chacune de ces sous parties, la modélisation des interactions entre la tectonique et les processus de surface est mise de côté et spécifiquement traitée dans le sous-chapitre suivant. Un dernier sous-chapitre résume les procédures de mesure mises en œuvre afin d'analyser ces expériences. Dans cette section, je rapporte les principaux résultats obtenus sur chacun de ces dispositifs et leurs contributions dans la compréhension de la dynamique des reliefs. **Cette synthèse sera ultérieurement valorisée dans un article de revue.**

La seconde partie détaille le dispositif qui a été spécialement développé durant mon travail de thèse. Le principe de fonctionnement repose sur une « fusion » des deux dispositifs décrits précédemment. Les procédures de mesure des expériences sont également exposées. Une première méthode permet de mesurer la topographie des modèles (MNT obtenus par interférométrie laser) tandis qu'une seconde mesure la cinématique des failles en surface (champ de déplacement horizontal obtenu par corrélation d'images).

III. DISPOSITIFS EXPERIMENTAUX

A. *Synthèse bibliographique*

1. Modélisation des processus tectoniques (sans érosion – sédimentation)

a) Historique des premiers dispositifs expérimentaux

Avant propos : Les informations reportées dans ce paragraphe historique reprennent et résument les archives mises en ligne par le site internet Géomanips du CNRS (www.cnrs.fr/cw/dossiers/dosgeol/accueil.html), la synthèse rédigée par W.P. Schellart (2002) et l'ouvrage complet de Deparis et Legros (2000).

L'écossais James Hall est l'un des premiers géologues à développer au début du XIX^{ème} siècle une méthodologie expérimentale permettant d'étudier les processus tectoniques. Intrigué par les plis qu'il observe sur les côtes est de l'Ecosse, il invente en 1815 deux dispositifs ingénieux permettant d'étudier leur formation. Le premier est composé d'une épaisse série de fragments d'étoffes confinés verticalement et comprimés horizontalement grâce à deux planches de bois (fig.III.1.A).

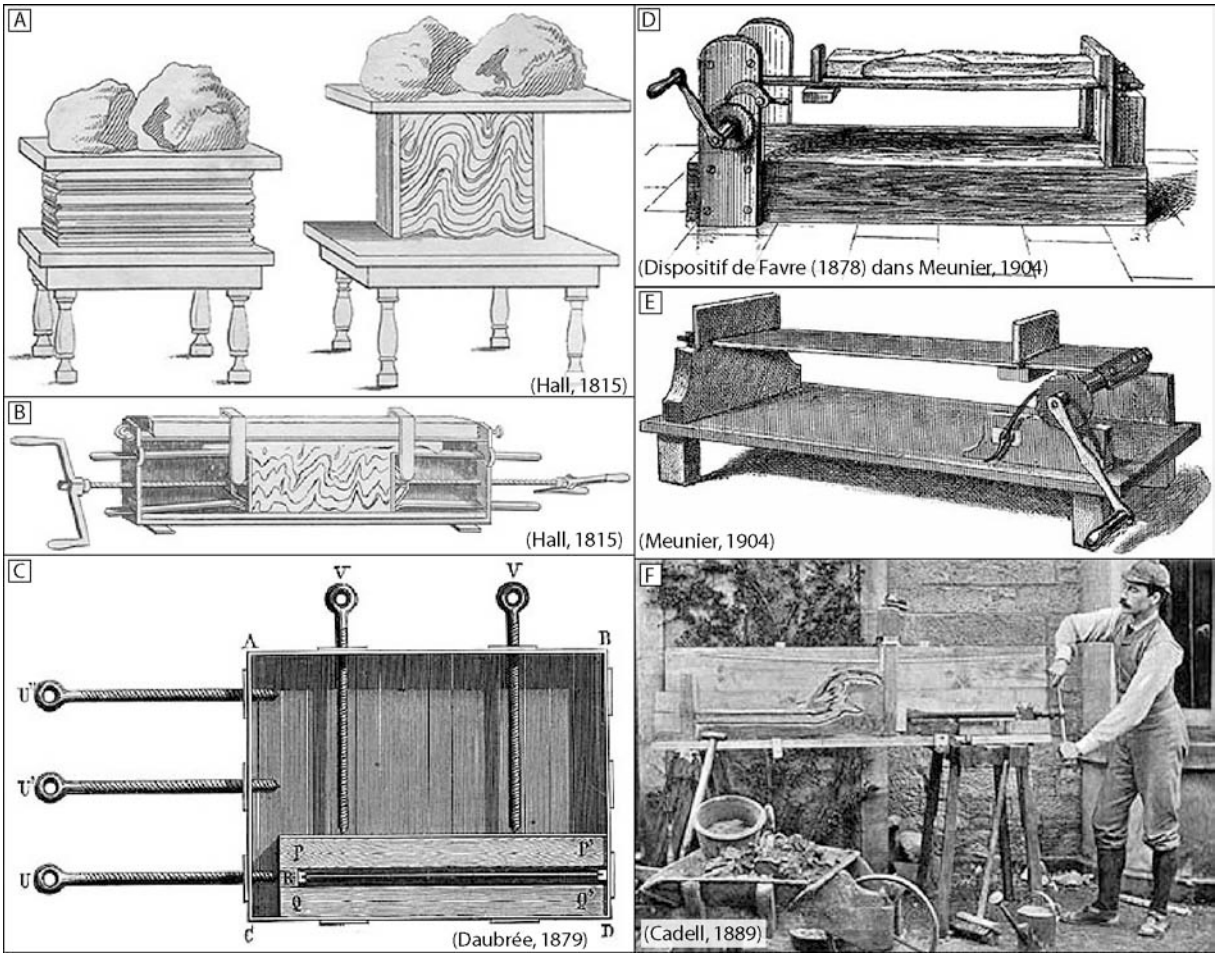


Fig.III. 1 : Dispositifs expérimentaux historiques dédiés à l'étude des processus tectoniques *A) Première expérience de Hall (1815) modélisant la formation de plis. Des morceaux de tissus sont superposés, surmontés d'un poids et comprimés entre deux panneaux de bois. Le raccourcissement des fragments d'étoffe crée des plis. B)*

Dispositif du même auteur mais mécanisé. La formation des plis est exécutée cette fois-ci par le serrage d'un piston comprimant des lits argileux. C) Dispositif de Daubrée (1879) permettant de former des plis soumis à une pression de confinement. D&E) Dispositif de Favre (1878) et Meunier (1904). Dans ces deux dispositifs, le mécanisme de compression est similaire : un film basal en caoutchouc est étiré à l'aide d'une manivelle puis recouvert de couches argileuses. En détendant progressivement le film, les argiles sont soumises à une compression horizontale qui génère des plis. F) Dispositif de Cadell (1889) pour l'étude de la fracturation des roches. La compression est appliquée grâce au déplacement d'une buttée verticale. (Source des illustrations : site internet Géomanip du CNRS : www.cnrs.fr/cw/dossiers/dosgeol/accueil.html).

Le second est plus sophistiqué car la compression est réalisée au moyen d'un piston et les matériaux déformés sont argileux (fig.III.1.B). Ses résultats sont spectaculaires car il parvient à former pour la première fois des plis analogues à ceux observés dans la nature. Toutefois, ses expériences restent assez peu suivies car il faut attendre la fin du XIX^{ème} siècle pour que de nouveaux géologues réutilisent, modifient et améliorent le dispositif. Ainsi, Lyell (1867), Daubrée (1878a,b, 1879), Favre (1878) puis Meunier (1904) développent plusieurs dispositifs pour étudier les paramètres contrôlant la formation des plis. En particulier, Daubrée s'intéresse à l'influence de la pression de confinement (fig.III.1.C) et Favre puis Meunier modélisent la formation des plis par la contraction d'un lit basal caoutchouteux (fig.III.1.D&E). Cadell (1889) modifie à son tour le protocole afin d'étudier la fracturation des roches. Dans son dispositif, la compression est exercée au moyen d'une presse et les matériaux sont des mélanges à base de plâtre et de sable humide (fig.III.1.F). Ses travaux sont très fructueux car il parvient à former des failles.

A leur suite, de très nombreux géologues du monde entier vont poursuivre l'étude du plissement et de la fracturation (Mead, 1920 ; Kuenen & de Sitter, 1938 ; Nettleton & Elkins, 1947) et étendre les applications vers d'autres thématiques (la tectonique salifère par exemple : Escher & Kuenen, 1929 ; Link, 1930). Parallèlement, une importante contribution est apportée par les travaux de Hubbert (1937, 1951) lorsqu'il pose 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.

b) Dispositifs récents

Par « dispositifs récents », j'entends les dispositifs qui ont été développés à la suite des travaux fondamentaux sur la mécanique et la cinématique des prismes d'accrétion au début des années 1980 (Davis et al., 1983 ; Dahlen, 1984 ; Dahlen et al., 1984). En particulier, ces travaux démontrent la cohérence des résultats expérimentaux avec les modèles de déformation mécanique. Ils fournissent un cadre physique permettant de justifier les résultats expérimentaux et d'expliquer de nombreuses observations de terrain. Ils ont ouvert la voie à de très nombreuses études dédiées à la compréhension de la géométrie et de la cinématique des prismes d'accrétion. Dans la suite, je me focalise sur les dispositifs réalisés en champ gravitaire normal et laisse de côté les travaux réalisés en centrifugeuse (Ramberg, 1967, 1981 ; Dixon, 1974, 1975 ; Guterman, 1980 ; Dixon & Summers, 1985 ; Jackson & Talbot, 1986 ; Mulugeta, 1988b ; Liu & Dixon, 1990, 1991 ; Dixon & Liu, 1992). Ces derniers permettent de moduler la pesanteur expérimentale (jusqu'à 3000 fois la valeur normale) et augmentent de fait les possibilités de choix des rhéologies expérimentales. Ces expériences restent néanmoins contraignantes en raison de la lourdeur du dispositif et des faibles dimensions des modèles.

(1) Description et conditions aux limites

Les dispositifs expérimentaux développés depuis 30 ans s'inspirent naturellement de ceux qui furent établis par les pionniers de la modélisation. Leurs objectifs s'adressent aussi bien à la rhéologie et la mécanique des prismes orogéniques (Cowan & Silling, 1978 ; Davis, 1978 ; Davis et al., 1983 ; fig.III.2.A&B) qu'à leur dynamique (Malavieille, 1984 ; fig.III.2.C).

Les conditions aux limites déployées consistent généralement en une géométrie simple de convergence frontale conduisant un matériau à se déformer contre une butée stationnaire. Le matériau analogue employé est très souvent du sable sec (parfois des argiles). La butée est composée soit par un matériau rigide (métal, PVC ; fig.III.2.B&D) soit par le matériau lui-même (fig.III.2.C.E). Une originalité du modèle développé par Malavieille (1984) tient dans le choix de conditions aux limites cinématiques qui permettent le développement d'un prisme à double vergence. Ces conditions aux limites seront reprises plus tard dans les travaux sur les prismes orogéniques s'appuyant sur des modèles numériques (e.g. Willett et al, 1993 ; Beaumont et al., 2000).

Généralement les dispositifs expérimentaux peuvent être classés en deux catégories selon la manière dont le matériau est déformé. Dans un premier cas, c'est l'enroulement d'un film basal sous la butée fixe qui génère le déplacement (modèle de subduction ; fig.III.2.B&C). Dans un second cas, le matériau est déformé par le déplacement de la butée (modèle d'indentation ; fig.III.2.D&E). Ces deux modèles peuvent être vus comme deux ensembles opposés qui diffèrent par l'origine des forces qui génèrent la déformation et par l'intensité du couplage croûte/manteau lithosphérique (Ellis et al., 1995 ; Ellis, 1996). Ils peuvent se succéder au cours de l'histoire d'une collision continentale si l'on considère que les premières phases de convergence sont gouvernées par le modèle de subduction alors que les stades tardifs sont guidés par l'indentation (Ellis, 1996). Cette différence de conditions aux limites n'a pas une importance majeure sur la déformation du matériau car les champs de vitesse sont très similaires. Si, en absolu, les orientations sont opposées (fig.III.2.F&H), les amplitudes sont en revanche quasiment identiques (fig.III.2.G&I). Cela tient à la définition du référentiel Lagrangien dans le premier cas et Eulérien dans le second. Dans tous les cas, ce champ de vitesse est caractérisé (en coupe) par un point singulier localisé à la pointe de la partie statique. Ce point est appelé « discontinuité de vitesse » (DV). 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. Toutefois, on peut mettre en évidence quelques différences. En surface, les effets de bords sur les parois latérales confinant le matériau (souvent des vitres) génèrent des ruptures de convexité opposée. Il s'agit d'une convexité orientée vers la butée rigide dans le cas du modèle de subduction et orientée vers l'extérieur dans le cas du modèle d'indentation. Cette différence s'explique par l'orientation opposée de l'ellipsoïde des contraintes sur les bordures (Schreurs et al., 2006).

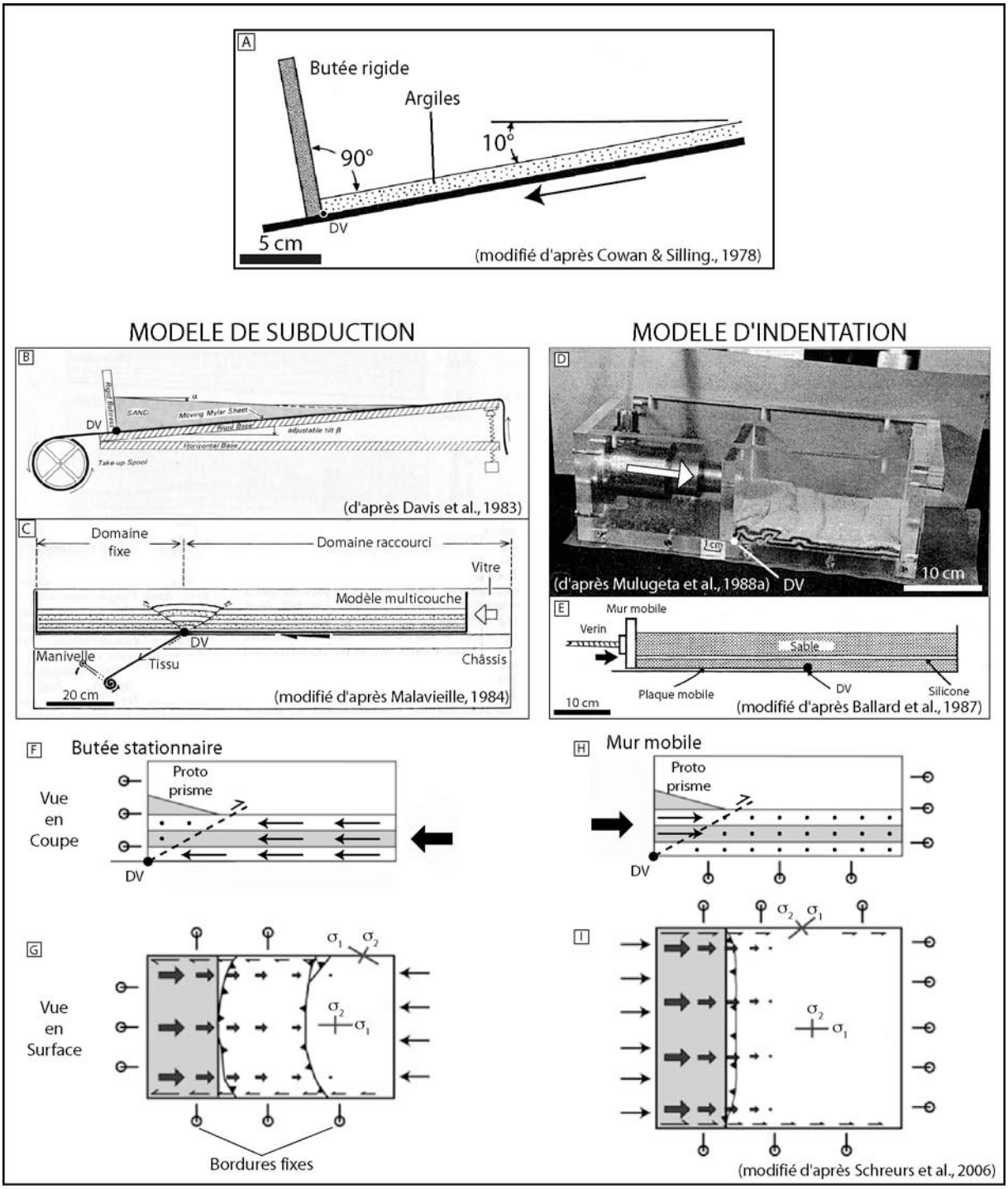


Fig.III. 2 : Dispositifs expérimentaux « récents » d'étude des processus tectoniques et conditions aux limites. *A) Dispositif de Cowan & Silling (1978). B&C) Dispositif de type « subduction » de Davis et al. (1983) et Malavieille (1984). D&E) Dispositif de type « indentation » de Mulugeta (1988a) et Ballard et al., (1987). L'enroulement d'un film basal (B&C) ou le déplacement de la butée rigide (D&E) est à l'origine de cette différence. Ces conditions aux limites font apparaître un point cinématique singulier à la base du compartiment fixe (une discontinuité de vitesse DV) qui contrôle fortement la formation et la propagation des failles (chevauchements et rétrochevauchements). F&H) Champs de vitesses absolues représentés en coupe (Schreurs et al., 2006). G&I) Champs de vitesses relatifs en surface (Schreurs et al., 2006). En coupe, la différence de conditions aux limites n'induit pas de différences significatives sur la géométrie des chevauchements. En plan, les géométries des ruptures de surface présentent une convexité opposée en raison des frictions sur les bordures.*

(2) Paramètres testés

Grâce à ces deux dispositifs, et dans le cadre de la théorie du prisme critique (Davis et al., 1983), l'influence de nombreux paramètres géométriques, cinématiques et rhéologiques sur l'évolution des prismes d'accrétion a pu être testée (fig.III.3). Il s'agit principalement de :

- **La cinématique de la convergence ψ (ie, convergence frontale ou oblique) :**

Malavieille et al., 1992 ; Calassou et al., 1993 ; Lu & Malavieille, 1994 ; Corrado et al., 1998 ; Martinez et al., 2002.

- **La rhéologie des matériaux accrétés : densité ρ, coefficient de friction μ et cohésion C :**

Cobbold & Mourgues, 2001 ; Rossi & Storti, 2003 ; Lohrmann et al., 2003 ; Van Mechelen, 2004 ; Eisenstadt & Sims, 2005.

- **La géométrie (pente ϕ) et la rhéologie (coefficient de friction μ) de la butée :**

Byrne & Hibbard, 1987 ; Byrne et al., 1988 ; Malavieille et al., 1992 ; Byrne et al., 1993, Bonini et al., 1999, 2000 ; Persson, 2001 ; Persson & Sokoutis, 2002 ; Soto et al., 2002, 2006.

- **La géométrie (pente α), la rhéologie (coefficient de friction μ_b) et les aspérités du décollement basal :**

Biagi, 1988 ; Mulugeta, 1988a ; Malavieille et al., 1992 ; Liu et al., 1992 ; Calassou et al., 1993 ; Lallemand et al., 1994 ; Boyer, 1995 ; Mugnier et al., 1997 ; Dominguez et al., 1998, 2000 ; Leturmy et al., 2000 ; Corrado et al., 1998 ; Koyi & Vendeville, 2003 ; Koyi & Maillot, 2007 ; Nilforoushan & Koyi, 2007 ; Nilforoushan et al., 2008).

- **Les pressions de fluides à la base :**

Mourgues & Cobbold, 2006a

- **Les flux entrant (Q_e) et sortant (Q_s) :**

Marshak et al., 1992 ; Marshak & Wilkerson, 1992 ; Liu et al., 1992 ; Malavieille et al., 1992 ; Gustcher et al., 1996, 1998 ; Storti et al., 2001.

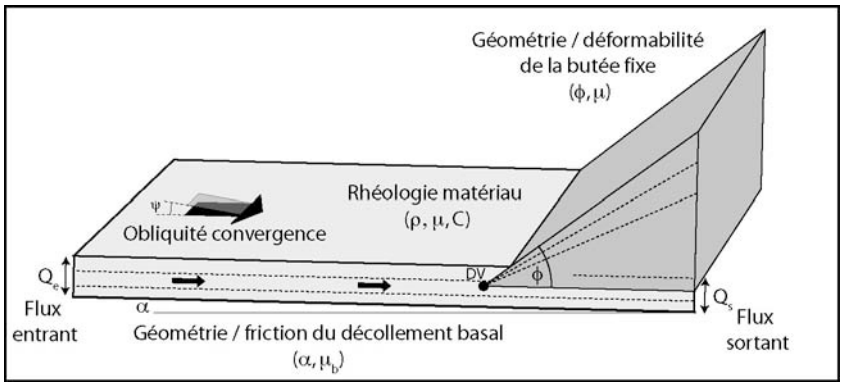


Fig.III. 3 : Paramètres testés dans les modèles expérimentaux. *Différentes conditions aux limites peuvent être testées. Elles concernent aussi bien la géométrie du dispositif, que la rhéologie des matériaux, la cinématique de la convergence ou les processus de surface.* ψ *: angle de convergence ;* ρ, μ, *et C: densité, coefficient de friction interne et cohésion du matériau ;* ϕ *et* μ *: angle d'ouverture et coefficient de friction interne de la butée ;* Q_e *et* Q_i *: flux entrant et flux sortant ;* α *et* μ_b *: pente et coefficient de friction du décollement basal.*

(3) Principaux résultats

(a) Chevauchements

L'évolution structurale d'un prisme d'accrétion obéit à des mécanismes de déformation simple. Il s'agit d'un système de chevauchements imbriqués qui se forment à partir de la discontinuité de vitesse. Ces failles se propagent vers l'extérieur non-déformé. Dans le cas où la DV est localisée au milieu du domaine raccourci (prisme bivergent : Malavielle, 1984, Koons, 1990), deux chevauchements antithétiques se forment, et créent un coin en surrection (un « *pop-up* »). Celui qui fait face à la plaque en subduction est appelé **chevauchement** (*forethrust*). L'autre est nommé **rétrochevauchement** (*backthrust*) (fig.III.4.A). Au cours d'une expérience typique, les chevauchements apparaissent **en séquence** vers l'avant-pays non-déformé alors que le rétrochevauchement reste actif plus longtemps (Malavielle, 1984). Le versant du prisme faisant face au flux de matériau est appelé « pro-wedge » : sa pente de surface est la pente minimale du prisme critique (Willett et al., 1993). La partie arrière se nomme au contraire le « retro-wedge ». L'origine de sa pente de surface demeure toujours débattue. Elle correspond selon certain à l'angle de repos d'un prisme érodé (Koons, 1990), ou bien à l'angle maximal d'un prisme critique (Willett et al., 1993), ou encore à l'angle d'un prisme stable non-critique (Wang & Davis, 1996).

(i) Evolution géométrique

Au moment de leur initiation, le pendage des chevauchements successifs diminue (fig.III.4.B ; Marshak & Wilkerson, 1992). Cela résulte de l'augmentation progressive du poids du prisme qui verticalise d'une part l'orientation de la contrainte principale par rapport au niveau de décollement (Ψ, voir plus loin à la fig.III.5.C ; Hafner, 1951 ; Hubbert , 1951) et d'autre part la densité du matériau (compaction). Cela modifie alors l'angle de friction interne (Terzaghi & Peck, 1948) et le pendage des failles qui peuvent être activées (voir plus loin Eq.I.1 et texte s'y référant). Par ailleurs, au cours du raccourcissement, les anciens chevauchements sont progressivement redressés (fig.IIII.4.B ; Cowan & Silling , 1978 ; Malavieille, 1984 ; Mulugeta & Koyi, 1987 ; Liu et al., 1992 ; Marshak & Wilkerson, 1992 ; Koyi, 1995). 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).

(ii) Séquences d'apparition et d'activité

Le taux de nucléation des chevauchements montre une courbe d'évolution qui peut être analysée suivant deux paliers successifs (fig.III.4.C : Mulugeta & Koyi, 1987 ; Mulugeta, 1988a). Lors du premier, le taux de nucléation est important (forte pente) et caractérise le régime transitoire de croissance du prisme avant l'état critique. Les écailles tectoniques sont faiblement espacées. Le second palier, moins pentu, marque le régime permanent de croissance auto-similaire du prisme. L'espacement entre les chevauchements est plus important et les unités accrétées sont plus longues (Mulugeta, 1988a ; Mulugeta & Koyi, 1992). Les résultats de l'expérience décrite dans la figure.III.4.A indiquent que les chevauchements apparaissent en séquence vers l'extérieur (Malavieille, 1984 ; Liu et al., 1992 ; Koyi, 1995). Tous ne sont pas actifs car seuls les deux chevauchements les plus frontaux accommodent l'essentiel de la convergence (Mulugeta, 1988a ; Liu et al., 1992). Les chevauchements plus anciens sont quant à eux progressivement inactivés par leur charriage sur le rétrochevauchement (fig.III.4.B). Déconnectés de la discontinuité de vitesse, ils subissent passivement la déformation (rotation,

verticalisation ; Malavieille, 1984 ; Mulugeta & Koyi, 1987 ; Liu et al., 1992 ; Marshak & Wilkerson, 1992). Les mêmes résultats ont été obtenus dans des modélisations numériques (Hardy et al., 1998).

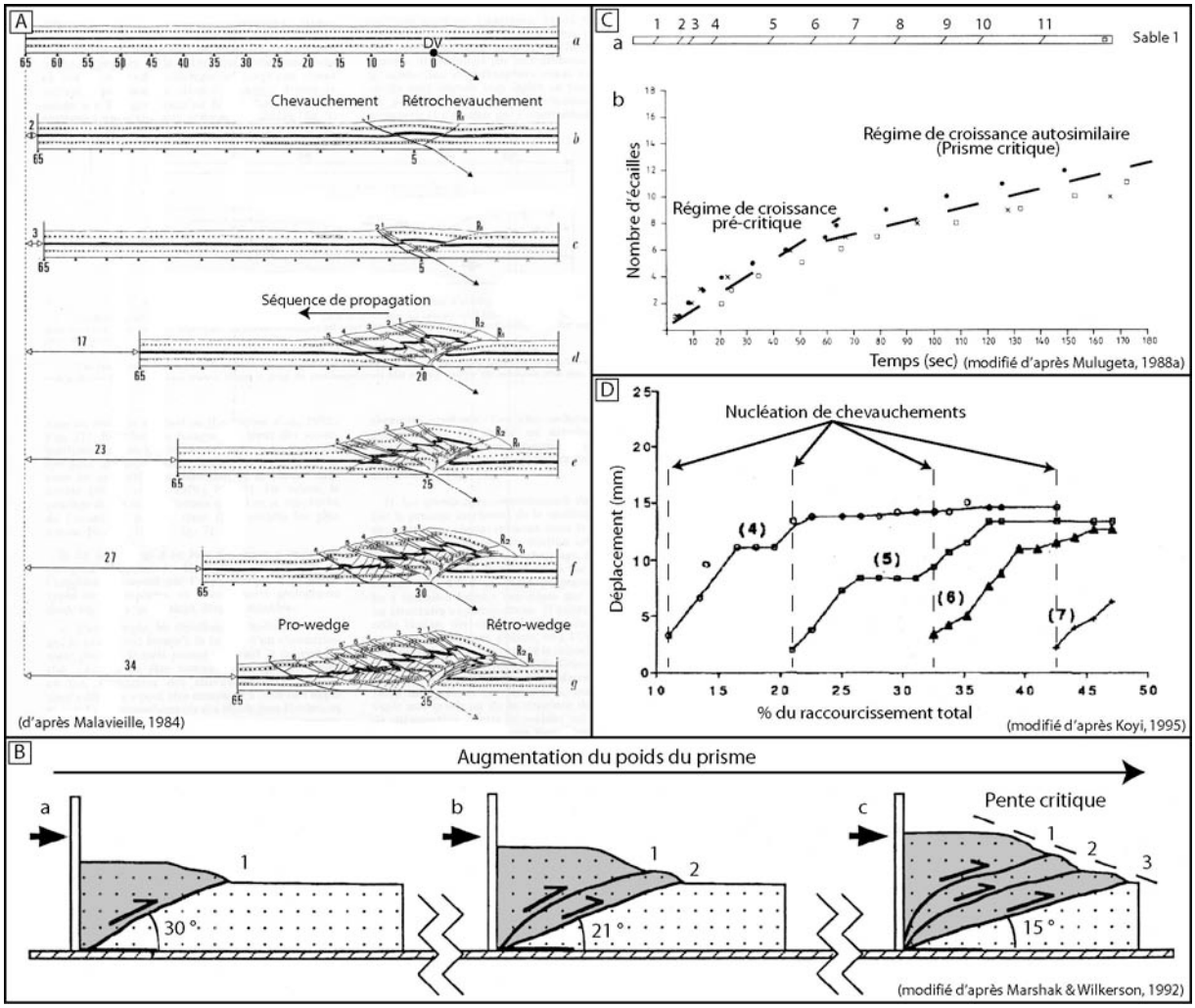


Fig.III. 4 : Séquence de propagation des chevauchements dans la formation d'un prisme d'accrétion (d'après Malavieille, 1984). *A) Cette expérience illustre la formation d'un prisme d'accrétion bivergent (le raccourcissement croissant est marqué sur la gauche par l'échelle graphique de 1 à 65 cm). Le versant du prisme faisant face au flux de matière est appelé « pro-wedge » ; au contraire du versant arrière appelé « retro-wedge ». B) Evolution du pendage initial des chevauchements durant la séquence de propagation d'un prisme de sable (d'après Marshak & Wilkerson, 1992). a) La première faille apparaît avec un pendage d'environ 30° ; b) la seconde avec un angle de 21° et c) la troisième avec un angle de 15°. Cette décroissance du pendage des chevauchements est liée au poids croissant du prisme qui modifie la densité du matériau (par compaction) ainsi que l'orientation des contraintes compressives sur le plan de faille. Noter également la verticalisation progressive des anciennes structures. C) Séquence d'apparition des chevauchements d'un prisme de sable (d'après Mulugeta, 1988a). a) Distance d'apparition des chevauchements successifs (mesurée par rapport à la butée et normalisée par l'épaisseur de matériau). b) Diagramme d'évolution du taux de nucléation des chevauchements en fonction du raccourcissement. On distingue une première phase transitoire correspondant à la croissance du prisme avant l'état critique et une seconde étape correspondant à la croissance auto-similaire en régime permanent. D) Séquence d'activité des chevauchements d'un prisme de sable (d'après Koyi, 1995). Le diagramme ignore les 3 premiers chevauchements apparus durant les premiers 10 % de raccourcissement et qui correspondent à la phase transitoire. Les chevauchements apparaissent en séquence chaque 10% de convergence. Le profil de déplacement cumulé que chacun des chevauchements est marqué par une première phase d'absorption rapide puis une période de quiescence (peu ou pas de déplacement). Cette période s'achève systématiquement par la propagation de la déformation et l'apparition d'un nouveau chevauchement qui redonne une légère activité au chevauchement précédent. Mais rapidement celui-ci devient inactif au fur et à mesure qu'il se verticalise. NB : Durant la phase de quiescence, le raccourcissement est essentiellement absorbé par la compaction du matériau et par l'initiation du nouveau chevauchement.*

Dans le détail, le déplacement accommodé sur les chevauchements frontaux suit plusieurs phases (fig.III.4.D ; Koyi, 1995 ; Koyi et al., 2000). Au début, le déplacement accommodé sur un nouveau chevauchement (par exemple le n°4) croît rapidement jusqu'à atteindre un premier palier de très faible déplacement. Durant ce palier, le raccourcissement est accommodé par la compaction du matériau jusqu'à ce qu'un nouveau chevauchement apparaisse (n°5). La déformation se propage. A l'activation de ce nouveau chevauchement, le chevauchement antérieur peut être réactivé durant quelques instants. Ce cycle semble ensuite se reproduire en séquence. Ce comportement « par à-coups » est contrôlé par les propriétés mécaniques du matériau analogue employé et les conditions aux limites appliquées au système. Les premiers chevauchements conservent en effet une activité continue tout au long du raccourcissement si des matériaux visqueux sont employés (plasticine, gomme de silicone ; Liu & Dixon, 1991 ; Koyi et al., 2000). Par ailleurs, la phase de raccourcissement accommodée par la compaction du matériau (phase précédant l'apparition d'un nouveau chevauchement) est très réduite si le matériau est proche d'un état de compaction maximal.

(b) Influence du décollement basal

(i) Friction basale

La friction basale est un paramètre de premier ordre qui influence la géométrie d'un prisme orogénique (Davis et al., 1983). Dans la nature, elle est imposée par la rhéologie des couches sédimentaires (niveaux évaporitiques ou couches argileuses faiblement compétentes ; Ballard et al., 1987), les surpressions de fluides (Mourgues & Cobbold, 2006b) ou la présence de laccolites magmatiques liquides (Galland et al., 2006). En modélisation expérimentale, une faible friction basale peut être représentée par différents types de pâtes de silicone (Ballard et al., 1987 ; Mugnier et al., 1997 ; Costa & Vendeville, 2002), ou l'injection de fluides en base de modèle (Cobbold & Castro, 1999 ; Cobbold et al., 2001 ; Mourgues & Cobbold, 2003 ; Mourgues, 2004). Dans les équations de prisme critique de Coulomb, la friction basale μ_b est un paramètre essentiel qui conditionne « l'ouverture » du biseau critique $\alpha+\beta$. En effet, l'expression de l'équation I.6 montre qu'une forte friction basale augmente la valeur du biseau critique alors qu'une faible friction en diminue la valeur. Ceci a été très bien démontré en modélisation analogique (fig.III.5 ; Biagi, 1988 ; Mulugeta, 1988a ; Malavieille et al., 1992 ; Liu et al., 1992 ; Lallemand et al., 1994) ou numérique (Willett, 1992 ; Hardy et al., 1998). Pour un même nombre d'unités tectoniques accrétées, on constate que le prisme est presque trois fois plus long dans le cas d'une faible friction basale que dans le cas d'une forte friction. Le mode de déformation dans les deux cas est par ailleurs légèrement différent. Alors qu'il s'effectue principalement par accrétion frontale de pop-up pour la faible friction (fig.III.5.A.a&b), il comprend de longues unités chevauchantes qui viennent s'enraciner à la discontinuité de vitesse pour la forte friction (fig.III.5.A.c&d).

Remarques :

- La discontinuité de vitesse reste fixe pour la forte friction alors qu'elle migre sur le décollement pour la faible friction (fig.I.A.b & d).

- Des variations latérales de friction basale engendrent des zones de transfert arquées entre les différents domaines de déformation (fig.III.5.B ; Calassou et al., 1993).

Cette distinction de style de déformation s'explique parfaitement dans le cadre de la théorie de Coulomb (Davis & von Huene, 1987 ; Lallemand et al., 1992b, Lallemand, 1999). L'orientation des plans de rupture θ par rapport à σ_1 est en effet définie dans le cercle de Mohr

comme égale à $\pm \frac{\pi}{4} - \frac{\phi}{2}$; soit environ 30° pour le sable. On peut démontrer que le pendage des chevauchements frontaux (δ_f) et rétrochevauchements (δ_b) sont égaux à :

$$\begin{cases} \delta_f = \theta - \psi_b \\ \delta_b = \theta + \psi_b \end{cases} \qquad \text{Eq.I. 1}$$

Dans le cas d'une faible friction basale, l'inclinaison ψ_b de la contrainte principale σ_1 au niveau du décollement est faible (fig.III.5.C). En conséquence, $\delta_b \approx \delta_f$ et les deux plans de rupture sont activés : les structures sont symétriques. Si la friction basale est forte, ψ_b est fort. Dans ce cas, $\delta_b >> \delta_f$ et les chevauchements sont privilégiés au détriment des rétrochevauchements.

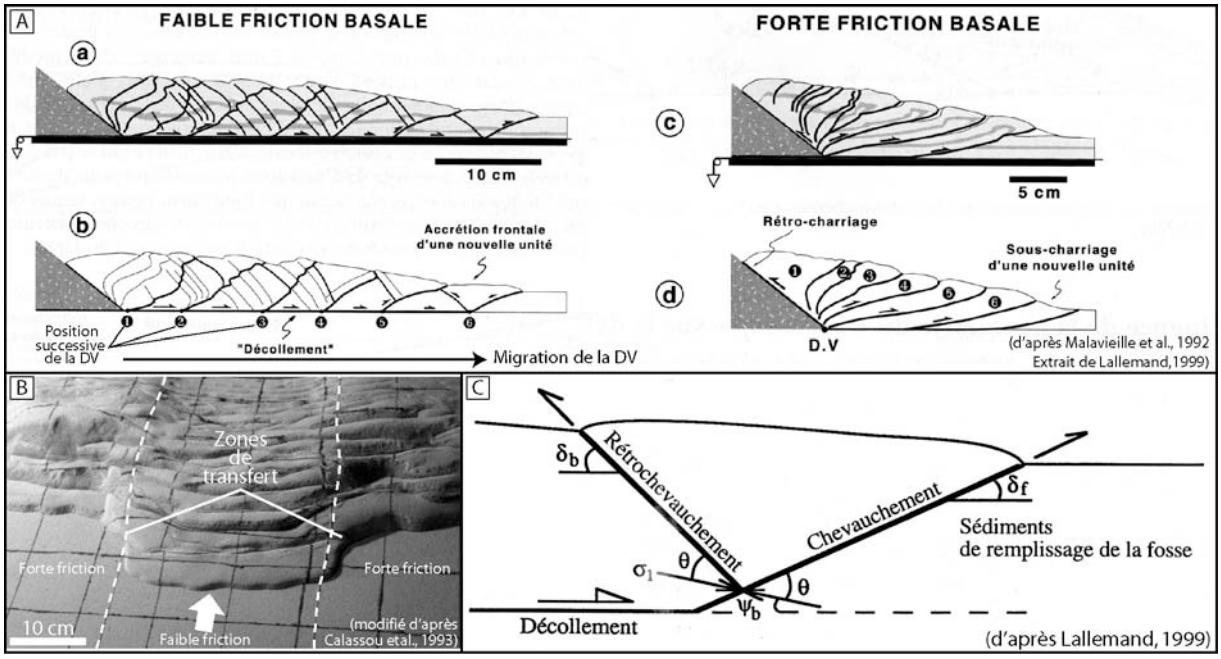


Fig.III. 5 : Influence de la friction basale sur le style tectonique d'un prisme d'accrétion. *A) a/b : Faible friction basale. A) c/d : Forte friction basale. Dans les deux cas, il s'agit de sable sans cohésion. Le résultat présenté correspond à l'accrétion de 6 unités tectoniques (noter la séquence normale de propagation des chevauchements 1 à 6). L'expérience à faible friction se caractérise par une pente topographique inférieure à celle de la forte friction. De plus, la longueur de son prisme est presque 3 fois plus grande que celle du prisme forte friction. B) Effet de variations latérales de friction basale (Calassou et al., 1993). C) Orientations des contraintes et des plans de rupture principaux au front d'un prisme d'accrétion (Lallemand, 1999). La valeur de la friction basale détermine l'angle ψ_b qu'effectue σ_1 avec le niveau de décollement et les pendages des chevauchements conjugués (δ_b, δ_f).*

Remarque : Relief de socle

Lors de la collision entre deux plaques, la plaque en subduction peut porter des reliefs de socle qui peuvent aussi bien être positifs (volcans sous-marins, rides océaniques, hauts de socle, môles) que négatifs (graben). Lorsqu'ils passent en subduction, ils deviennent des aspérités qui modifient la rugosité de la plaque en subduction et entraînent une multitude de déformations possibles pour le prisme d'accrétion et la marge. Ces déformations peuvent être associées à l'érosion tectonique (piégeage de matériel autour de l'aspérité et entraînement en profondeur), au démantèlement du front du prisme, etc (Biagi, 1988 pour les premiers volcans subduit ; Malavieille et al., 1992 ; Lallemand et al., 1992b ; Calassou et al., 1993 ; Dominguez, 1998 ; Lallemand, 1999 ; Dominguez et al., 2000, 2001).

(ii) Pendage du décollement

En association avec les densités, les paramètres de friction et les paramètres de pression de fluide, le pendage du décollement basal conditionne le profil d'équilibre d'un prisme d'accrétion (Davis et al., 1983, Dahlen et al., 1984). Plusieurs modèles expérimentaux (Koyi & Vendeville, 2003) et analytiques (Hardy et al., 1998) ont montré que ce pendage peut influencer la géométrie et la cinématique des prismes d'accrétion. En effet, les modèles expérimentaux réalisés avec une pente basale orientée vers la butée développent des prismes avec des biseaux critiques plus « ouverts », des chevauchements plus faiblement pentus et une déformation interne globalement plus importante (compaction des matériaux) que leurs équivalents réalisés sur un décollement horizontal ou incliné vers l'extérieur. Les auteurs remarquent que ces différences s'atténuent pour des expériences réalisées avec une faible friction basale.

(c) Influence de la butée (ou 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 (qui peut être identifié par sismique réflexion). Pour les subductions océaniques, il s'agit par exemple de la collision de roches compétentes (croûte continentale, roches d'arc insulaire ou roches lithifiées) avec des sédiments plus meubles (sédiments pélagiques). Dans le cas d'une collision continentale – tout du moins au stade de propagation de la déformation définie par le stade E de la figure I.4 – des roches des massifs internes (roches métamorphiques, granitoïdes etc.) sont confrontées aux roches sédimentaires et sédiments néoformés de l'avant-pays. Ce contraste rhéologique franc 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). Sa géométrie et sa rhéologie ont une influence sur la cinématique de la déformation

(i) Géométrie

L'angle d'inclinaison de la butée est à l'origine de structures très différentes de prismes (fig.III.6.A ; Biagi, 1988 ; Malavieille et al., 1992 ; Byrne et al., 1993). Bien que toujours fortement asymétrique (on peut distinguer un prowedge et un retrowedge), la principale différence tient dans la possible existence d'un « triangle mort » (Malavieille et al., 1992) ou « indenteur efficace » (Bonini et al., 1999 ; Persson, 2001 ; Persson & Sokoutis, 2002). Sa formation dépend directement de la comparaison de l'angle d'inclinaison de la butée avec l'angle de friction interne du matériau. Dans le cas d'un sable quartzeux sec, l'angle de friction interne est typiquement de l'ordre de 30° (McClay, 1990 ; Liu et al., 1992). Les surfaces de glissement qui sont activées sont définies dans le cercle de Mohr par l'expression $\alpha = 45° - \phi/2$ et vont présenter des pendages de 30° environ. Par conséquent, la surface inclinée de la butée va pouvoir jouer le rôle de surface de glissement pour le rétrochevauchement si son angle d'ouverture ϕ est proche de 30°. Entre 30 et 45°, la surface de la butée sera utilisée (fig.III.6.A.b&f). En revanche si $\phi < 30°$ ou $\phi > 45°$, le prisme crée sa propre butée (fig.III.6.A.a,c). Un tel coin mort apparaît également dans les cas particuliers où la butée forme un surplomb (Mugnier et al., 1997 ; Leturmy et al., 2000 ; fig.III.6.A.g) ou est simplement verticale (fig.III.6.A.d).

(ii) Rhéologie

La rhéologie de la butée est dans beaucoup d'expériences un paramètre qui n'est pas considéré. Elle est alors simplement indéformable et composée d'une paroi en métal ou en PVC (par exemple Davis et al., 1983 ; Lallemand et al., 1992b, 1994 ; Larroque et al., 1995 ; Bonini et al. 1999 etc.). Dans les expériences réalisées avec une discontinuité de vitesse localisée en avant de la butée (prisme bivergent), la butée est composée du même matériau que celui du reste de l'expérience (fig.III.2.C ; fig.III.6.e). Il n'y a donc pas de différence rhéologique entre le domaine stable et celui vers lequel la déformation se propage.

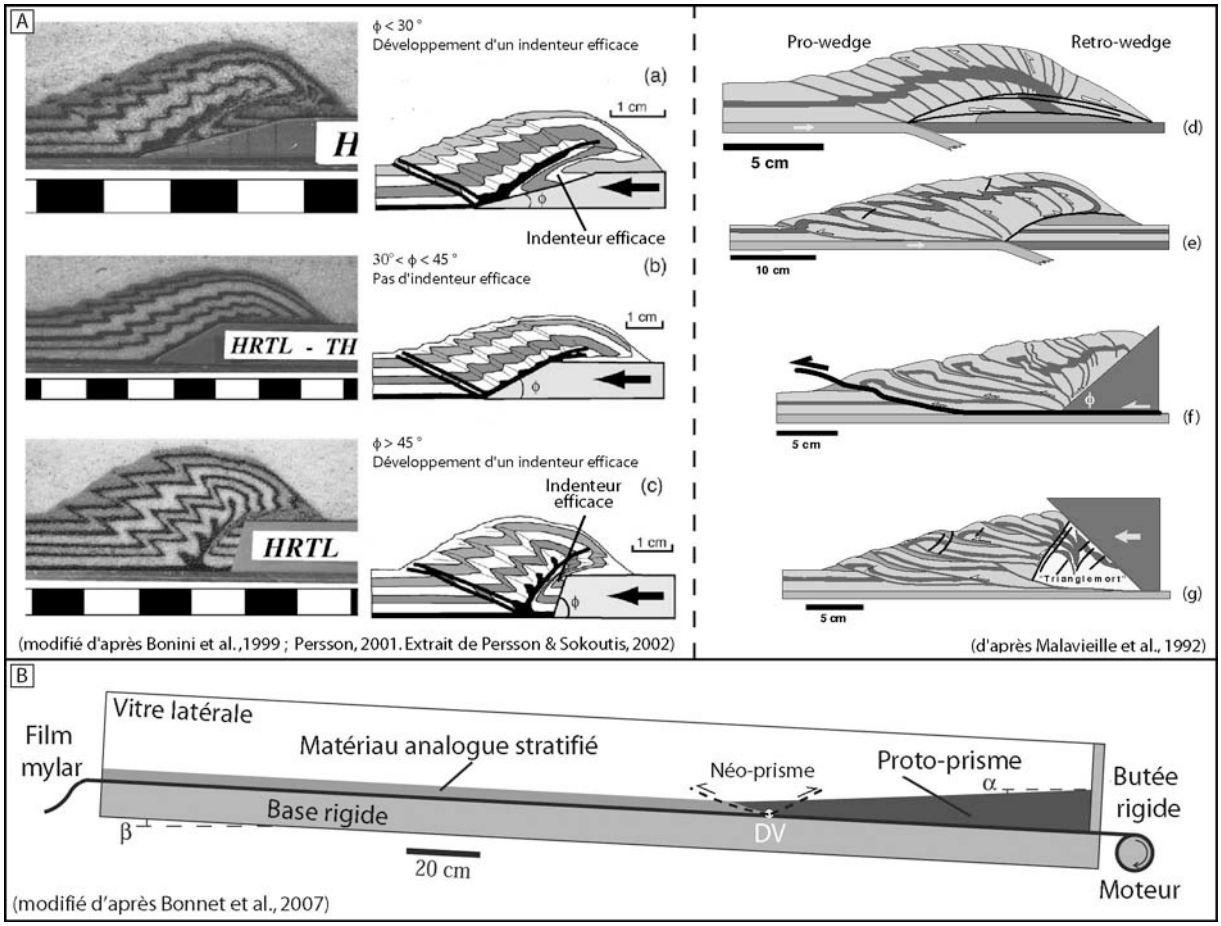


Fig.III. 6 : Influence de la géométrie (A) et la rhéologie (B) de la butée sur la structure tectonique des prismes d'accrétion. *A) Influence de la géométrie (d'après Bonini et al., 1999 ; Malavieille et al., 1992). La structure est dans tous les cas fortement asymétrique et peut être marquée par l'existence d'un « triangle mort » ou « indenteur efficace ». Celui-ci apparaît lorsque l'angle d'inclinaison de la butée est trop éloigné de l'angle de friction interne du matériau. Pour le sable, il apparaît si $\phi < 30°$ ou $\phi > 45°$(a,c,d,g). Dans le reste des cas ($30 < \phi < 45°$), l'angle d'inclinaison de la butée est utilisé comme surface de glissement pour le rétro-chevauchement (b,f). B) Stade initial d'une expérience analogique réalisée avec une butée (proto-prisme) déformable (modifié d'après Bonnet et al., 2007). Le proto-prisme modélise la présence au stade initial de structures et reliefs hérités d'une longue histoire de convergence. Le nouveau prisme va se développer au pied du proto-prisme et le déformer si besoin.*

Plusieurs expériences analogiques et numériques ont testé l'influence d'une butée déformable (Byrne & Hibbard, 1987 ; Byrne et al., 1988 ; Kukowski et al., 1994 ; Gutscher et al., 1996, 1998a,b ; Dominguez et al., 2000 ; Konstantinovskaia & Malavieille, 2005 ; Bonnet et al., 2007). Dans ce cas, l'état initial des expériences est marqué par la présence d'un proto-prisme (*proto-wedge*) faiblement incliné vers l'extérieur (fig.III.6.B). La pente est souvent choisie proche de celle du prisme d'équilibre et revient de fait à avancer la DV vers sa pointe. Le proto-prisme est généralement composé d'un matériau plus cohésif que le matériau stratifié de la

partie frontale. L'avantage de ces conditions aux limites est de permettre la formation d'un prisme complet au pied du proto-prisme tout en gardant la possibilité de le déformer. Dans cette configuration, la localisation de la DV évolue au cours de la déformation, ce qui est plus proche de l'évolution des systèmes naturels. Cette technique permet également de considérer l'état initial de l'expérience comme un stade géologique intégrant une première phase de déformation indifférenciée. La construction du proto-prisme fait alors gagner beaucoup de temps expérimental et des décimètres de convergence (nous utiliserons cette méthode dans ce travail). Bonnet et al. (2007, 2008) simulent ainsi l'histoire récente du piémont Nord de la chaîne des Alpes en s'intéressant au stade géologique postérieur à l'installation des nappes penniques sur la marge européenne mais antérieur à la propagation de la déformation vers le Jura.

(d) Flux

Le flux entrant Q_E correspond à l'épaisseur de matériau sédimentaire qui arrive en subduction au niveau du prisme d'accrétion. Le flux sortant Q_S représente le volume de matériel qui rejoint le manteau. La différence représente donc le flux de matière accrété au sein du prisme.

(i) Epaisseur du flux entrant

L'épaisseur du flux entrant influence la géométrie et la cinématique des prismes d'accrétion (fig.III.7.A ; Marshak et al., 1992 ; Marshak & Wilkerson, 1992 ; Liu et al., 1992, Malavieille et al., 1992). En augmentant cette épaisseur, la distance horizontale entre la butée et la rupture de surface associée au premier chevauchement augmente linéairement. Lorsque la seconde rupture apparaît, son espacement avec la première rupture n'est pas linéairement corrélé à l'épaisseur. Pour un stade de convergence avancé correspondant à une même quantité de raccourcissement, le nombre de chevauchements (et donc le nombre d'écailles) diminue lorsque l'épaisseur de matériaux augmente (comparer fig.III.7.A.2&3 par exemple). Enfin, il faut moins de raccourcissement pour atteindre la pente critique du prisme lorsque l'épaisseur augmente. Celle-ci varie d'ailleurs très peu avec l'épaisseur entrante : elle passe de 9.5° pour 1 cm , à 7° pour 3 cm (fig.III.7.A.1&5).

(ii) Rapport flux entrants / flux sortants

Par définition, si $Q_E > Q_S$, un prisme d'accrétion croît : il « grossit ». A l'inverse, si $Q_E < Q_S$, le prisme est en érosion. Cette érosion, appelée « érosion tectonique » (Rutland, 1971 ; Lallemand, 1999 pour une revue complète du processus) désigne l'ensemble des processus entraînant du matériel appartenant à un prisme dans la subduction. Le ratio des flux entrants et sortants détermine, pour une friction basale et un matériau donné, le mode de déformation subi par le prisme (Lallemand & Malavieille, 1992c ; Gutscher et al., 1996 ; Gutscher et al., 1998a) (fig.III.7.B) :

- Pour une forte friction, si $Q_E > Q_S$, le prisme croît de façon cyclique en alternant des épisodes d'accrétion frontale et des épisodes d'accrétion par sous-charriage et sous-placage (fig.III.7.B.1). Si $Q_E < Q_S$, le prisme subit une érosion tectonique pouvant se matérialiser en surface par des failles normales mineures.

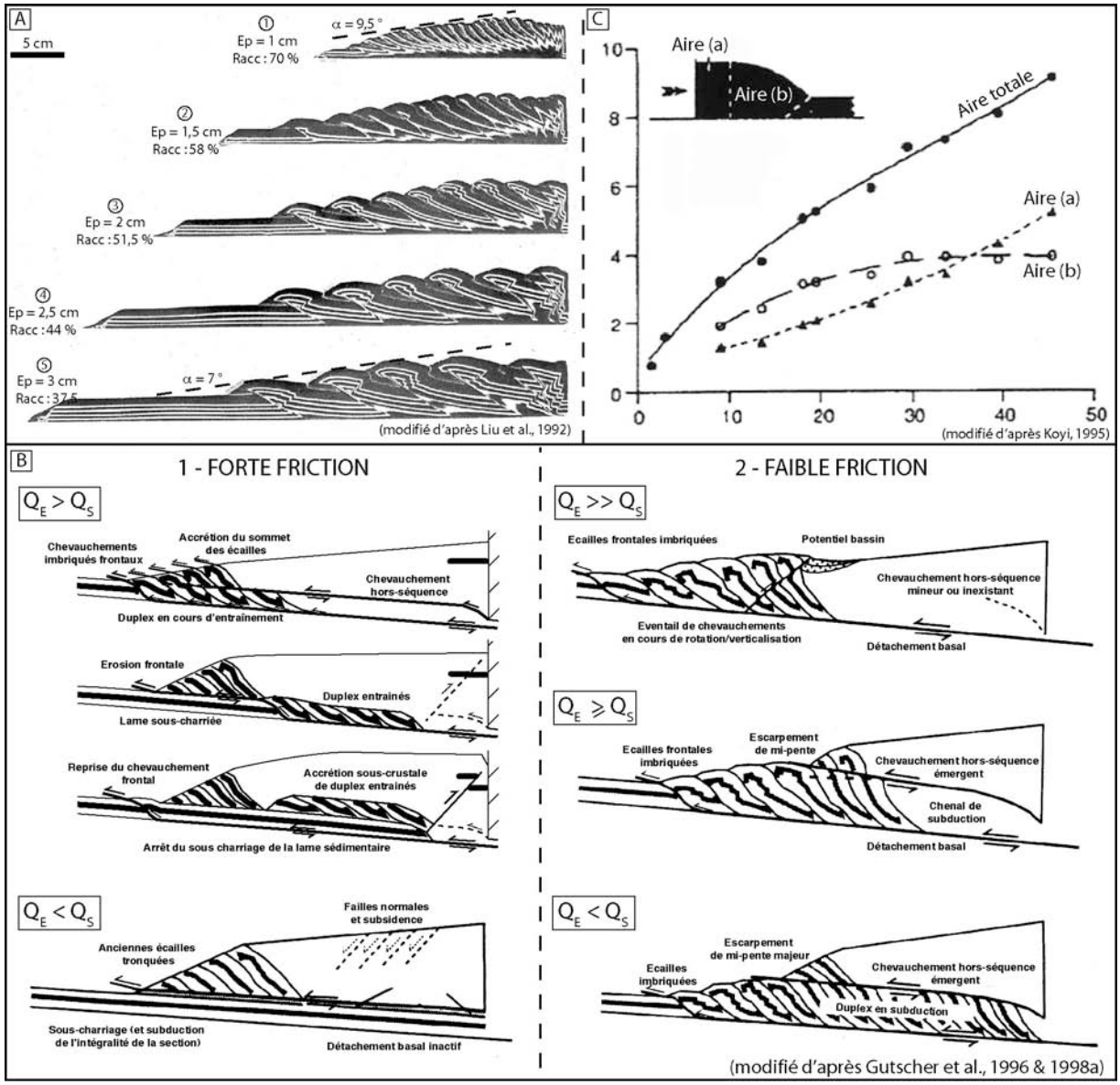


Fig.III. 7 : Influence des flux entrants et sortants sur la géométrie et la cinématique d'un prisme d'accrétion. *A) Influence de l'épaisseur entrante (modifié d'après Liu et al., 1992). Les stades finaux représentés correspondent à des prismes critiques obtenus pour des épaisseurs croissantes de matériau entrant (de A :1 cm à E : 3cm). Le raccourcissement indiqué correspond au pourcentage de raccourcissement total réalisé pour atteindre l'état d'équilibre. Si l'épaisseur augmente : i) la quantité totale de raccourcissement nécessaire pour atteindre l'état d'équilibre diminue ; ii) l'espace entre les chevauchements augmente et leur nombre diminue ; iii) La pente critique varie très peu. B) Influence du rapport entre flux entrant et sortant sur l'accrétion/érosion tectonique d'un prisme (Gutscher et al., 1996, 1998a). 1) Dans le cas d'une forte friction basale et $Q_E > Q_S$, l'accrétion s'opère cycliquement par accrétion frontale (imbrication) et accrétion sous-crutale (sous-charriage puis sous-placage). Si $Q_E < Q_S$, le prisme subit principalement une érosion tectonique à la base qui s'exprime par de l'extension en surface. 2) Dans le cas d'une faible friction, la croissance du flux sortant fait passer le prisme d'un régime purement en accrétion frontale à un régime en érosion. Cette érosion est favorisée par l'apparition d'un chevauchement hors séquence à mi-pente du front. Il délimite avec le détachement basal un chenal de subduction qui entraîne le matériel accrété au prisme sous le proto-prisme. C) Croissance surfacique du prisme à flux sortant nul (d'après Koyi, 1995). La croissance de l'aire du prisme n'est pas parfaitement linéaire. Elle peut être décomposée en un domaine arrière dont l'aire croît régulièrement et un domaine frontal dont l'aire se stabilise lorsque le prisme a atteint son profil d'équilibre.*

- Pour une faible friction, si $Q_E >> Q_S$, le prisme croît uniquement par accrétion frontale et imbrication d'écailles successives (fig.III.7.B.2). Si l'inégalité s'inverse, un chevauchement hors-séquence apparaît à mi-pente et forme, en association avec le

détachement basal, un couloir tectonique (un chenal de subduction). Ce chenal sous-charrie des unités tectoniques formées au front et les emmène en subduction où ils disparaissent. Lorsque $Q_E < Q_S$, le prisme est très fortement érodé à la base.

(iii) Croissance surfacique

Lorsque le flux sortant est nul, la croissance de la surface du prisme (en 3D, le volume) suit une courbe d'évolution qui n'est pas parfaitement linéaire (fig.III.7.C ; Koyi, 1995). Selon la théorie du prisme critique, cela montre que sa croissance n'est pas parfaitement auto-similaire. Dans le détail, si l'aire du prisme est découpée en un domaine arrière à sommet plat (a) et un domaine frontal triangulaire (domaine de propagation et verticalisation des chevauchements ; b), le premier voit son aire augmenter régulièrement tandis que le second se stabilise rapidement. Cela est dû respectivement à l'advection continue de matière à l'arrière du prisme et à la migration de la pente critique vers l'avant.

(e) Cinématique du prisme

(i) Trajectoires internes

Plusieurs travaux expérimentaux ont montré que les trajectoires des particules au sein d'un prisme d'accrétion définissent un flux dirigé de bas en haut (fig.III.8.A). Dans le cas d'assemblages argileux (fig.III.8.A.1 : Cowan & Silling, 1978) ou bien sableux (fig.III.8.A.2 : Mulugeta & Koyi, 1992), la composante verticale du trajet commence respectivement au cœur du prisme ou dès le front. Néanmoins, ces résultats demeurent sensiblement identiques et permettent d'expliquer l'advection verticale de matière à l'origine de la formation des reliefs.

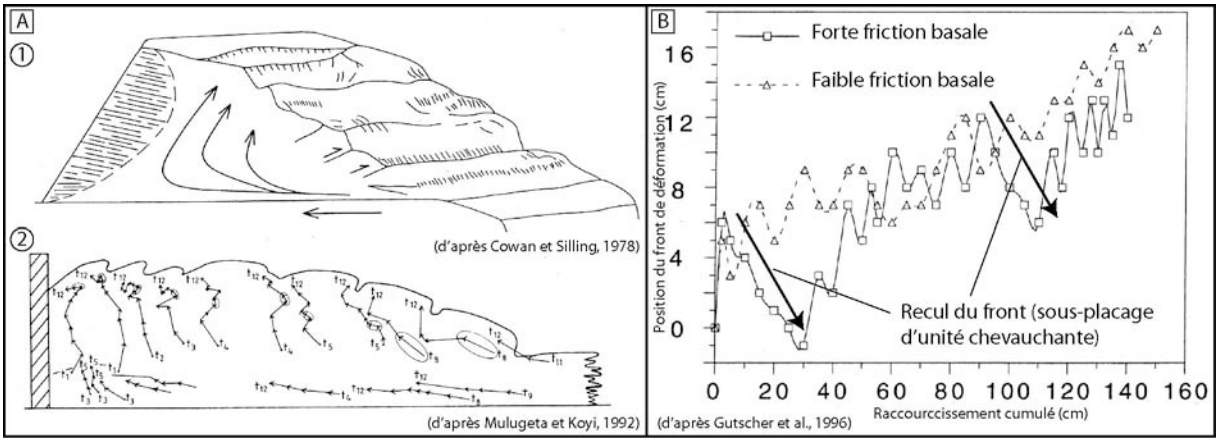


Fig.III. 8 : Cinématique d'un prisme d'accrétion expérimental*. A) Trajectoire des particules au sein d'un prisme. 1) Modèle défini à partir d'une rhéologie argileuse (d'après Cowan & Silling, 1978). 2) Trajectoires de quelques points matériels d'un prisme de sable (d'après Mulugeta & Koyi, 1992). Le référentiel se déplace avec la butée (les sédiments non encore accrétés sont fixes). Ces deux résultats montrent des trajectoires communes des particules vers le haut. B) Séquence d'avancée-retrait du front de chevauchement en fonction de la friction basale (d'après Gutscher et al., 1996). Dans le cas d'une forte friction, le sous-placage d'une écaille tectonique fait reculer le front. Il avance au contraire par à-coups lorsque des écailles frontales sont accrétées. Pour une faible friction, le front avance mais avec quelques légers avancés/retraits liés à la formation de chevauchements.*

On peut faire remarquer qu'il ne s'agit pas de trajet d'exhumation car aucune érosion n'est générée en surface. Il s'agit tout au plus d'une surrection topographique et d'une surrection du matériel (England & Molnar, 1990). De plus, en l'absence d'érosion, les trajectoires des

particules ralentissent rapidement leur ascension. La première phase de croissance rapide correspond à la croissance du prisme anté-critique alors que la stagnation en surface correspond à la lente croissance du prisme par autosimilarité.

(ii) Migration du front de déformation

Le front de déformation du prisme (voir définition sur la figure.I.5) migre épisodiquement vers l'avant lors de l'initiation d'un nouveau chevauchement frontal (Mulugeta & Koyi, 1992 ; Gutscher et al., 1996). A mesure que celui-ci fonctionne, le front recule légèrement. Dans le détail, ce recul dépend de la friction basale (Gutscher et al., 1996). Le recul est plus faible dans le cas d'une faible friction que pour une forte (fig.III.8.B). Dans ce dernier cas, le retrait du front correspond au sous-placage d'une unité chevauchante sous le prisme (fig.III.7.B.1 ; Gutscher et al., 1996).

2. Modélisation des processus morphologiques (sans tectonique)

Depuis ses débuts historiques, l'étude expérimentale de la dynamique des reliefs s'est principalement focalisée sur l'influence de la tectonique. La tectonique, par le raccourcissement et l'épaississement crustal qu'elle génère, est en effet le paramètre majeur qui conditionne la formation des reliefs à la surface de la Terre. C'est pourquoi les premiers dispositifs et premières expériences de modélisation se sont intéressés essentiellement à l'influence de la déformation de la croûte terrestre sur le modelage des reliefs. Peu de travaux s'intéressaient à l'aspect « morphologique » de l'évolution des reliefs, bien qu'il s'agisse d'une question qui intrigue les géomorphologues depuis longtemps (Powell, 1875 ; Gilbert, 1877, 1909 ; Davis, 1889, 1899, 1932 ; Penck, 1924, 1953 ; King, 1953, 1967; Hack, 1960) et qui a fait l'objet de nombreuses théories [voir notamment le « Cycle Géographique » de Davis (1899) ou « l'Equilibre Dynamique » de Hack (1960) décrits en détail par Pazzaglia (2003)].

L'histoire « morphologique » des reliefs est difficile à apprécier pour plusieurs raisons. Tout d'abord, comme pour tous les processus géologiques, les échelles de temps impliquées sont considérables (du millier aux millions d'années) et rendent impossibles les tâches d'observation continue. D'autre part, et c'est un point crucial, les morphologies sont relativement éphémères à l'échelle des temps géologiques. Alors que la tectonique imprime dans les roches des traces « durables » de son activité (failles, plis, etc.), l'érosion remodèle en permanence la surface de la Terre. De fait, les témoins de l'histoire des reliefs sont beaucoup plus rares.

Aujourd'hui, on sait cependant que la morphologie n'efface pas l'intégralité de son passé. Elle garde dans les caractéristiques de sa topographie des informations que l'on peut analyser (voir par exemple les ouvrages de Burbank & Anderson, 2001 ou Delcaillau, 2004). Ainsi, une partie de la morphologie (par exemple des altitudes caractéristiques, des formes symptomatiques, des profils de versants, des profils de rivières, etc.) enregistre l'histoire de surrection ou d'érosion des reliefs et livre des informations importantes sur leur dynamique. En ce sens, les versants semblent les objets morphologiques les plus intéressants (par comparaison avec les rivières) car ils ont une dynamique de réponse plus lente à un événement géologique d'origine tectonique ou climatique. Ils sont donc susceptibles de conserver une mémoire plus riche de l'histoire des reliefs (Carson & Kirby, 1972 ; Hooke, 2000 ; Pazzaglia, 2003). Un défi actuel de la géomorphologie réside dans la compréhension de la formation et de l'évolution des paysages afin d'y chercher et lire des indices témoignant de son histoire passée (tectonique, climatique, sédimentologique…).

Les premières études expérimentales focalisées sur la morphologie et les processus morphogénétiques sont sensiblement contemporaines de leurs consoeurs dédiées à la tectonique mais restent toutefois bien plus rares [voir par exemple les synthèses de Schumm et al. (1987) et Pazzaglia (2003)]. Elles étaient destinées à étudier la formation du réseau de drainage (Hubbard, 1907 ; Glock, 1931 ; Würm, 1935, 1936), l'érosion d'un laccolithe exhumé (Howe, 1901), la dynamique des éboulis de pentes (Davisson, 1888a,b) ou le transport fluvial des sédiments (Thomson, 1879 ; Gilbert, 1914, 1917). Aujourd'hui, les dispositifs se sont multipliés, leurs géométries se sont diversifiées et les échelles des objets analysés étendues. Elles regroupent des scientifiques appartenant à diverses communautés : des géomorphologues (géographes ou géologues), des paléoclimatologues, des hydrauliciens et hydrologues, des agronomes, etc.

De façon non exhaustive, ces thématiques de recherche s'intéressent à (voir également Bonnet & Crave, 2006) :

- **La dynamique des processus de versant.** Qu'il s'agisse :

  - **De l'érosion des sols et notamment les rigoles et ravines** (*Rills & Gullies*) :
    Foster & Meyer, 1972 ; Savat, 1980 ; Rowntree, 1983 ; Foster et al., 1984 ; Govers et al., 1990 ; Govers, 1992 ; Nearing et al., 1997, 1999 ; Bryan et al., 1998 ; Takken et al., 1998 ; Gabriels, 1999 ; Brunton & Bryan, 2000 ; Merten et al., 2001 ; Giménez & Govers, 2001, 2002 ; Giménez et al., 2004, 2007 ; Raff et al., 2004 ; Planchon et al., 2005 ; Rieke-Zapp & Nearing, 2005 ; Nord, 2006 ; Stefanovic & Bryan, 2007.

  - **De l'érosion régressive (Headcut erosion) :**
    Kochel et al., 1985 ; Kochel & Piper, 1986 ; Howard, 1988 ; Kochel et al., 1988 ; Stolte et al., 1990 ; Huang & Laften, 1996 ; Gabbard et al., 1998 ; Bennett, 1999 ; Bennett et al., 2000 ; Bennett & Casalí, 2001 ; Owoputi & Stolte, 2001 ; Stein & LaTray, 2002 ; Schorghofer et al., 2004 ; Lobkovsky et al., 2007.

- **La dynamique des processus chenalisés.** Qu'il s'agisse des mécanismes d'érosion – transport des chenaux et rivières :

  - **En régime alluvial à méandres :**
    Tiffany & Nelson, 1939 ; Friedkin, 1945 ; Wolman & Brush, 1961 ; Ackers & Charlton, 1970a,b,c ; Shepherd, 1972 ; Schumm & Khan, 1972 ; Jin & Schumm, 1987 ; Smith, 1998 ; Pyrce & Ashmore, 2003, 2005.

  - **En régime alluvial en tresses :**
    Leopold & Wolman, 1957 ; Khan, 1971 ; Schumm & Khan, 1972 ; Schumm & Parker, 1973 ; Edgar, 1973 ; Zimpfer, 1975 ; Parker, 1976 ; Hong & Davies, 1979 ; Kuhnle, 1981 ; Ashmore, 1982, 1987, 1988, 1991 ; Ashmore & Parker, 1983 ; Schumm et al., 1987 ; Hoey & Sutherland, 1991 ; Young & Davies, 1990, 1991 ; Germanoski & Schumm, 1993 ; Leddy et al., 1993 ; Ashworth et al., 1994 ; Warburton & Davies, 1994 ; Ashworth, 1996 ; Warburton, 1996 ; Young & Warburton, 1996 ; Sapozhnikov & Foufoula-Georgiou, 1997 ; Stojic et al., 1998 ; Meunier & Métivier, 2000, 2006 ; Métivier & Meunier, 2003 ; Meunier, 2004 ; Doeschl-Wilson & Ashmore, 2005.

  - **En régime à substratum rocheux :**
    (Yoxall, 1969 ; Shepherd & Schumm, 1974 ; Mosley, 1976 ; Ouchi, 1983, 1985, Schumm & Rea, 1995 ; Wohl & Ikeda, 1997 ; Thomson & Wohl, 1998 ; Thompson, 2002 ; Ouchi, 2004 ; Turowski et al., 2006 ; Douglass & Schmeeckle, 2007 ; Johnson & Whipple, 2007).
    Et tout particulièrement la dynamique des ruptures du profil en long des rivières (*Knickpoint*) :
    Lewis, 1944 ; Brush & Wolman, 1960 ; Holland & Pickup, 1976 ; Begin et al., 1980 ; Gardner, 1983 ; Frankel et al., 2007.

- **La dynamique des cônes alluviaux**
  Whipple et al., 1998 ; voir Rohais, 2007 pour une synthèse.

- **La dynamique du réseau de drainage :**
  Flint, 1973 ; Schumm et al., 1987 ; Phillips & Schumm, 1987 ; Hancock, 1997 ; Wittmann et al., 1991 ; Hancock & Willgoose, 2001a,b,c, 2002, 2003, 2004 ; Pelletier, 2003 ; Hancock et al., 2006.

- **La dynamique de la topographie :**
  Koss et al., 1994 ; Crave et al., 2000 ; Hasbargen & Paola, 2000, Lague et al., 2003 ; Bonnet & Crave, 2003, 2006 ; Babault et al., 2005b ; Niemann & Hasbargen, 2005.

Les travaux présentés par la suite se focalisent sur les principaux protocoles d'étude de la morphologie en domaine orogénique. Je laisse donc de côté les dispositifs destinés à l'étude de certains mécanismes d'érosion : que ce soit l'érosion sous-marine (Métivier et al., 2005 ; Lancien, 2007), l'érosion par impact de pluie (*Rainsplash* : Poesen & Savat, 1981 ; Salles & Poesen, 1999) ou l'érosion par glissement de versant (Densmore et al., 1997 ; Roering et al., 2001 ; Gabet , 2003). De même, je n'aborde pas les dispositifs de sédimentologie et stratigraphie spécifiquement destinés à l'analyse du remplissage des bassins sédimentaires ou à la formation des structures stratigraphiques qui les caractérisent (voir pour cela la synthèse bibliographique établie par Rohais, 2007 ; p 241-246).

Parmi les travaux expérimentaux en géomorphologie, on peut généralement distinguer deux catégories de dispositifs : les dispositifs de type « canal » (*flume experiment*) et les dispositifs de type « boîte à érosion » (*erosion box*). Cette distinction est liée à l'échelle spatiale des objets géologiques étudiés :

- dans le premier cas, il s'agit d'étudier les mécanismes et processus d'érosion-transport au niveau d'un objet linéaire (2D) : par exemple une portion de chenal, de rivière ou un segment de rigole.
- dans le second cas, il s'agit d'étudier l'érosion d'une surface morphologique (3D) : par exemple un plateau, un bassin versant, etc.

Techniquement, cela se traduit par une différence dans le mode de génération de l'érosion. Dans le premier cas, il s'agit d'un filet d'eau s'écoulant à la surface du modèle. Dans le second, il s'agit d'une brumisation de microgouttelettes au-dessus du modèle. Les matériaux employés sont toujours préalablement humidifiés afin d'éviter des effets indésirables liés aux infiltrations.

Par la suite, je décris chacun de ces dispositifs expérimentaux en exposant les principaux résultats qu'ils ont apportés à la compréhension de la dynamique de la morphologie et de ses marqueurs (rivières, versants).

a) Dispositifs de type « canal » (flume experiments)

Les dispositifs de type « canal » représentent probablement les plus anciennes expériences d'étude des processus d'érosion-transport (Thomson, 1879). Leur principe de fonctionnement est relativement simple (fig.III.9) : un réservoir long de plusieurs mètres (voire dizaines de mètres) et large de plusieurs décimètres est rempli de matériaux granulaires humidifiés et incliné de quelques pourcents. A l'extrémité amont, une pompe (ou un réservoir) délivre un flux d'eau (plus éventuellement du matériau) qui s'écoule à la surface du modèle jusqu'à un exutoire localisé sur l'extrémité aval. Grâce à ce type de dispositif, il est possible d'étudier l'effet de divers paramètres sur la morphologie et la dynamique du segment étudié (débit en entrée, charge solide, pente du lit, érodabilité du matériau, rugosité du substrat, géométrie de confluence). Ce segment peut aussi bien modéliser une simple rigole ou une ravine (Foster et al., 1984 ; Govers,

1992), qu'une rivière alluviale en tresses (Schumm & Parker, 1973 ; Ashmore, 1982 ; Meunier & Métivier, 2000), en méandres (Schumm & Khan, 1972 ; Smith, 1998) ou une rivière à lit rocheux (Shepherd & Schumm, 1974 ; Wohl & Ikeda, 1997).

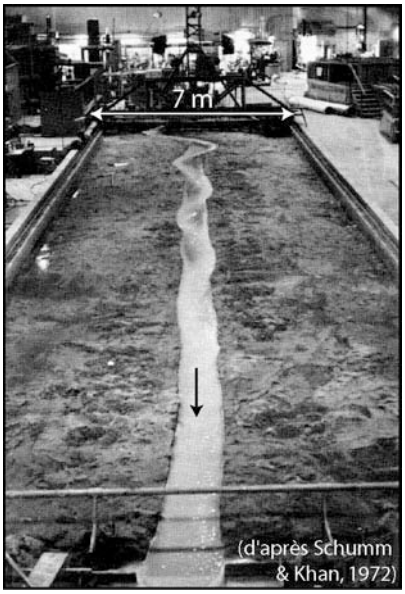


Fig.III. 9 : Exemple de dispositif expérimental de type « canal » (d'après Schumm & Khan , 1972). *Ces dispositifs sont destinés à l'étude d'un segment d'un cours d'eau depuis l'échelle d'une rigole à celle d'une rivière. En changeant la nature du matériau, la pente du dispositif et les flux en entrée (eau + sédiment), il est possible d'étudier divers régimes d'écoulement (méandres, tresses), les modalités de l'incision d'un substrat rocheux (propagation de knickpoints) etc.*

Les principaux résultats expérimentaux montrent que :

Pour les modélisations à l'échelle de la rigole (noter qu'il n'y a alors aucune réduction d'échelle nécessaire) :

- La résistance à l'érosion d'un matériau limoneux (sable fin) dépend du degré d'humidification (Govers et al., 1990).

- La vitesse moyenne d'écoulement au sein d'une rigole semble reliée à la charge totale par une loi de puissance (fig.III.10.A ; Govers, 1992 ; Nearing et al., 1997 ; Takken et al., 1998 ; Giménez & Govers, 2001). L'effet de la pente et de la nature du matériau ne sont donc pas significatifs.

- Cette indépendance de la vitesse du fluide avec la pente est compensée par des changements dans la morphologie du lit (fig.III.10.B ; Giménez & Govers, 2001). La rugosité macroscopique (longueur d'onde des creux et bosses) augmente en effet avec la pente et régule ainsi la vitesse d'écoulement.

- Le nombre de Froude moyen (Fr = rapport entre les forces d'inertie et les forces de gravité) est constant et proche de 1, quelle que soit la pente (fig.III.10.C ; Giménez & Govers, 2001). Comme nous le verrons au chapitre suivant (Eq.IV.30), ce nombre définit un régime critique lorsqu'il est égal à 1, supercritique lorsqu'il est supérieur à 1 et sous-critique lorsqu'il est inférieur à 1. Cette constance est liée à l'alternance de sections d'écoulement supercritiques et sous-critiques localisées respectivement au niveau des replats (sections horizontales) et piscines (creux) du profil longitudinal de la rigole (fig.III.10.D ; Giménez et al., 2004). Ces régimes sont eux-mêmes liés aux variations locales des vitesses d'écoulement.

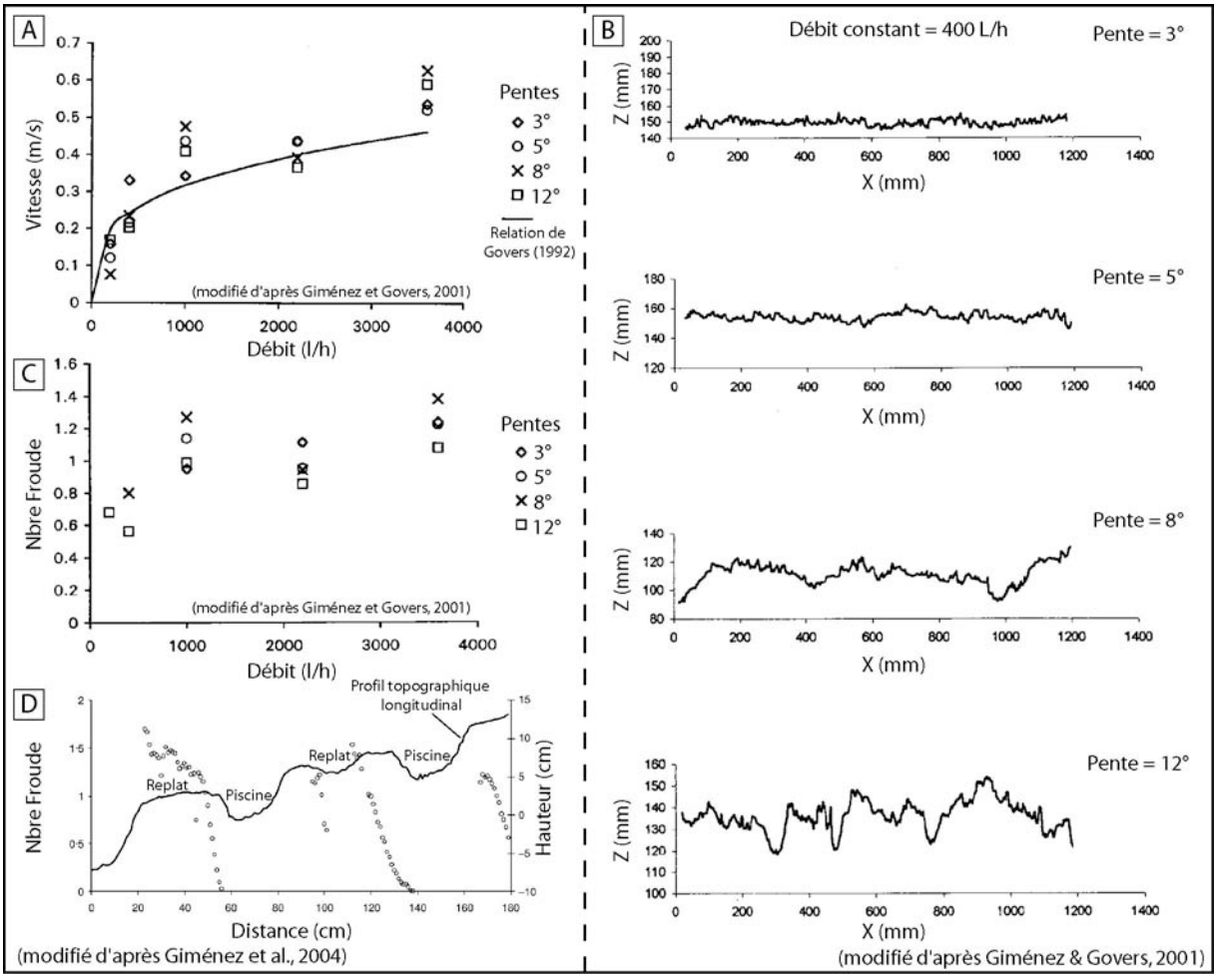


Fig.III. 10 : Résultats des modèles de rigoles expérimentales (d'après Giménez & Govers, 2001 et Giménez et al., 2004). *A) Pour différentes valeurs de débit, la vitesse d'écoulement est très peu sensible à la pente (faible dispersion des données pour chacun des débits). B) L'effet de la pente croissante est compensé par l'augmentation de la rugosité macroscopique du lit (augmentation de l'amplitude et de la longueur d'onde des creux et bosses) qui atténue les augmentations de vitesses d'écoulement. C) Les faibles variations de vitesse induisent des nombres de Froude moyens sensiblement constants et proches de 1, quelles que soient les pentes et débits. D) La constance du nombre de Froude moyen s'explique par des variations locales des vitesses d'écoulement au niveau des creux et replats.*

Pour les modélisations de <u>rivières alluviales</u> :

- Les passages d'un régime d'écoulement rectiligne, à méandres puis en tresses s'effectuent pour des valeurs seuils croissantes de pente de vallée (fig.III.11.A.1 ; Schumm & Khan, 1972). Ces changements de régime s'accompagnent d'une augmentation de la largeur du lit actif, d'une diminution de sa profondeur, d'une augmentation de la charge solide et d'une augmentation des vitesses d'écoulement fig.III.11.A.2).

- En particulier, pour un <u>régime en méandres</u> :

    - Un changement significatif de la charge solide transportée (ie charge en suspension favorisée par rapport à la charge de fond) modifie la dynamique de l'écoulement et accentue la morphologie des méandres (Schumm & Khan, 1972). Les chenaux se rétrécissent et s'approfondissent. La sinuosité augmente.

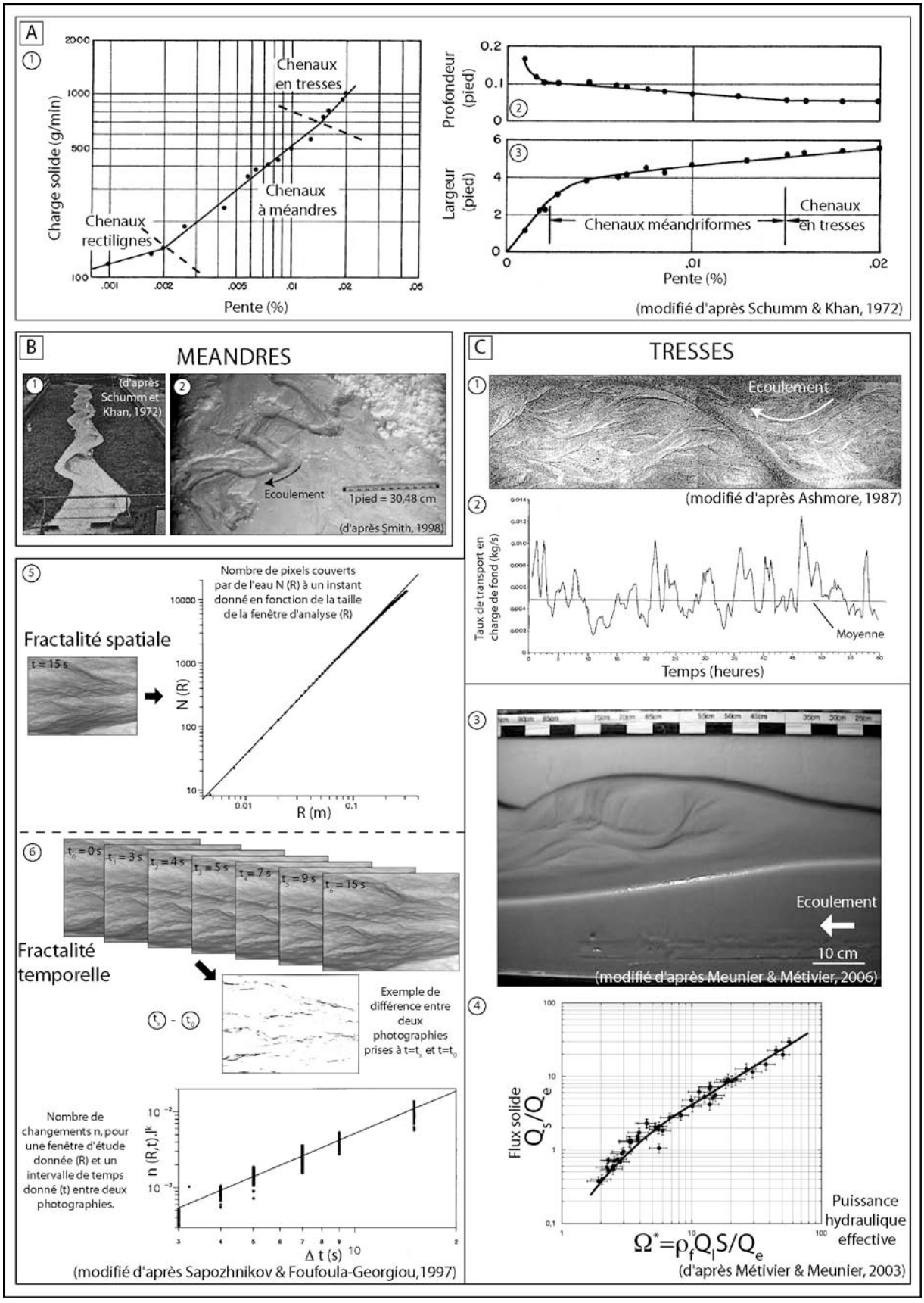


Fig.III. 11 : Principaux résultats des modèles de rivières alluviales expérimentales. *A) Evolution du régime fluviatile, de la charge solide (1), de la profondeur du chenal (2) et de sa largeur (3) en fonction de la pente d'écoulement. Au fur et à mesure que la pente croît, l'écoulement passe d'un régime linéaire, à un régime à méandres puis à tresses. Cela s'accompagne d'une augmentation de la charge solide charriée et d'une diminution de la profondeur du lit et d'une augmentation de la largeur (d'après Schumm & Khan, 1972). B) Photographies*

d'expériences de chenaux à méandres (1 :Schumm & Khan, 1972 ; 2 : Smith, 1998). C) Photographies et analyse d'expériences de chenaux à tresses. 1) Photographie et 2) courbe d'évolution du taux de transport en charge de fond en fonction du temps (d'après Ashmore, 1987). Pour un débit total en entrée constant, le taux de transport par charge de fond oscille autour d'une valeur moyenne. 3) Photographie des expériences de Meunier & Métivier (2006) et Métivier & Meunier (2003) sur les lois de transport des chenaux en tresses. 4) Courbe d'évolution du flux de sédiments en charge de fond en fonction de la puissance hydraulique effective. L'évolution est linéaire. 5&6) Etude de la fractalité des chenaux en tresses (d'après Sapozhnikov & Foufoula-Georgiou, 1997). 5) Fractalité spatiale : Sur une image donnée, un chenal en tresses est un objet fractal de dimension 1,75. Un zoom de l'organisation géométrique du chenal est statistiquement identique à une emprise plus large. 6) Fractalité temporelle. Les différences statistiques entre deux photographies prises avec des intervalles de temps croissants définissent une loi de type puissance qui indique une fractalité dynamique des tresses.

- La capacité de transport détermine la localisation de l'érosion dans le chenal (Shepherd, 1972 ; Shepherd & Schumm, 1974). Lorsque l'intégralité de la charge de fond n'est pas transférée par l'écoulement (il y a sédimentation), l'érosion latérale du chenal prend le dessus sur l'incision.

- Les trajectoires et distances de transport des particules dépendent de la morphologie des méandres et des vitesses d'écoulement (Pyrce & Ashmore, 2003). En particulier, pour un matériau expérimental sableux et des conditions d'écoulement correspondant à la formation des méandres, 55 à 75 % des particules injectées au niveau d'un méandre se déposent au niveau du méandre suivant.

- Pour un régime en tresses, les résultats sont assez nombreux [voir également les synthèses de Métivier & Meunier (2003), Meunier (2004)]. Parmi les principaux, on peut citer :

  - Un réseau de tresses peut apparaître et perdurer avec un débit d'entrée constant (Schumm & Khan, 1972 ; Schumm et al., 1987 ; Ashmore, 1982, 1988). Son existence ne dépend pas de la distribution granulométrique des particules transportées (Métivier & Meunier, 2003).

  - A débit d'eau en entrée constant, le flux de sédiments reste stable autour d'une valeur moyenne (fig.III.11.C.1&2 ; Ashmore, 1987, 1988 ; Hoey & Sutherland, 1991 ; Meunier & Métivier, 2000). Dans le détail, ce débit solide fluctue sensiblement (Ashmore, 1987 ; 1988 ; Métivier & Meunier, 2003). Les oscillations correspondent à des morphologies d'écoulement différentes (Young & Davies, 1991 ; Warburton & Davies, 1994) et sont corrélées à des successions de phases de progradation et d'incision des chenaux (Ashmore, 1987 ; Hoey & Sutherland, 1991 ; Métivier & Meunier, 2003). Cela renforce l'idée d'un mécanisme de propagation de fronts d'ondes de sédiments (Griffiths, 1979).

  - Pour des débits d'eau variables, le flux de sédiments en charge de fond croît linéairement avec la puissance hydraulique effective (puissance hydraulique réelle pondérée par le flux d'eau en entrée ; fig.III.11.C.3&4 ; Métivier & Meunier, 2003). Cette relation est cohérente avec l'expression de Bagnold pour le transport en charge de fond (Bagnold, 1973, 1977, 1978). Elle varie sensiblement avec la taille des grains (Meunier & Métivier, 2006) et le flux solide en entrée (Métivier & Meunier, 2000, 2003). Enfin, cette loi de transport dépend également de la longueur du chenal expérimental (Meunier & Métivier, 2006).

- La dynamique des piscines de confluence entre les chenaux tributaires est un facteur de contrôle important de la dynamique des tresses (Mosley, 1976 ; Ashmore, 1982, 1987 ; 1988, 1993 ; Ashmore & Parker, 1983 ; Best, 1988 ; Ashworth et al., 1994 ; Meunier & Métivier, 2000). Elles génèrent en permanence des instabilités locales qui perturbent les géométries en tresses et les forcent à évoluer.

- Les chenaux en tresses sont des objets fractals, tant d'un point de vue statique que dynamique (fig.III.11.C.5&6 ; Sapozhnikov & Foufoula-Georgiou, 1997). Ainsi, l'organisation spatiale et l'évolution temporelle d'une portion du chenal sont identiques (d'un point de vue statistique) à une portion plus large. Cette observation suggère que les rivières en tresses soient dans un état critique obéissant aux critères de criticalité auto-organisée (Bak et al., 1987). En d'autres termes, les systèmes en tresses s'organisent naturellement en un état critique sans qu'aucune configuration particulière des degrés de liberté du système (paramètres hydrauliques, géométriques etc.) ne soient nécessaires.

Enfin, pour les rivières à substratum apparent, les expériences sont principalement destinées à l'observation des paramètres contrôlant la formation des structures sédimentaires sur le fond du lit (*bedrock erosional morphologies*). Ces expériences indiquent que :

- La manière dont le lit est érodé dépend de la capacité d'érosion de l'écoulement : c'est-à-dire de sa turbulence, vitesse, charge solide, etc. (Allen, 1969 & 1971).

- La formation de structures érosives (notamment les piscines d'érosion) est indépendante des hétérogénéités du substrat mais dépend de la pente d'écoulement, du débit et de la dynamique interne de l'érosion du chenal (Wohl & Ikeda, 1997 ; Thompson, 2002).

- Les taux d'érosion locaux dans un chenal à substratum rocheux et la topographie du lit interagissent fortement en raison des boucles rétroactives qui existent entre l'écoulement turbulent, le transport des sédiments et la rugosité du substrat (Johnson & Whipple, 2007). Par exemple, l'abrasion du lit se produit si les sédiments impactent le substratum. En conséquence, l'érosion est privilégiée et accentuée dans les creux du thalweg où l'énergie turbulente est maximale mais elle est diminuée au niveau des hauts topographiques. En retour, la dissipation de l'énergie d'écoulement lors de ces trajectoires sinueuses diminue la capacité de transport du chenal et son pouvoir d'incision.

Finalement, toutes ces expériences réalisées « en canal » permettent d'étudier les mécanismes physiques contrôlant l'érosion et le transport de particules au sein d'un réseau chenalisé, qu'il s'agisse d'une rivière alluviale ou à substratum rocheux. Néanmoins, dès lors que l'on s'intéresse à la dynamique de la rivière en relation avec son bassin versant, il est nécessaire d'étendre le dispositif à trois dimensions, de construire de nouveaux prototypes et d'adapter la technique permettant d'éroder le matériau.

b) Dispositifs de type « boîte à érosion » (erosion box)

Dans les dispositifs de type « boîte à érosion », une série de buses disposées au-dessus du modèle expérimental génère un champ de précipitation composé de microgouttelettes d'eau. Le ruissellement et la concentration de l'écoulement (*overland flow*) génèrent des petits chenaux qui érodent progressivement le substrat en formant des réseaux de drainage comparables au réseau hydrographique des bassins versants naturels (fig.III.12.B par exemple). Dans la série d'expériences décrites par la suite, il n'y a pas de surrection de matériau. La topographie initiale est volontairement mise en déséquilibre vis-à-vis de ses conditions aux limites (niveau de base) afin de créer une instabilité permettant l'initiation de l'érosion. Cette dénivellation est très souvent générée en abaissant l'exutoire du bac expérimental. L'érosion se produit tant que les chenaux n'ont pas atteint leur pente d'équilibre. Celle-ci dépend des conditions locales d'écoulement (aire drainée, flux liquides) du seuil d'érosion du matériau (Lague et al., 2003). Ces expériences s'achèvent par un état morphologique où la topographie évolue très lentement. Elles sont pour cela qualifiées d'expériences de « relaxation topographique » (Lague et al., 2003). Pour une synthèse des dispositifs de type « boîte à érosion » (matériau, paramètres de la pluviométrie), je conseille au lecteur de se référer également à Niemann & Hasbargen (2005).

Remarque sur la taille des gouttelettes :

La taille des gouttelettes d'eau diffusées par le dispositif d'aspersion ou de brumisation est un point important des modélisations de type « erosion box ». Elle détermine en effet, avec les propriétés physiques du matériau employé (essentiellement la cohésion), si les gouttelettes ont l'énergie cinétique suffisante pour détacher mécaniquement des particules du substrat lors de leur impact (effet *rainsplash* ; Lague et al., 2003). Si certains travaux réduisent volontairement la taille des microgouttelettes afin de minimiser cet effet, d'autres conservent des tailles assez grossières pour ne pas l'annihiler totalement. Ce choix dépend des dimensions du modèle et de l'échelle du prototype étudié (une parcelle de bassin versant ou un bassin versant dans son ensemble). En effet, la cratérisation et la destruction de la finesse de la morphologie expérimentale sont moins préjudiciables pour une expérience de large dimension (plusieurs mètres) que pour une petite (plusieurs décimètres). Qui plus est, pour des modélisations réalisées à l'échelle d'un petit bassin versant, ce mécanisme d'érosion est réel et responsable d'une partie du détachement mécanique des particules d'un sol (Ellison, 1952). Dans ce cas, sa présence est parfaitement justifiée. Néanmoins, à l'échelle d'un bassin hydrographique orogénique, cet effet demeure plus discutable car le mécanisme d'érosion par impact cinétique n'est pas significatif. Toutefois, selon ses tenants (Parker, 1977 ; Pelletier, 2003), cette modélisation vise plutôt à représenter les mouvements de masse diffusifs observés sur les pentes de versants et générés par les processus de glissements gravitaires. Pour d'autres auteurs, (voir notamment les dispositifs de l'Université de Minnesota et de Géosciences Rennes), le ruissellement est le processus d'érosion-transport majeur responsable de l'essentiel de l'organisation du réseau de drainage et du transfert de sédiments (Bonnet & Crave, 2006). Ils reconnaissent l'importance des processus de glissement dans la morphogenèse mais les réduisent cependant.

(1) Premier dispositif

Un des premiers dispositifs de « boîte à érosion » est à ma connaissance l'œuvre de F. Flint (1973). S'inspirant des travaux réalisés sur des petits bassins versants expérimentaux naturels (Schumm, 1956 ; Morisawa, 1964), Flint construit un bac expérimental de dimensions 29 cm x 45 cm et le remplit de matériaux silteux (fig.III.12.A). Sous l'effet des précipitations expérimentales, un réseau de drainage arborescent se développe à partir de l'exutoire creusé en aval du dispositif (exutoire en forme de « V »). Les topographies sont mesurées toutes les 5 à 15h grâce à une grille de référence disposée au-dessus du modèle. Dans les deux expériences qu'il réalise, Flint constate que l'évolution de l'aire du bassin versant drainé, la longueur du drain principal, le nombre de drains et la densité de drainage suivent des lois exponentielles. Elles tendent vers des valeurs seuils imposées par les dimensions de la boîte.

(2) Université de Colorado (Etats-Unis) : Rainfall Erosion Facility (REF)

L'équipe de S. Schumm de l'Université de Colorado (Etats-Unis) reprend le dispositif de Flint et en développe deux (à ma connaissance). Le premier, un bac expérimental de dimensions 2 m x 3 m, permet d'étudier l'effet d'une pente régionale sur le développement du réseau de drainage (Phillips, 1986 ; Phillips & Schumm, 1987). Le second, intitulé « Rainfall Erosion Facility » (R.E.F. ; fig.III.12.B&B' ; Schumm et al., 1987), permet quant à lui d'étudier l'évolution du réseau hydrographique sous l'effet de fluctuations du niveau de base (Schumm & Parker, 1973 ; Parker, 1977 ; Koss et al., 1994 ; Schumm & Rea, 1995) ou des conditions initiales (Pelletier, 2003). Ses dimensions sont gigantesques (15 m x 9.2 m) et il est rempli en conséquence par une très grande quantité de matériau (près de 300 t). Malgré la lourdeur d'un tel dispositif, les auteurs estiment que ces dimensions permettent de considérer le modèle comme un prototype de petit bassin versant naturel (Parker, 1977 ; Pelletier, 2003) et donc de reproduire une plus grande variété de processus d'érosion-transport observables dans les bassins versants naturels (processus diffusifs de versant, méandres des rivières, incisions fluviales etc).

Dans le premier dispositif, il n'y a pas de système de mesure intégré. Les relevés effectués sur le réseau de drainage sont réalisés à partir des photographies. Dans le second dispositif, des systèmes photographiques (prises de vue stéréo pour traitement en photogrammétrie ; fig.III.12.B″&B‴) et un système télémétrique (théodolite ; fig.III.12.B‴) permettent d'établir des MNTs des modèles avec une précision d'environ 5 mm en horizontal et 1 mm en vertical (Pelletier, 2003).

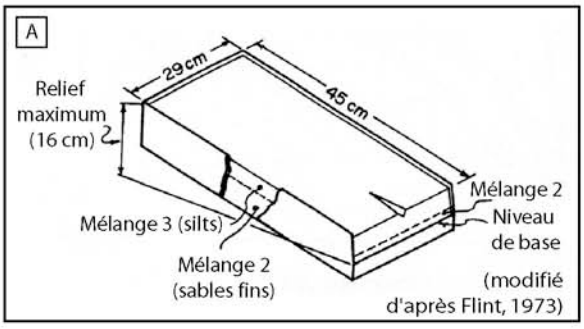
Dans le premier dispositif, les taux de précipitations varient de 25 mm/h à 100 mm/h. Dans le second, les premières expériences disposaient d'un champ de précipitations assez inhomogène en raison d'un positionnement des gicleurs en bordure du dispositif (fig.III.12.B&B' ; Parker, 1977). Les expériences plus récentes développent au contraire moins de 10% de variations spatiales sur le bassin versant grâce à un système de buses localisées au-dessus du modèle (fig.III.12.B″&B‴ ; Pelletier, 2003). La taille des gouttelettes d'eau diffusées sur le modèle est très petite dans le premier dispositif et reste assez importante (~ 1 mm) dans le second.

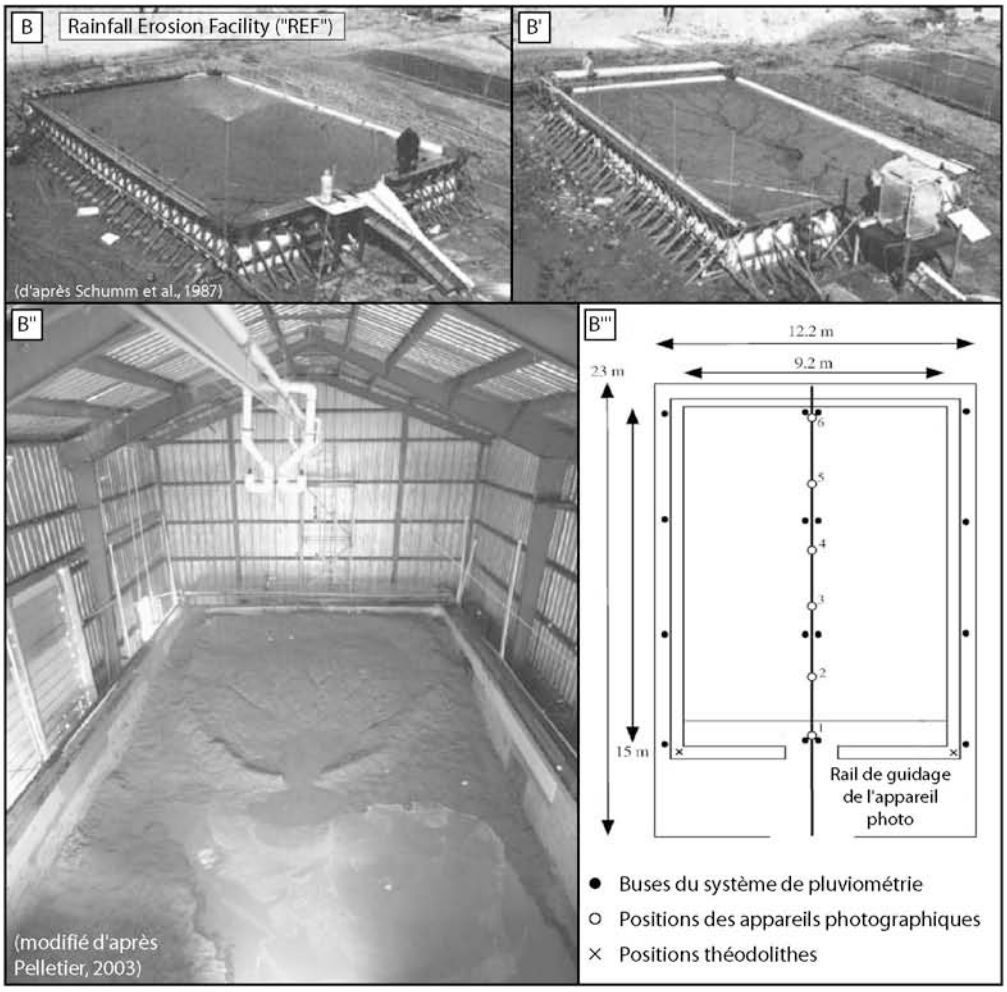
Les principaux résultats montrent essentiellement que la topographie initiale d'un relief influence fortement la géométrie du réseau de drainage qui s'y développe et son évolution (Parker, 1977 ; Phillips & Schumm, 1987 ; Pelletier, 2003). Dans le détail :

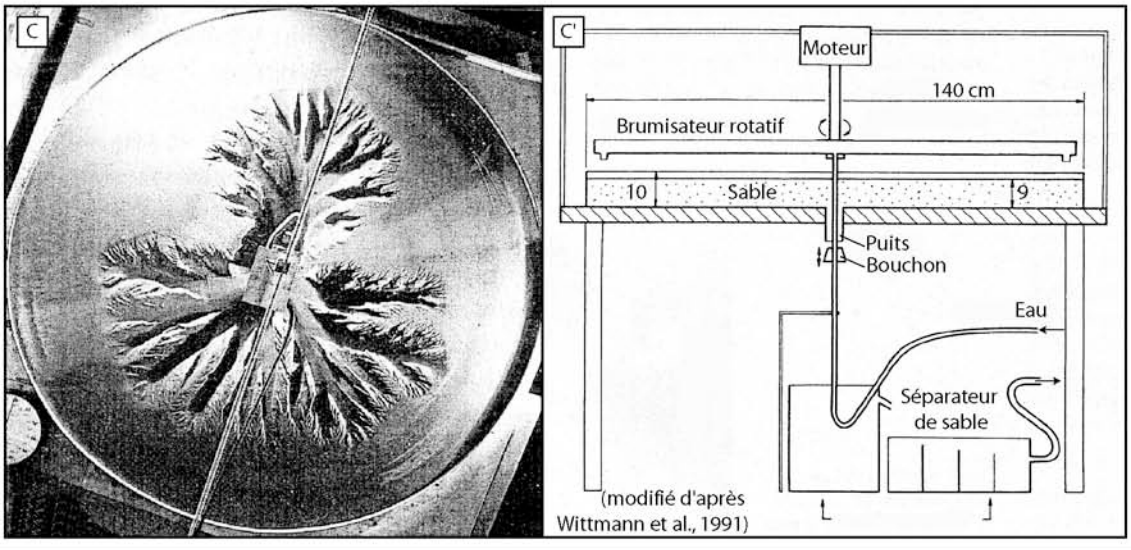
- La géométrie du réseau de drainage change lorsque la pente croît. Ainsi, le réseau de drainage prend-il un aspect dendritique à 1%, sub-dendritique à 2%, subparallèle à 3% et parallèle à 5% et plus (fig.III.13.A ; Phillips & Schumm, 1987). Ces changements se traduisent également par une décroissance des angles de jonction des tributaires.

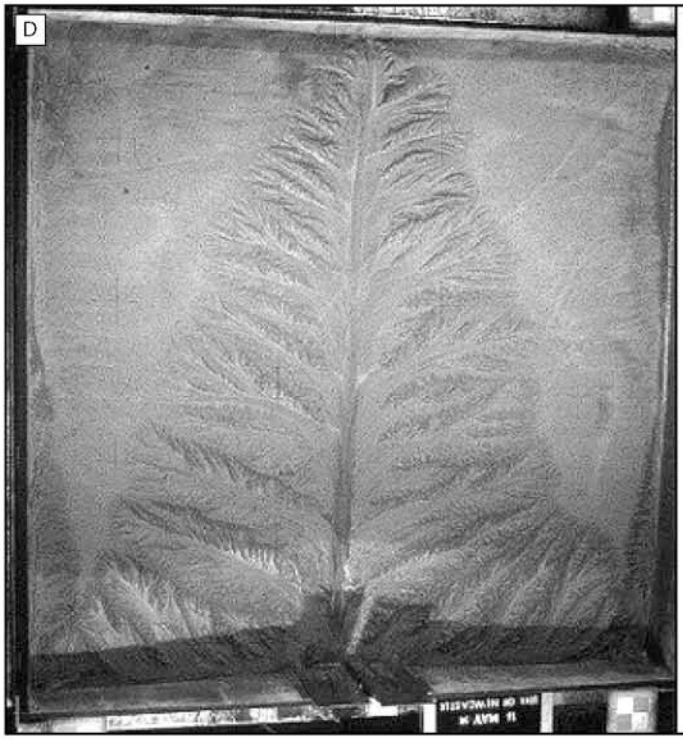
- Pour un bassin versant de faible relief (faibles pentes), le réseau progresse simultanément par érosion régressive sur l'ensemble de la surface (*headward growth*) en suivant un schéma arborescent dendritique (fig.III.13.B.1 ; Parker, 1977 ; Pelletier, 2003). Les chenaux s'élargissent, migrent latéralement et des captures se produisent dans les portions aval de l'écoulement (Pelletier, 2003).

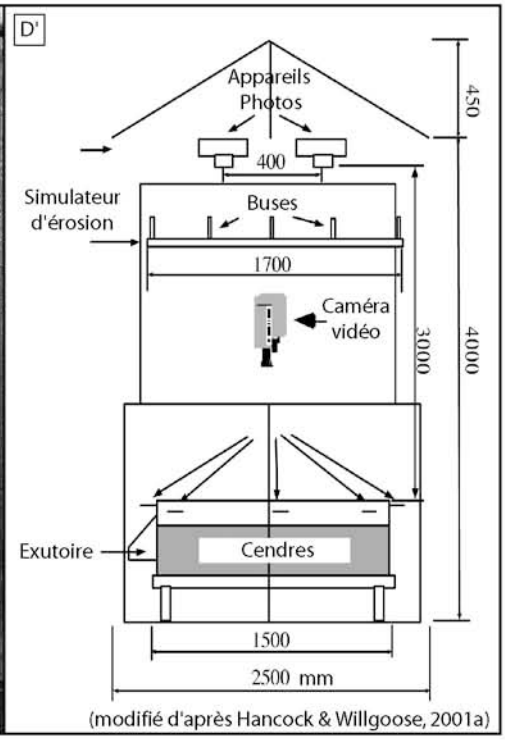
- Pour un bassin versant de plus fort relief (pentes plus importantes), des chenaux principaux se mettent en place rapidement sur l'ensemble de la surface puis des tributaires secondaires viennent s'y brancher (fig.III.13.B.2 ; Parker, 1977 ; Pelletier, 2003). Les vallées sont profondément incisées ce qui inhibe une migration latérale ultérieure.

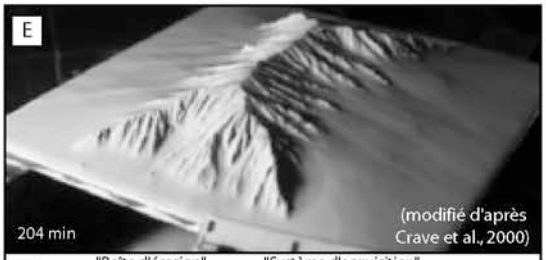

A
29 cm
45 cm
Relief maximum (16 cm)
Mélange 2
Niveau de base
Mélange 3 (silts)
Mélange 2 (sables fins)
(modifié d'après Flint, 1973)

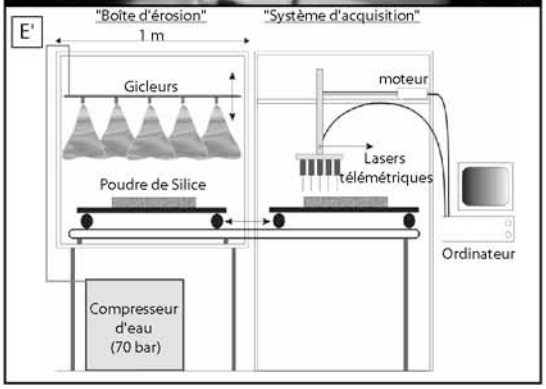

B
Rainfall Erosion Facility ("REF")
(d'après Schumm et al., 1987)
B'
B''
(modifié d'après Pelletier, 2003)
B'''
12.2 m
9.2 m
23 m
15 m
Rail de guidage de l'appareil photo
Buses du système de pluviométrie
Positions des appareils photographiques
Positions théodolithes


C
C'
Moteur
140 cm
Brumisateur rotatif
10
Sable
9
Puits
Bouchon
Eau
Séparateur de sable
(modifié d'après Wittmann et al., 1991)


D


D'
Appareils Photos
450
400
Simulateur d'érosion
Buses
1700
Caméra vidéo
3000
4000
Exutoire
Cendres
1500
2500 mm
(modifié d'après Hancock & Willgoose, 2001a)


E
204 min
(modifié d'après Crave et al., 2000)


E'
"Boîte d'érosion"
"Système d'acquisition"
1 m
Gicleurs
moteur
Lasers télémétriques
Poudre de Silice
Ordinateur
Compresseur d'eau (70 bar)

F
6m
5m
4m
3m
2m
1m
A
B
C
D
F
H
G
E
(d'après Brunton & Bryan, 2000)

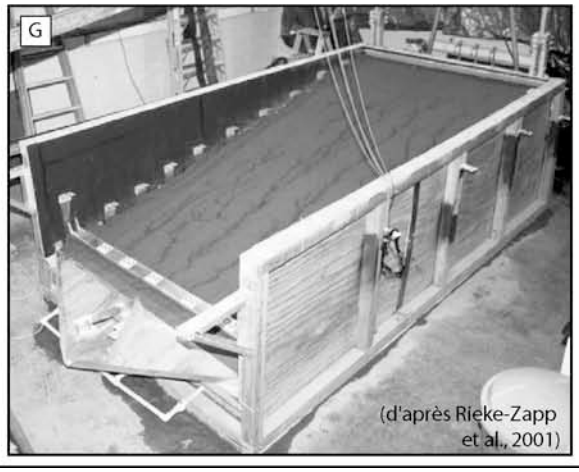

G
(d'après Rieke-Zapp et al., 2001)

***Fig.III. 12 : Dispositifs expérimentaux d'étude de l'évolution des reliefs sans tectonique (schéma et/ou photographie)**. A) Dispositif de Flint (1973). B)« Rainfall Erosion Facility » dans sa version originale (B&B' ; Schumm et al., 1987) et sa version récente (B''&D'''; Pelletier, 2003). C) Dispositif circulaire de Wittmann & al. (1991). D&D') Dispositif de Hancock & Willgoose (2001a). E&E') Dispositif initial de Géosciences Rennes (Crave et al., 2000). F&G) Dispositifs d'étude de l'érosion des sols (Rigoles) de l'univeristé de Toronto, (Canada ; Brunton & Bryan, 2000). G) et de West-Lafayette (Indiana, Etats Unis ; Rieke-Zapp et al, 2001).*

- Pour un bassin versant composé d'un plateau (pente nulle sur la quasi-totalité de la surface mais dénivelé important aux bordures) l'érosion est très lente (fig.III.13.B.3 ; Pelletier, 2003). Elle résulte d'une compétition entre les processus de glissement en masse et la dissection par érosion régressive. La balance de ce ratio dépend de l'importance relative des écoulements de surface par rapport aux écoulements de sub-surface (infiltration). Si les infiltrations sont importantes, la déstabilisation gravitaire des bordures prend le dessus et maintient des pentes élevées sur les bordures. La dissection du plateau est limitée en raison du faible ruissellement. Au contraire, un plateau résistant et peu perméable est érodé principalement par l'érosion régressive. Elle se développe à partir des bordures et pénètre progressivement au cœur du plateau.

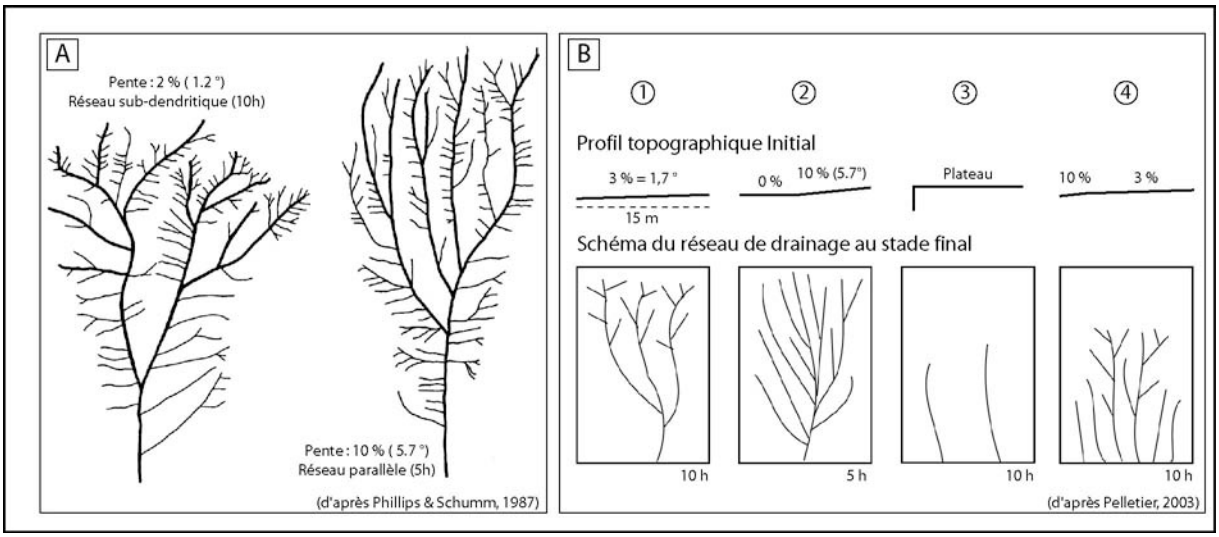


***Fig.III. 13 : Principaux résultats obtenus sur le dispositif R.E.F. pour l'étude de la formation et l'évolution du réseau de drainage.** A) D'après Phillips & Schumm (1987). Selon la pente de la topographie initiale, la géométrie du réseau de drainage change. Ainsi, elle est sub-dendritique à 2% et parallèle à 10%. B) Selon la géométrie du profil topographique initial, différentes géométries et dynamiques d'évolution du réseau de drainage s'observent (voir texte pour détail ; D'après Pelletier, 2003).*

(3) Dispositifs d'étude de la fractalité des reliefs : Université de Munich (Allemagne) et Université de Budapest (Hongrie)

A la suite des nombreux travaux s'intéressant à la fractalité des reliefs naturels (Mandelbrot, 1982 ; Chase, 1992), deux dispositifs expérimentaux ont été construits afin de tester ce concept en laboratoire (Wittmann et al., 1991 ; Czirok et al., 1993).

Dans le premier dispositif (Université de Munich ; fig.III.12.C&C'), un réservoir cylindrique (1.4 m de diamètre et 10 cm de profondeur) rempli de matériau (sable) est érodé au moyen d'un brumisateur en rotation autour d'un axe central (fig.12.III.C' ; Wittmann et al., 1991). Grâce à un puits réalisé au centre du réservoir, l'écoulement d'une nappe d'eau de surface incise le matériau et construit un réseau de drainage en forme de fleur (fig.III.12.C). On notera

que les processus d'érosion impliqués dans ces expériences se résument à de l'incision par ruissellement. A partir des expériences réalisées, les auteurs remarquent que :

- pour une dimension caractéristique de bassin versant (35 cm) obtenue sous différents taux de pluviométrie (50 à 3000 ml/min), la dimension fractale du réseau de drainage est proportionnelle au taux de précipitation. Ce résultat montre que les systèmes fluviatiles semblent adopter naturellement une géométrie dendritique, quelles que soient les conditions hydrauliques. Selon les auteurs, cette indépendance de la géométrie du réseau avec la pluviométrie pourrait expliquer pourquoi la morphologie dendritique est très répandue dans les bassins versants naturels, notamment ceux de grandes dimensions.

- l'évolution temporelle de la longueur du drain principal suit une courbe en loi de puissance. Flint (1973) observe une relation exponentielle comparable sur ses bassins versants expérimentaux (voir plus haut).

Dans le second dispositif (Université de Budapest ; Hongrie ; aucune illustration du dispositif disponible), les auteurs utilisent une table carrée (90 cm de côté) sur laquelle ils disposent un volume de matériau de forme trapézoïdale (mélange à base de terreau et de sable). Le modèle est érodé au moyen d'un pulvérisateur d'eau et les topographies résultent majoritairement de processus d'érosion-transport par glissement. Les modèles sont numérisés à partir de photographies prises de profil.

Les auteurs obtiennent des morphologies faiblement chenalisées et très irrégulières qui présentent des caractéristiques fractales (notamment un dimensionnement spatial) comparable aux reliefs des Dolomites (Italie). Selon les auteurs, cela suggère que les processus de versants tiennent une part importante dans l'explication de la fractalité des reliefs naturels (du moins pour des échelles de longueur supérieure à 10 – 100 km). Toutefois, on peut cependant s'interroger sur le choix de la comparaison de la topographie des modèles avec celle des Dolomies. En effet, compte tenu de la lithologie carbonatée de cette région, la morphologie des reliefs est dominée par la dissolution (karstification). Ses caractéristiques topographiques ne reflètent alors pas nécessairement des processus d'érosion de versants (glissement, reptation, etc.) comme observés dans le modèle.

(4) Université de Newcastle (Australie)

A l'Université de Newcastle (Australie), un dispositif expérimental similaire au R.E.F. a été construit (fig.III.12.D&D'; Hancock, 1997 ; Hancock & Willgoose, 2001b) mais ses dimensions sont plus faibles (1.5 x 1.5 m). Les procédures de mesures topographiques sont sensiblement identiques (réalisation de stéréo-photographies et MNTs produit par photogrammétrie ; point de contrôle avec un théodolite) et disposent de précisions de l'ordre de 1 cm en X et Y et 0.5 cm en Z (Hancock & Willgoose, 2001a). L'érosion par impact cinétique est réduite par l'utilisation de très fines gouttelettes d'eau de diamètres proches de 100 μm. Selon les auteurs, cela permet de mieux respecter l'importance relative des processus diffusifs par rapport aux processus fluviatiles rencontrées sur le terrain (Hancock & Willgoose, 2001b). Les taux de précipitation peuvent s'étaler de 50 à 120 mm/h (Hancock & Willgoose, 2001b). L'objectif de ces expériences est de fournir un test physique validant les prédictions topographiques livrées par le programme d'évolution de bassin versant SIBERIA (Willgoose et al., 1991a,b ; Hancock & Willgoose, 2001c, 2002). Cela concerne aussi bien la comparaison de l'état topographique d'équilibre (Hancock & Willgoose, 2001c) que les régimes transitoires (Hancock & Willgoose, 2002). Bien que visuellement les modèles expérimentaux et numériques diffèrent nettement (fig.III.14.A&B), la correspondance quantitative (statistique) reste très

bonne. Pour cela, les auteurs utilisent quatre descripteurs morphologiques (l'hypsométrie, la distribution cumulée de l'aire, la fonction de largeur du réseau, la relation pente-aire drainée ; fig.III.14.C ; voir le chapitre I pour une description de ces descripteurs).

Que ce soit pour les stades transitoires ou à l'équilibre de relaxation, la correspondance entre les différents descripteurs expérimentaux et numériques est bonne (Hancock & Willgoose, 2001c, 2002). Au premier ordre, cela valide donc le modèle d'évolution de topographie SIBERIA, mais pose le problème de l'importance de la ressemblance morphologique dans la caractérisation géomorphologique d'un paysage. Si deux modèles de paysages (déjà simplifiés) sont morphométriquement similaires, pourquoi ne le sont-ils pas visuellement ?

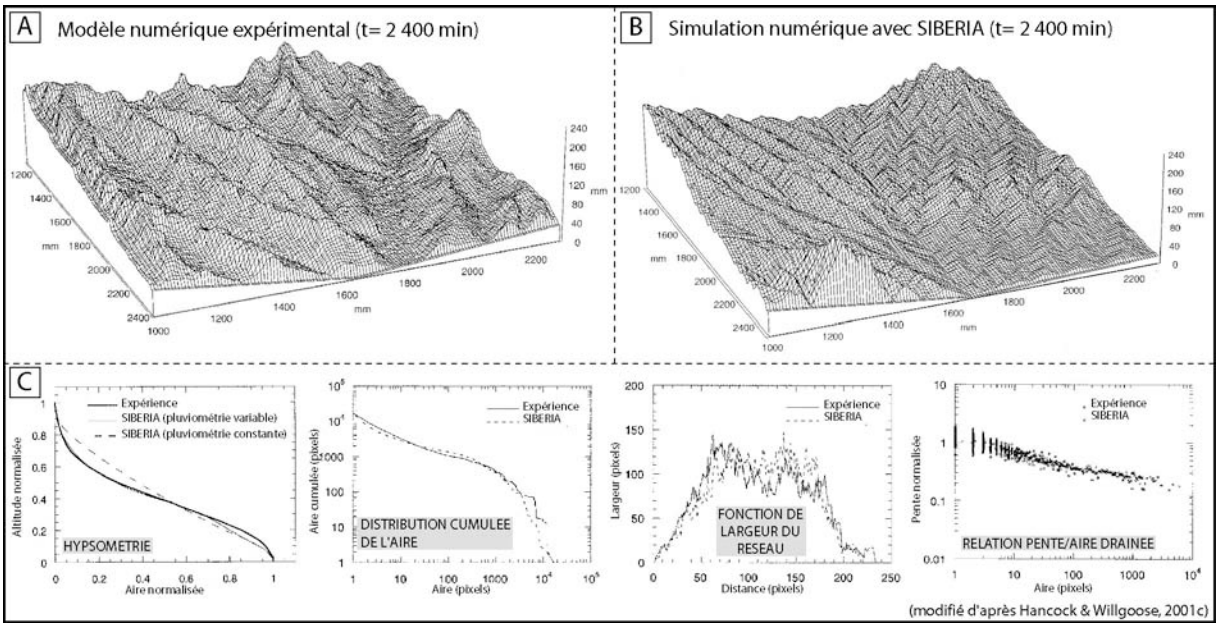


Fig.III. 14 : Comparaisons de l'état d'équilibre des modèles expérimentaux et simulations numériques de SIBERIA dans le dispositif de l'Université de Newcastle (d'après Hancock & Willgoose, 2001c). *A) Modèle numérique d'une expérience obtenu après 2400 minutes de précipitation. B) Simulation numérique obtenu avec le modèle d'évolution de paysage SIBERIA après 2400 minutes de précipitation. C) Comparaison quantitative des modèles expérimentaux et simulations numériques à l'aide de quatre descripteurs morphologiques. Il s'agit de l'hypsométrie, la distribution cumulée de l'aire, la fonction de largeur du réseau et la relation pente-aire drainée. Noter que malgré la très nette différence visuelle entre les deux modèles expérimentaux et numériques, les différents descripteurs tendent à indiquer que les morphologies sont statistiquement très comparables.*

(5) Université de Rennes I (France) :

Au laboratoire Géosciences de Rennes, plusieurs dispositifs ont été construits afin d'étudier l'évolution morphologique des paysages (fig.III.12.E&E'). Au fil des ans, ils ont subi de nombreuses modifications techniques (voir Bonnet & Crave, 2006 pour une revue complète). Dans ce paragraphe, je laisse de côté toutes les adaptations permettant de modéliser la tectonique (surrection) car elles seront abordées plus en détails dans le sous-chapitre suivant dédié à la modélisation des interactions Tectonique-Erosion-Sédimentation. Je m'intéresse ici plutôt aux expérience analysant la relaxation de la topographie.

Les dimensions de la boîte à érosion sont passées de 14 x 20 cm initialement (Crave et al., 2000), à 20 x 30 cm (Lague et al., 2003) puis 40 x 60 cm (Babault et al., 2005a ; Turowsky et al., 2006). Cette augmentation de la taille de « boîte à érosion » vise notamment à générer des gammes d'écoulement plus vastes et à explorer ainsi des dynamiques érosives plus complexes. Le dispositif de pluviométrie diffuse des précipitations comprises entre 50 et 350 mm/h. Les variabilités spatiales et temporelles sont de l'ordre de 5 % dans le dispositif actuel (voir Babault,

2004 , p130 pour une revue complète et une comparaison détaillée des variabilités des différents dispositifs expérimentaux). Les gouttelettes ont un diamètre autour de 5-10 μm afin de réduire au maximum les impacts cinétiques sur les morphologies. Le système de numérisation de la surface des modèles était composé d'un ensemble de cinq lasers télémétriques dans le premier dispositif (précision : X,Y = 500 μm ; Z = 40 μm ; Crave et al., 2000 ; Lague, 2002 ; Lague et al., 2003 ; Bonnet & Crave, 2003). Aujourd'hui, il s'agit d'un dispositif de stéréo-photographie qui livre des précisions sensiblement équivalentes (X,Y = 500 μm ; Z = 20 μm ; Turowsky et al., 2006). Il permet d'imager des pentes quasiment verticales. Le temps de numérisation des topographies est d'environ 10 à 30 minutes (selon les dimensions du modèle) et nécessite l'arrêt du simulateur d'érosion.

Les principaux résultats obtenus sur les expériences de relaxation de la topographie (ie : absence de tectonique) montrent que (fig.III.15) :

- La décroissance de l'altitude moyenne d'un massif topographique (un plateau en particulier) dépend des conditions initiales de drainage (Crave et al., 2000 ; Lague et al., 2003 ; fig.III.15.A&A').

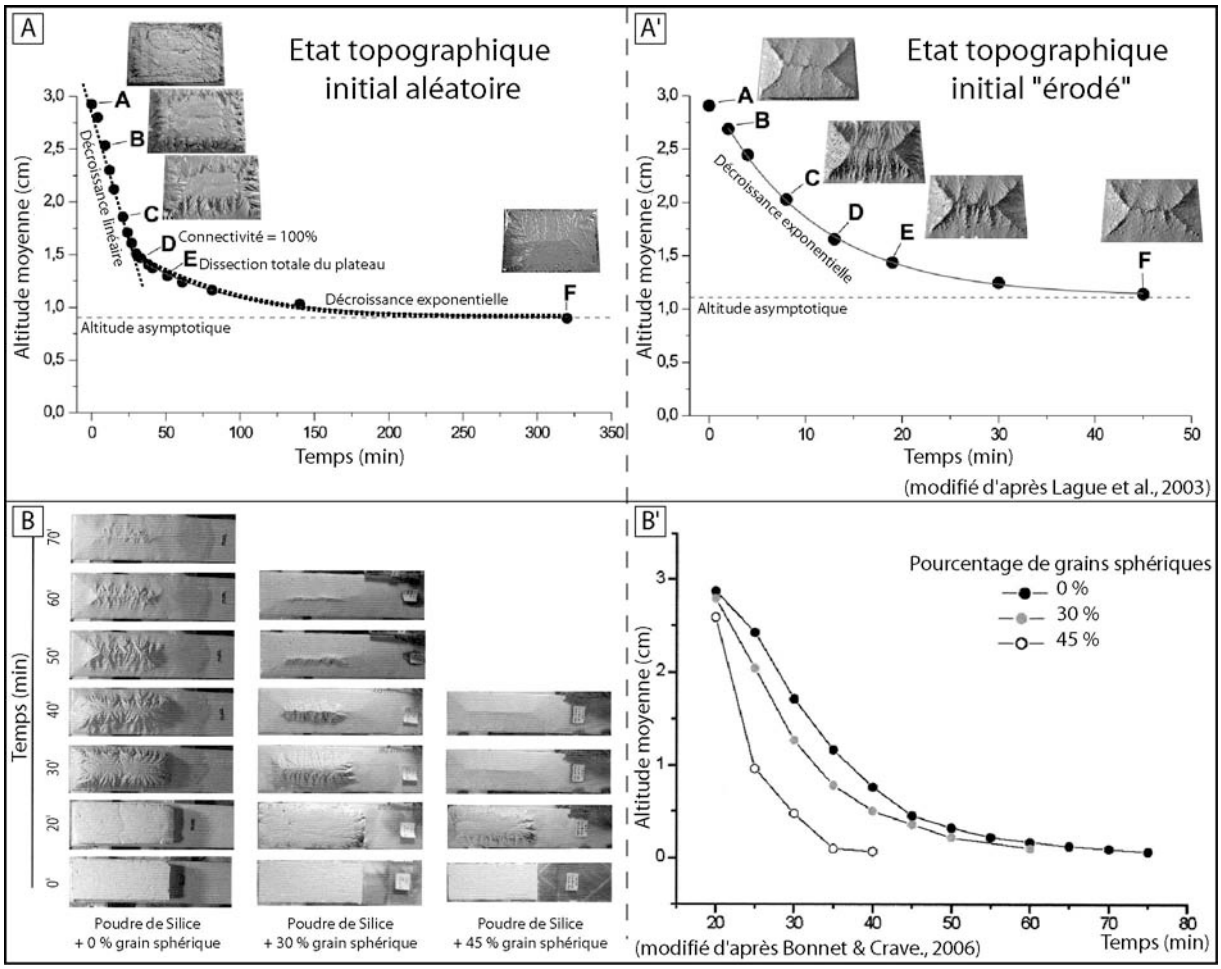


Fig.III. 15 : Résultats d'expériences de relaxation topographique (pas de surrection) de Géosciences Rennes. *A) Expérience avec état topographique initial aléatoire (d'après Lague et al., 2003). L'altitude moyenne du massif décroît en suivant une première phase linéaire puis une seconde phase exponentielle. La transition est marquée par la connexion à 100% du réseau hydrographique. A') Expérience avec état initial topographique préalablement « érodé »(Lague et al., 2003). La décroissance de l'altitude moyenne suit alors une courbe d'allure exponentielle. Noter dans les deux cas l'altitude finale qui tend vers une valeur asymptotique comparable. Ceci traduit probablement un effet de seuil d'érosion. B) Effet de la nature du matériau expérimental sur l'érodabilité du modèle. L'addition de particules sphériques diminue la résistance du matériau et accélère donc l'érosion des reliefs expérimentaux (d'après Bonnet & Crave, 2006).*

Ainsi :

- Pour un état initial avec une topographie aléatoire, l'altitude moyenne du modèle décroît tout d'abord linéairement puis exponentiellement. La transition s'observe lorsque le réseau de drainage est entièrement connecté (connectivité à 100 % ; fig.III.15.A).
- Pour un état initial avec une topographie préalablement « érodée » (ie avec un réseau de drainage couvrant l'intégralité de la surface du modèle et connecté à 100 %), l'altitude moyenne du modèle décroît dès le début de manière exponentielle (fig.III.15.A').

Dans les deux cas, la topographie résiduelle obtenue au terme des expériences tend vers une altitude asymptotique semblable. Celle-ci correspond probablement à un seuil d'érosion intrinsèque de la loi d'érosion du matériau utilisé en dessous duquel aucune érosion ne se produit (Lague et al., 2003).

- La décroissance de l'altitude moyenne d'un massif topographique dépend du matériau employé (Bonnet & Crave, 2006). Ainsi l'addition de particules sphériques dans un matériau fin et cohésif (poudre de silice) augmente son érodabilité (fig.III.15.B&B').

(6) Dispositifs d'étude de l'érosion des sols

De nombreux laboratoires d'agronomie et d'ingénierie civile sont équipés de dispositifs de boîtes à érosion afin d'étudier l'érosion des sols. Je laisse de côté les dispositifs analysant l'évolution des reliefs en milieu glaciaire et périglaciaire (Font et al., 2006 ; Vedie, 2008) mais je me focalise sur les dispositifs qui permettent d'étudier les facteurs contrôlant la formation et l'évolution des rigoles. Ces rigoles sont parfois considérées comme analogues**,** à petite échelle, aux réseaux de rivières (Leopold et al., 1964 ; Schumm et al., 1987 ; Knighton, 1998 ; Gómez et al., 2003) et représentent donc d'intéressants objets permettant d'aborder la dynamique fluviale. En outre, les mécanismes d'érosion et de transport s'y produisant sont comparables à ceux des expériences géomorphologiques (notamment les expériences développées durant cette thèse) car les matériaux érodés sont très semblables (silts, sables, etc.).

A titre d'exemple, on peut citer les dispositifs du Laboratoire d'Erosion des Sols de l'Université de Toronto (Canada ; Bryan & Poesen, 1989) et celui du « National Soil Erosion Research Laboratory » de West-Lafayette (Indiana, Etats Unis ; Rieke-Zapp et al., 2001). Le premier est très grand (7.1 x 2.4 x 0.2 m ; fig.III.12.F) et mesure ponctuellement quelques dimensions caractéristiques des rigoles (largeur, profondeur ; Bryan et al., 1998 ; Brunton & Bryan, 2000). Le second est légèrement plus petit : 4.18 x 2.21 x 1.30 m dans une première version (fig.III.12.G ; Rieke-Zapp et al, 2001) et 4 x 4 x 0,8 m dans une autre (Gómez et al., 2003 ; Rieke–Zapp & Nearing, 2005). Il permet la réalisation de MNT haute résolution par scanner laser (Gómez et al., 2003) ou par photogrammétrie numérique (Rieke-Zapp et al, 2001 ; Rieke-Zapp & Nearing, 2005). Les MNTs ont des résolutions horizontales d'environ 3 mm et verticales autour de 1-2 mm.

Les principaux résultats montrent comment l'organisation et l'incision générées par le réseau de rigoles dépendent de la géométrie de la pente d'écoulement (fig.III.16.A ; Rieke-Zapp & Nearing, 2005). D'un point de vue statistique, la densité de drainage reste approximativement constante mais les géométries de ramification sont différentes. Le degré d'incision, les flux sédimentaires et le débit liquide sont différents car la courbure topographique de la pente permet la division (fig.III.16.A.4) ou la convergence des flux (fig.III.16.A.5).

En outre, la théorie mathématique sur la dissipation d'énergie du réseau de drainage au niveau des rivières (Rodriguez-Iturbe et al., 1992) semble se vérifier également pour les rigoles (Gomez et al., 2003 ; Rieke-Zapp & Nearing, 2005). Cette théorie propose qu'un réseau de

drainage se développe en optimisant ses pertes d'énergie. Ainsi, à une échelle locale, le réseau ajuste les propriétés de ses chenaux (largeur, vitesse d'écoulement) afin que les pertes d'énergie par unité de surface du chenal soient identiques en tout point du réseau. A une échelle globale, le réseau de drainage ajuste sa structure topologique (pente, longueur des drains) afin de minimiser l'ensemble des déperditions d'énergie du réseau. Dans leurs expériences réalisées avec des rugosités de surface variables (faible, moyenne et forte rugosité : fig.III.16.B) et des pentes de 20 et 5%, Gómez et al. (2003) montrent que le taux de déperdition d'énergie, par le réseau de drainage des expériences à 20 %, diminue au cours du temps (ie précipitation cumulée). La différence de comportement entre les expériences à 20 et 5% est attribuée à une différence dans les processus dominants d'érosion-transport : il s'agit de ruissellement (formation de rigoles) à 20% et de diffusion (rainsplash, écoulement en nappe) à 5%.

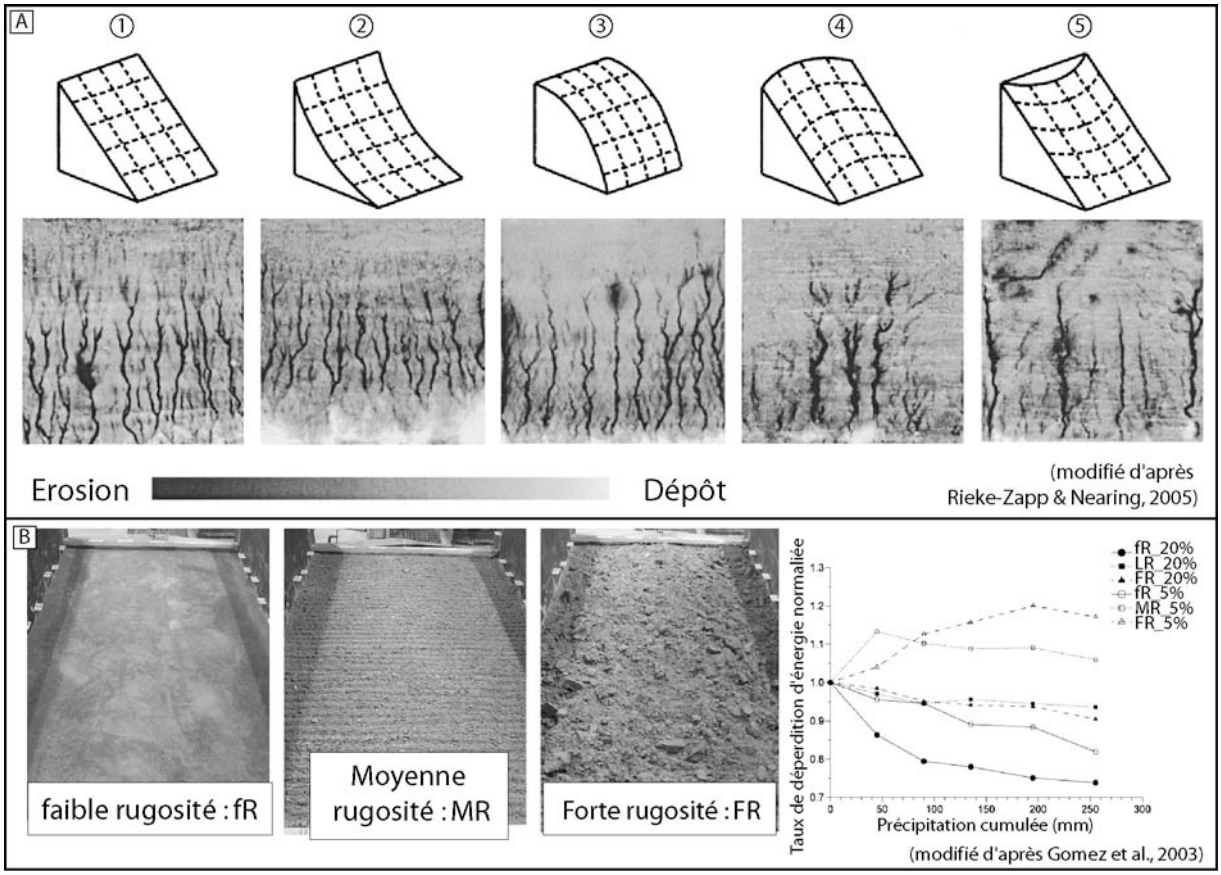


Fig.III. 16 : Résultats des développements de réseaux de rigoles en « boîte à érosion ». *A) Effet de la courbure de la pente sur la géométrie des rigoles (d'après Rieke-Zapp & Nearing, 2005). La densité de drainage reste constante mais les flux de matière érodée varient significativement d'une pente à l'autre. B) Dissipation de l'énergie du réseau de drainage (d'après Gomez et al., 2003). L'évolution du taux de dissipation de l'énergie du réseau est fonction de la rugosité et de la pente. Les expériences à 20%, quelle que soit leur rugosité, semblent optimiser leur déperdition d'énergie ; contrairement aux expériences à 5%.*

Finalement, ces deux types de dispositifs étudiant d'une part les processus tectoniques et d'autre part les processus morphologiques s'intéressent à la dynamique des « reliefs » de la Terre. Cependant, dans cette première étape, ils mettent pour le moment de côté une partie des processus morphogénétiques : dans le cas des dispositifs tectoniques, les processus de surface ne sont jusqu'à présent pas représentés ; dans le cas des dispositifs morphologiques, les processus tectoniques (surrection) créant des topographies ne sont également pas modélisés. C'est pourquoi, dans la section suivante, je présente les dispositifs expérimentaux (et protocoles) de modélisation tectonique et morphologique couplant ces deux aspects.

3. Modélisation des interactions Tectonique-Erosion-Sédimentation

a) Les processus de surface en modélisation tectonique

Déjà, durant les tous premiers travaux de modélisation expérimentale, beaucoup reconnaissaient l'importance des processus d'érosion et de sédimentation (processus de surface) sur l'évolution des reliefs d'une chaîne de montagnes mais aucun ne les mettait en pratique (Favre, 1878 ; Schardt, 1884). L'essentiel des efforts était souvent concentré sur la modélisation des processus tectoniques car il s'agit du paramètre de premier ordre régissant la formation des reliefs.

Dans la littérature, deux techniques expérimentales ont été décrites pour modéliser les processus de surface : une technique utilisant les propriétés d'avalanche des matériaux granulaires et une autre effectuant manuellement les transferts de matière. Ces deux techniques modélisent au premier ordre les flux de matière ainsi que leurs effets dominants : à savoir le déchargement lithologique dans la chaîne et le chargement sédimentaire dans l'avant-pays. Le transport et les mécanismes d'érosion et de sédimentation qui s'y rattachent (incision fluviale, glissement de versant, etc.) ne sont pas représentés.

(1) Erosion et Sédimentation par avalanche granulaire

Cette technique repose sur une propriété intrinsèque des matériaux granulaires : l'angle de repos (fig.III.17.A). Cette propriété veut que les grains de sable sec ne puissent supporter des contraintes cisaillantes au-delà d'une limite imposée par les caractéristiques frictionnelles entre les grains (forme, rugosité). Macroscopiquement, cette limite se définit par un « angle de repos ». Il correspond grossièrement à la pente d'avalanche adoptée par tous les matériaux granulaires s'écoulant d'un entonnoir ou d'un silo.

Dans les premiers travaux analogiques de formation des prismes orogéniques (Koons, 1990) l'érosion et la sédimentation pouvaient ainsi être modélisées simplement par l'effondrement du sable sur les versants du modèle atteignant l'angle de repos (fig.III.17.B). L'activité du chevauchement permet de recouvrir progressivement les produits effondrés (les débris) et de les intégrer au prisme. Ce type de processus ne se produit pas dès le début de l'expérience car il faut attendre qu'un des versants du prisme ait dépassé l'angle de repos. Une fois le processus enclenché, l'érosion et la sédimentation peuvent être considérées comme syntectoniques puisqu'elles accompagnent l'activité des chevauchements.

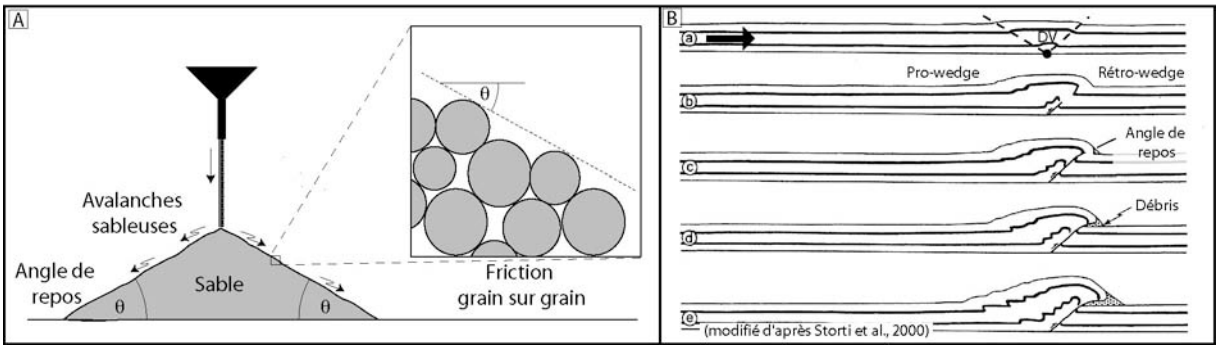


Fig.III. 17 : Erosion des modèles analogiques par utilisation de l'angle de repos des matériaux granulaires. *A) Définition de l'angle de repos. B) Mise en pratique dans une expérience analogique (d'après Storti et al., 2000). Dans cet exemple, seul le flanc rétrochevauchant du prisme (rétro-wedge) atteint l'angle critique du sable. Les grains s'effondrent au pied de la pente et sont recouverts par l'activité continue du rétrochevauchement.*

Néanmoins, une telle modélisation des processus d'érosion et sédimentation reste peu représentative des processus naturels, notamment en raison des très faibles taux d'érosion et de sédimentation qu'elle entraîne. C'est pourquoi, ce type d'érosion et sédimentation est souvent négligé dans les expériences et une alternative beaucoup plus efficace est utilisée : la technique dite « d'érosion manuelle » (Cobbold et al., 1993 ; Malavieille et al., 1993 ; Tondji-Biyo, 1995 ; Larroque et al., 1995 ; Storti & McClay, 1995 ; Mugnier et al., 1997 parmi les premiers).

(2) Erosion/Sédimentation « manuelle »

Avant-propos : L'emploi du terme « manuelle » ne se veut en aucun cas réducteur. Je souhaite simplement souligner par ce terme la procédure technique par laquelle l'érosion et la sédimentation sont appliquées au modèle. Les modèles d'érosion/sédimentation appliqués sont souvent différents (en fonction des problématiques) mais la procédure d'application reste identique.

En matière d'érosion, la technique « manuelle » est relativement simple car elle consiste à racler précisément les quantités de matériaux jugées excédentaires et à les retirer à l'aide d'un aspirateur (Mulugeta & Koyi, 1987). Pour définir ces quantités à retirer, il existe dans la littérature de nombreux modèles d'érosion. Beaucoup font intervenir un profil topographique au-dessus duquel tout relief généré est systématiquement érodé.

Lorsque ce profil est horizontal, tout ce qui dépasse une certaine altitude est enlevé [voir Davy & Cobbold (1991) pour une des premières applications]. Cet horizon de référence peut être:

- à la même altitude que l'épaisseur originale du modèle. Il n'y a pas de création de reliefs et la surrection est intégralement compensée par l'érosion (fig.III.18.A ; Merle & Abidi, 1995).

- à la même altitude que le remplissage d'avant-pays (fig.III.18.B ; Baby et al., 1995). A chaque étape d'érosion/sédimentation, 1 mm de matériau est ajouté dans le bassin sédimentaire. Les reliefs ne peuvent croître au-delà de cet horizon.

- en constant décalage par rapport au niveau de remplissage sédimentaire (fig.III.18.C). A chaque instant, la limite supérieure des reliefs est au-dessus du niveau de sédimentation (5 mm pour Mugnier et al., 1997 ; Leturmy et al., 2000).

- en constante croissance par rapport au niveau de référence d'entrée (fig.III.18.D ; Persson & Sokoutis, 2002). A chaque incrément de raccourcissement, la topographie croît par palier. Ces incréments de surrection topographique dépendent de la géométrie de la butée rigide.

D'autres modèles développés à Géosciences Montpellier, utilisent un profil d'érosion faiblement incliné vers l'avant-pays (fig.III.18.E ; Konstantinovskaia & Malavieille, 2005 ; Bonnet et al., 2007, 2008). Cette pente d'équilibre – généralement de l'ordre de 4 à 8° – correspond à la pente de surface des prismes d'accrétion critique à l'équilibre (Davis et al., 1983). Les taux d'érosion locaux sont alors directement contrôlés par l'activité des chevauchements et le volume érodé total correspond à l'apport de matériel par convergence. Il s'agit d'un état stationnaire de flux où le flux entrant est égal au flux sortant (Willett & Brandon, 2002).

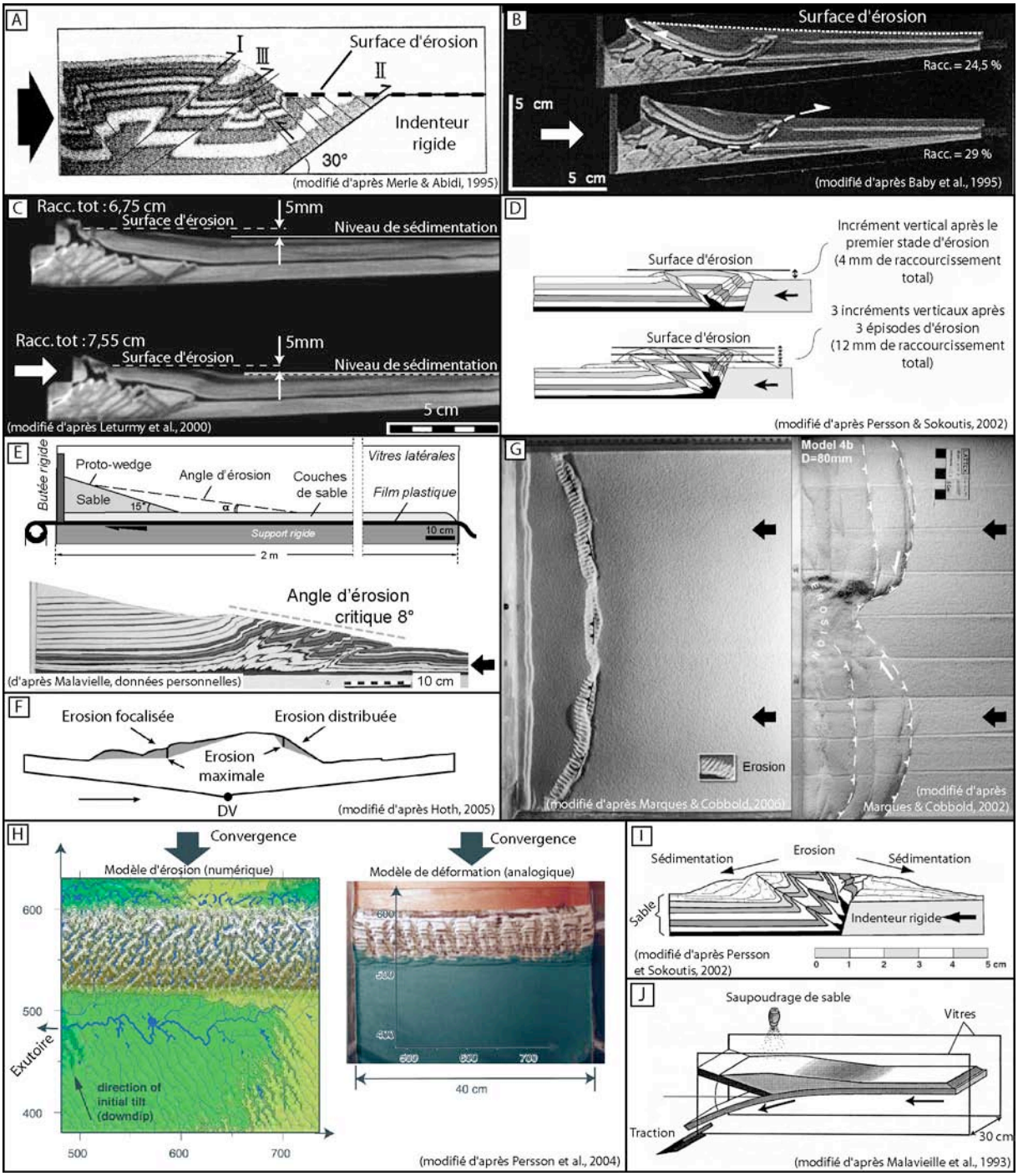


Fig.III. 18 : Erosion & Sédimentation « manuelle » en modélisation des processus tectoniques. *A)Erosion totale des reliefs se formant au niveau d'une rampe de socle (Merle & Abidi, 1995). B) Erosion totale des reliefs se trouvant au-dessus d'un niveau de référence guidé par le remplissage sédimentaire (Baby et al., 1995). C) Erosion totale des reliefs se trouvant au-dessus d'un niveau de référence placé 5mm au-dessus du remplissage sédimentaire (Leturmy et al., 2000). D) Erosion plane des reliefs se formant au-dessus d'un niveau de référence en constante élévation (Persson & Sokoutis, 2002). E) Erosion suivant un profil incliné (Konstantinovskaia & Malavieille, 2005). F) Erosion distribuée ou localisée sur les flancs d'un prisme bivergent (Hoth, 2005). G) Erosion d'un escarpement de chevauchement et érosion localisée (effet de l'incision fluviatile) d'après Marques & Cobbold, 2002. H) Modèle érosion numérique appliquée aux topographies d'un prisme d'accrétion analogique (Persson et al., 2004). I) Technique de sédimentation par déversement direct des produits de l'érosion (d'après Persson & Sokoutis, 2002). J) Technique de sédimentation par saupoudrage de matériau « frais » dans les bassins sédimentaires d'avant-chaîne et intra-chaînes (d'après Malavieille et al., 1993).*

S. Hoth (GFZ, Potsdam) a développé également durant sa thèse des modèles d'érosion focalisés sur l'un des deux flancs d'un prisme bivergent (fig.III.18.F ; Hoth, 2005 ; Hoth et al. 2006, 2007). Il teste des modèles d'érosion distribuée (érosion croissante vers les sommets) ou focalisée (érosion maximale au milieu du flanc).

Quelques travaux ont par ailleurs porté sur les effets de modèles d'érosion ponctuelle afin d'observer précisément l'effet d'un déchargement lithologique localisé sur l'évolution structurale d'un prisme. Ce sont par exemple les travaux de Marques & Cobbold, (2002, 2006) qui étudient l'effet d'une incision fluviale marquée ou l'effet de l'érosion d'un escarpement sur la formation des chevauchements arqués (fig.III.18.G).

Enfin, Persson et al. (2004) ont adapté une nouvelle modélisation des processus de surface aux modèles de déformations tectoniques. Ils couplent une modélisation analogique de la déformation et une modélisation numérique des processus d'érosion-transport-sédimentation (fig.III.18.H). Ainsi, pour chaque stade de convergence et de construction du prisme orogénique, la surface topographique du modèle est numérisée et « érodée » numériquement en appliquant un modèle d'érosion fluviale (Garcia-Castellanos, 2002). Les domaines en érosion et sédimentation sont identifiés, quantifiés puis « appliqués » sur le modèle expérimental (ajout ou retrait de matière). Cette érosion/sédimentation est donc calculée numériquement mais son application reste toujours « manuelle ».

La sédimentation peut être modélisée par le raclage et le dépôt direct des produits d'érosion (Baby et al., 1995 ; Persson & Sokoutis, 2002) ou bien , comme le plus souvent, par le saupoudrage progressif et régulier de matériau « frais » (Vendeville & Cobbold, 1987 ; Cobbold et al., 1989 ; Tondji-Biyo, 1995 ; Malavieille et al., 1993 ; Storti & McClay, 1995 ; fig.III.18.I&J). Ceci permet de combler progressivement et précisément les bassins générés naturellement dans le modèle : bassins piggyback et bassin d'avant-pays (Baby et al., 1995 ; Storti & McClay, 1995 ; Storti et al., 1997 ; Mugnier et al., 1997 ; Nalpas et al., 1999 ; Storti et al., 2000 ; Leturmy et al., 2000 ; Bonini, 2001 ; Barrier et al., 2002 ; Gestain et al., 2004 ; Del Castello et al., 2004 ; Marques & Cobbold, 2006 ; Massoli et al., 2006 ; Bonnet, 2007 ; Bonnet et al., 2007 ; 2008). En outre, cette sédimentation par saupoudrage permet de disposer de fins marqueurs stratigraphiques colorés dans les sédiments permettant de visualiser leur future déformation.

Grâce à ces techniques de modélisation des processus de surface, les effets de l'érosion et de la sédimentation sur l'évolution tectonique et cinématique des prismes orogéniques ont pu être testés. Les principaux résultats indiquent que :

Pour **l'érosion** :

- Elle allonge la durée de fonctionnement d'un chevauchement et augmente son pendage (fig.III.19.A ; Tondji-Biyo, 1995 ; Cobbold et al., 1993 ; Merle & Abidi, 1995 ; Persson & Sokoutis, 2002 ; Persson et al., 2004).

- Elle retient la propagation de la déformation vers l'avant-pays et diminue la largeur finale du prisme (fig.III.19.A ; Mugnier et al., 1997 ; Leturmy et al., 2000 ; Marques & Cobbold, 2002 ; Persson & Sokoutis, 2002 ; Persson et al., 2004 ; Hoth et al., 2006). Noter que ce résultat a été également démontré en modélisation numérique (Masek & Duncan, 1998).

Dans le cas de variations d'intensité des processus de surface dans une direction parallèle à la chaîne (pouvant être liées à l'incision), cela peut contribuer à la formation de fronts de déformation arqués (fig.III.19.B&B' ; Marques & Cobbold, 2002, 2006).

- Dans les zones internes d'un prisme, elle permet de réactiver d'anciennes structures (chevauchements hors-séquence ; fig.III.19.C&D ; Baby et al., 1995 ; McClay et al., 1999 ; Koyi et al., 2000 ; Storti et al., 2000 ; Marques & Cobbold, 2002 ; Konstantinovskaia & Malavieille, 2005) et peut générer des rétro-chevauchements majeurs (Mugnier et al., 1997 ; Leturmy et al., 2000).

- Elle contrôle la localisation et l'amplitude de l'exhumation dans les prismes d'accrétion (Konstantonovskaia & Malavieille, 2005 ; Persson & Sokoutis, 2002). Une augmentation des taux d'érosion fait migrer la zone d'exhumation maximale en direction des zones internes (fig.III.19.D).

Pour la **sédimentation syntectonique** :

- Elle modifie la forme du prisme d'accrétion : le nombre de chevauchements et la pente critique diminuent (fig.III.19.E ; Storti & McClay, 1995 ; Bonnet et al., 2008) ; résultat également démontré en modélisation numérique (Simpson, 2006a).

- Elle modifie la géométrie des chevauchements : ils passent d'une géométrie en rampe et plat à une géométrie sigmoïdale ou rectiligne plus pentue lorsque le taux de sédimentation augmente (fig.III.19.E ; Storti & McClay, 1995 ; Baby et al., 1995 ; Barrier et al., 2002 ; Persson et al., 2004 ; Bonnet et al., 2008). Ce résultat a également été démontré en modélisation numérique (Hardy et al., 1998).

- Elle contrôle la vergence des principaux chevauchements : rétro-chevauchements ou chevauchements vers l'avant-pays (fig.III.19.F ; Persson et al., 2004 ; Bonnet et al., 2008).

- Elle modifie les périodes d'activité des chevauchements : la charge qu'elle exerce sur le piémont peut sceller temporairement le chevauchement frontal, bloquer son fonctionnement (Baby et al., 1995 ; Nalpas et al., 1999 ; Storti et al., 2000, Del Castello et al., 2004) et privilégier les chevauchements hors-séquence ou les rétro-chevauchements (fig.III.19.G ; Bonini, 2001). Tout comme l'érosion, cela tend donc à augmenter leur durée d'activité (Persson & Sokoutis, 2002). Ici encore, ce résultat a également été démontré en modélisation numérique (Hardy et al., 1998 ; Simpson, 2006a).

D'un autre côté, et de manière légèrement contradictoire, la sédimentation peut, au contraire, favoriser la propagation du front de déformation et le développement de larges systèmes chevauchants et bassins piggy-back (fig.III.19.G' ; Mugnier et al., 1997 ; Leturmy et al., 2000 ; Persson et al., 2004). Cette divergence de comportement provient peut-être de la géométrie de la butée qui empêche dans le second cas l'activation d'un rétro-chevauchement.

- En empêchant la propagation de la déformation et en favorisant l'activité des chevauchements hors-séquence, la sédimentation conduit plus rapidement le prisme dans un état critique.

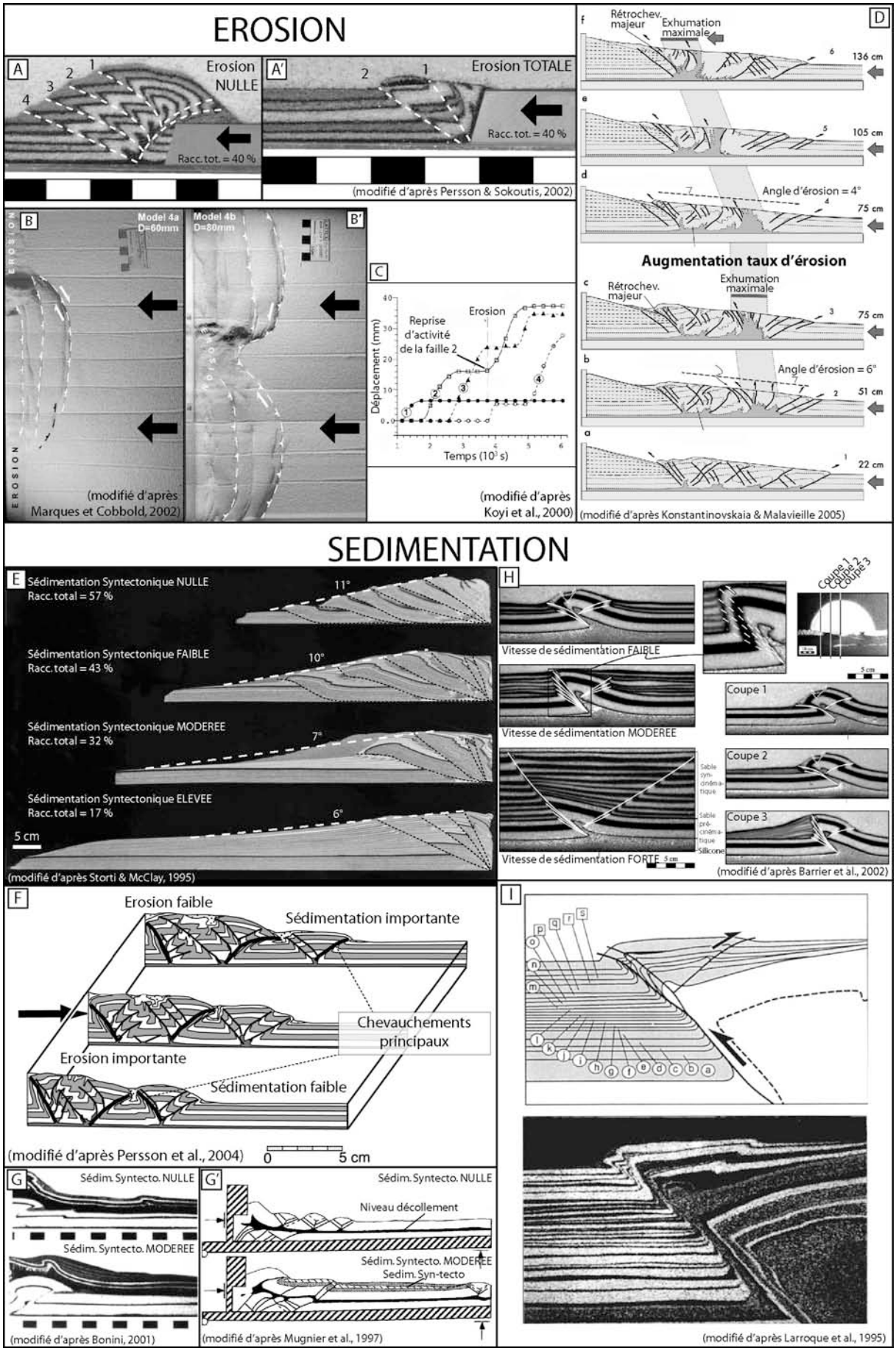


Fig.III. 19 : Résultats expérimentaux sur les effets de processus de surface (Erosion et Sédimentation) sur la dynamique des prismes d'accrétion. *A) Effet de l'érosion sur le nombre et la géométrie des chevauchements des*

prismes d'accrétion (d'après Persson & Sokoutis, 2002). B) Effet des variations latérales d'érosion (notamment l'incision fluviatile) sur la géométrie des escarpements de chevauchements (d'après Marques & Cobbold, 2002). C) Réactivation hors séquence d'un chevauchement suite à l'érosion (d'après Koyi et al., 2000). D) Effet des variations des taux d'érosion sur l'activité des chevauchements au sein du prisme et la localisation des zones d'exhumation maximale (d'après Konstantinovskaia & Malavieille, 2005). E) Effet de la sédimentation sur le nombre et la géométrie des chevauchements des prismes d'accrétion (d'après Storti & McClay, 1995). F) Effet des variations latérales de sédimentation sur la vergence des chevauchements majeurs (d'après Persson et al., 2004). G&G') Effet de la sédimentation sur l'activité des chevauchements frontaux (d'après Bonini, 2001 ; Mugnier et al., 1997). H) Effet de la sédimentation sur la géométrie et la cinématique d'un pli-faille (d'après Barrier et al., 2002). I) Enregistrement de l'activité des chevauchements bordant un prisme d'accrétion par le remplissage sédimentaire d'un bassin d'arrière-arc (d'après Larroque et al., 1995).

- La géométrie et la structure d'un pli sont contrôlées par le rapport entre vitesse de sédimentation et vitesse de soulèvement du compartiment chevauchant (Nalpas et al., 1999 ; Barrier et al., 2002) :
    - Plus la vitesse de sédimentation est élevée, plus le pli a des difficultés à se développer (Nalpas et al., 1999).
    - La dissymétrie des taux de sédimentation de part et d'autre d'un axe de pli peut favoriser son asymétrie (Nalpas et al., 1999).
    - Le nombre de chevauchements augmente avec le taux de sédimentation (fig.III.19.H ; Barrier et al., 2002). Ils sont plats et uniques pour de faibles taux de sédimentation mais pentus et nombreux pour de forts taux de sédimentation. En particulier, les variations de taux de sédimentation le long de l'axe d'un pli (cas d'un cône alluvial par exemple) influencent la géométrie 3D des chevauchements (fig.III.19.H).
- La sédimentation dans les bassins sédimentaires d'avant-pays (piggy-back) ou d'arrière-arc enregistre la séquence d'activité des failles bordant les bassins (fig.III.19.I ; Malavieille et al., 1993 ; Larroque et al., 1995). Les variations de taux de sédimentation observables peuvent alors refléter les cycles d'activité des failles bordant le bassin.

b) Les processus tectoniques en géomorphologie expérimentale

Les mouvements de déformation verticale (surrection) et horizontale (décrochement) ont été étudiés en expérimentation morphologique au moyen de deux techniques. Dans une première catégorie, le matériau n'est pas déformé (aucune faille dans le matériau). Dans une seconde catégorie, il est véritablement déformé et des failles ou fractures se développent au sein même du modèle.

(1) Tectonique sans déformation du matériau

Il est possible de modéliser certains effets de la tectonique, notamment une surrection régionale, sans générer de faille au sein du matériau. Il suffit pour cela de soulever l'ensemble du modèle. Il existe deux manières différentes : ou bien on soulève directement le matériau (surrection mécanique du fond du bac expérimental) ; ou bien on abaisse le niveau de base : le matériau ne bouge pas mais tout ou partie du dispositif est abaissée (souvent la bordure aval pour un bassin versant).

S'il n'y a pas véritablement de faille au sein du matériau, il existe tout de même une discontinuité verticale entre le matériau et les bordures de la boîte. Cette discontinuité peut être vue comme une faille qui accommode la surrection relative d'un massif par rapport à un niveau de base local. L'effet cinématique sur cette faille est identique dans les deux dispositifs : une topographie est décalée par rapport à son niveau de base. Ce genre de modélisation peut être perçu comme une tectonique à grande longueur d'onde où un massif dans son ensemble réagit à un épaississement crustal généralisé ou à une réponse isostatique (Molnar & England, 1990 ; Avouac & Burov, 1996).

Voyons à présent comment ces techniques de surrection ont été appliquées dans chacun des dispositifs morphologiques décrits précédemment (dispositifs de type « canal » et « boîte à érosion ») et quels ont été leurs principaux résultats.

(i) Dispositif de type « canal »

Quelques-uns des dispositifs de type « canal » ont modélisé l'effet d'une surrection de l'ensemble du segment fluvial en abaissant brutalement l'exutoire du canal (Holland & Pickup, 1976 ; Gardner, 1983) ou le niveau de base imposé par une étendue d'eau (fig.III.20.A ; Yoxall, 1969 ; Frankel et al., 2007). Ces expériences sont spécialement destinées à l'étude des variations de l'incision verticale ou latérale des chenaux et en particulier la formation et la propagation des knickpoints.

Ces expériences montrent que :

- Si la longueur d'un chenal, le débit liquide et la vitesse de chute du niveau de base sont constants, alors le taux d'érosion latérale est constant (fig.III.21.A ; Yoxall, 1969). Pour chacune des vitesses de chute du niveau de base (5.8, 8.8 et 12 h/cm), il existe une première phase transitoire durant laquelle le système s'organise puis finit par « oublier » les conditions initiales de préparation (Meunier & Métivier, 2000). Ce n'est qu'après cette phase qu'un régime permanent d'érosion des bordures se met en place. Noter que pour un niveau de base stable ($V_{NB} = 0$: expérience de relaxation), le taux d'érosion latérale croît beaucoup plus lentement. Ces couples taux de chute du niveau de base / taux d'érosion latérale du chenal définissent une relation linéaire (fig.III.21.B).

- Les propriétés mécaniques du substrat (structuration, résistance, pendage des couches) influencent la dynamique de migration des knickpoints (voir définition chapitre I ; Lewis, 1944 ; Brush & Wolman, 1960 ; Holland & Pickup, 1976 ; Gardner, 1983 ; Frankel et al., 2007). Ainsi :

    - La présence d'un niveau favorable à la formation des knickpoints (niveau peu résistant) ralentit la vitesse de retrait du knickpoint (Holland & Pickup, 1976). Par exemple, cette vitesse est faible pour des matériaux stratifiés mais forte pour des matériaux homogènes. De fait, en diminuant significativement les vitesses de propagation du knickpoint, les hétérogénéités lithologiques horizontales tendent à les stabiliser.

    - Des variations de débit en amont du canal ont un effet mineur sur les vitesses de retrait des knickpoints (Holland & Pickup, 1976). Si la vitesse de retrait augmente rapidement lors d'une hausse brutale du débit, elle rediminue ensuite même si le débit reste élevé.

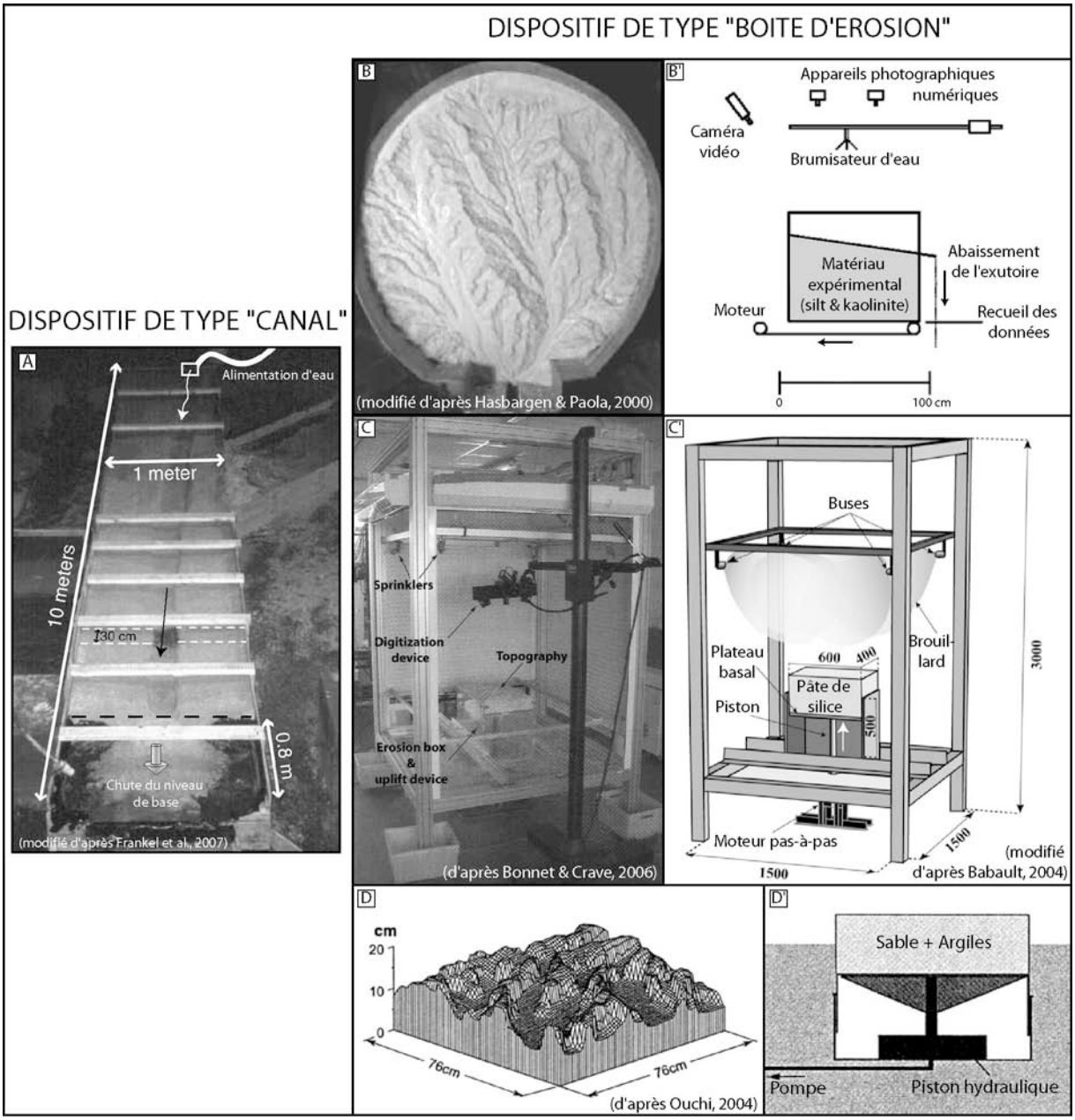


Fig.III. 20 : Modélisation de la Tectonique dans les dispositifs expérimentaux d'étude des processus géomorphologiques. *A) Abaissement du niveau de base dans une expérience de type « canal » (d'après Frankel et al., 2007). B&B') Dispositif de Hasbargen & Paola (2000) : photographie vue de dessus et schéma en section. C&C') Dispositif de Géosciences Rennes (d'après Bonnet & Crave, 2006 ; Babault, 2004). D&D') Dispositif de l'Université de Tokyo (d'après Ouchi, 2004) : modèle numérique de terrain de l'expérience (D) et schéma du dispositif (D'). Noter la différence technique de production de la surrection (abaissement de l'exutoire dans les deux premiers cas et soulèvement du matériau dans les deux derniers). Le résultat est le même : un déplacement relatif homogène du matériau vis-à-vis du niveau de base local génère un mouvement de surrection.*

- L'évolution morphologique des knickpoints peut-être caractérisée par trois modèles généraux : l'inclinaison (inclination), le retrait parallèle (parallel retreat) et le remplacement (replacement). Dans le modèle d'« inclinaison », la face verticale du knickpoint bascule autour d'un axe situé à mi-hauteur (fig.III.21.C.1) ou à la base de la face verticale (fig.III.21.C.2). Dans le modèle de « retrait parallèle », la face verticale du knickpoint recule tout en conservant son inclinaison (fig.III.21.C.3). Enfin, dans le modèle de « remplacement », le knickpoint abaisse son altitude tout en reculant vers l'amont (fig.III.21.C.4). Dans

tous les cas, le processus contrôlant l'évolution de ces trois modèles d'évolution dépend de la contrainte de cisaillement critique nécessaire pour débuter l'érosion (τ_c) et la contrainte cisaillante basale exercée par le fluide sur le substrat (τ_0) (Gardner, 1983 ; Schumm et al., 1987 ; Leopold et al., 1992). L'inclinaison se produit davantage dans les roches homogènes mais faiblement résistantes ($\tau_c << \tau_0$) alors que l'inclinaison par relaxation se produit plutôt dans des roches homogènes très résistantes ($\tau_c >> \tau_0$ en amont du knickpoint mais $\tau_c < \tau_0$ sur la face du knickpoint). Le retrait parallèle se produit quant à lui lorsque le substratum est stratifié horizontalement. Une couche supérieure résistante ($\tau_c > \tau_0$) au-dessus d'une couche moins résistante ($\tau_c << \tau_0$) permet le soutirage de matériau à la base de la face du knickpoint et donc son retrait progressif. Enfin, le « remplacement » se produit dans des roches homogènes modérément résistantes ($\tau_c < \tau_0$) ; Gardner, 1983) ou présentant une stratification ou foliation verticale (fig.III.21.D ; Frankel et al., 2007).

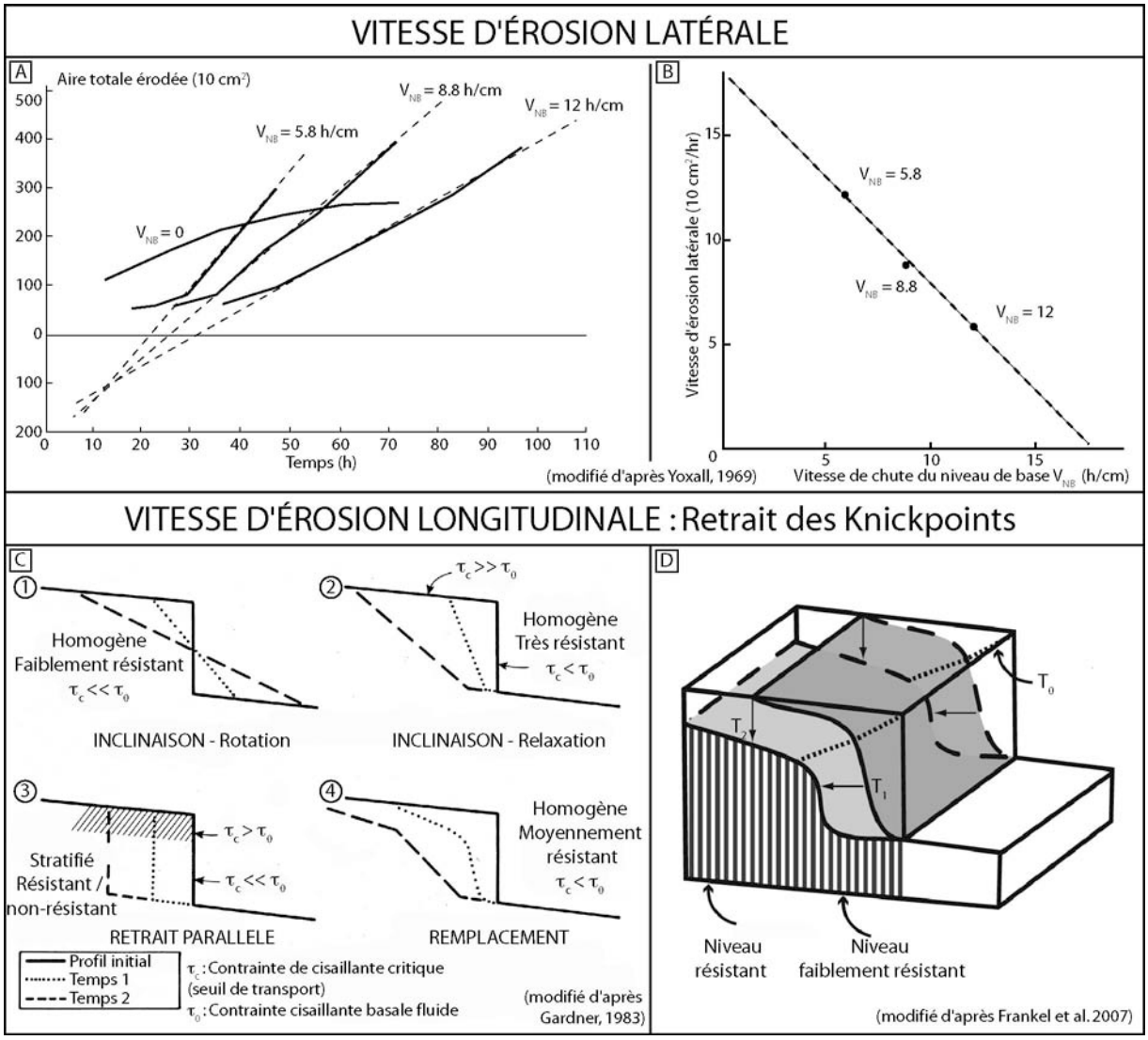


Fig.III. 21 : Résultats expérimentaux des expériences en canal avec variation du niveau de base. *A) Constance du taux d'érosion latérale du chenal en fonction des vitesses de chute du niveau de base (V_{NB}) imposée. B) Relation linéaire entre le taux d'érosion latérale et la vitesse de chute du niveau de base (d'après Yoxall, 1969). C&D) Modèles d'évolution des knickpoints. C) Différents modèles d'évolution dans le cas de matériaux homogènes de résistance variable (1, 2, 4) et dans le cas d'une stratification horizontale (3) : d'après Gardner, 1983. D) Modèle d'évolution dans le cas d'un matériau présentant une stratification ou foliation verticale (d'après Frankel et al., 2007).*

(ii) Dispositif de type « boîte à érosion »

(a) Dispositif REF

Le dispositif REF a été l'un des premiers à étudier l'influence des variations du niveau de base d'une topographie sur l'évolution morphologique de ses bassins versants. Leurs objectifs s'inscrivent dans une optique d'étude sédimentologique, stratigraphique et morphologique d'un environnement côtier (Wood, 1992 ; Wood et al., 1993 ; Koss et al., 1994). C'est ainsi qu'ils constatent que les cycles imposés au niveau de base semble avoir un impact limité dans le temps sur le bassin versant fluvial (réponse rapide du système) ; et cela, malgré les différentes pentes initiales imposées sur les bassins versants. L'essentiel des modifications du paysage (incision des vallées, aggradation) se produit dans le domaine littoral (plaine côtière). Ce résultat, bien que pouvant sembler surprenant, semble confirmé par les observations de terrain effectuées à l'embouchure de plusieurs rivières mondiales (notamment le Mississipi ; Leopold & Bull, 1979 ; Saucier, 1974). Vu les dimensions gigantesques du dispositif d'étude (voir description fig.III.12.B et texte s'y référant), cette observation surprenante provient peut-être d'un problème de temps de réponse du système morphologique à la fréquence de la sollicitation imposée.

D'autres études ont analysé les effets de modifications du niveau de base sur la formation de terrasses fluviatiles (Schumm & Parker, 1973) et sur l'évolution et l'interprétation des flux sédimentaires des rivières (Schumm & Rea, 1995). Dans les deux cas, les auteurs mettent en avant le concept de « réponse complexe » qui décrit qu'un système géomorphologique (une rivière, un bassin versant) ne réagit pas de manière simple à une sollicitation. Il développe au contraire une suite d'actions et de rétroactions (en plus de la dynamique autocyclique propre) qui ne facilitent pas la lecture du message morphologique ou sédimentaire.

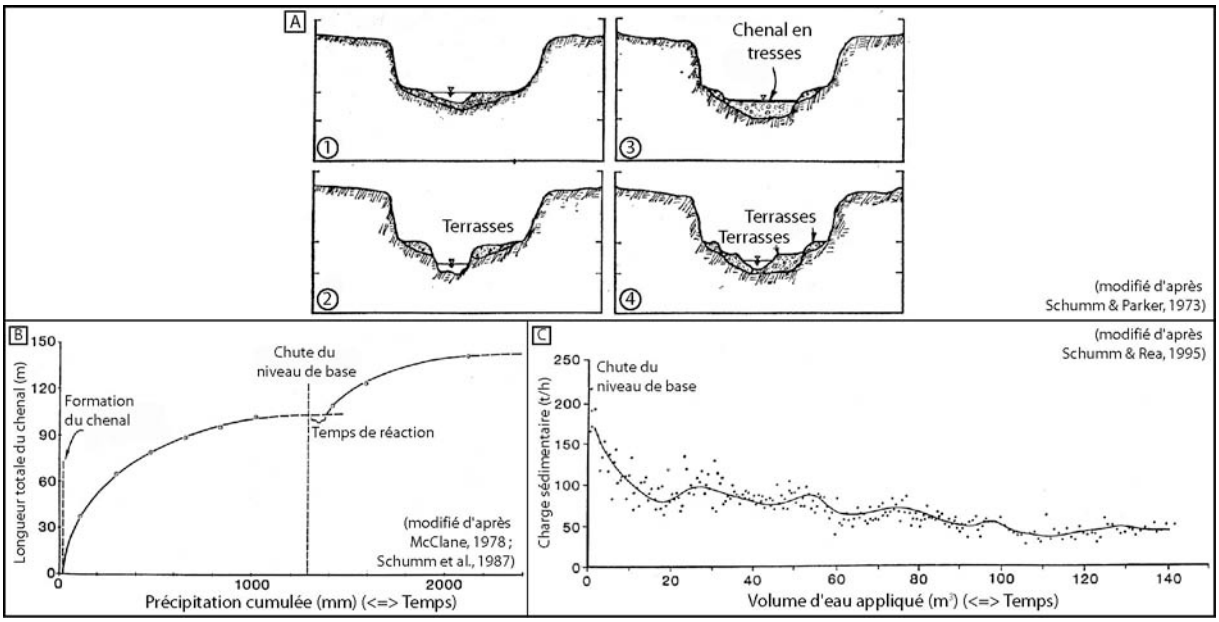


Fig.III. 22 : Résultats expérimentaux du dispositif REF sur la réponse des bassins versants à des chutes du niveau de base. *A) Séquence expérimentale de formation et d'évolution de terrasses suite à une baisse du niveau de base (d'après Schumm & Parker, 1973). Une première terrasse se forme rapidement après la chute du niveau de base (A.2) et une seconde apparaît plus tardivement suite à l'adaptation progressive du chenal aux nouvelles conditions d'érosion-transport (A.3 : phase d'alluvionnement puis A.4 : incision dans les dépôts). B) Evolution de la longueur du chenal au cours de l'expérience. Suite à la chute du niveau de base, le réseau de drainage croît rapidement puis ralentit en tendant lentement vers une asymptote. Une nouvelle sollicitation relance la croissance du réseau (d'après McLane, 1978 ; Schumm et al., 1987). C) Evolution du flux de sédiments érodés suite à une chute du niveau de base initial (d'après Schumm & Rea, 1995). Au premier ordre, le flux de sédiments est important au début puis décroît progressivement vers une valeur constante. Dans le détail, la courbe est marquée par de*

nombreuses oscillations haute fréquence qui traduisent la « réponse complexe » du système fluviatile à la sollicitation initiale.

Par exemple, dans une de leurs expériences, une première terrasse se forme dans un chenal expérimental en abaissant le niveau de base (fig.III.22.A.1&2 ; Schumm & Parker, 1973). Cette sollicitation se propage dans l'intégralité du réseau (fig.III.22.B) par érosion régressive et se traduit par une augmentation de la longueur du réseau de drainage (fig.III.22.B). Cette croissance du réseau fait augmenter la charge sédimentaire dans le chenal sans que sa capacité de transport ne soit significativement modifiée. Devenant limité par le transport, le chenal dépose une partie de sa charge et passe d'un régime à substratum rocheux à un régime alluvial (réseau en tresses). Le taux d'incision diminue mais le taux d'érosion latérale augmente : le lit s'élargit (fig.III.22.A.3). Dès lors que le réseau s'est progressivement adapté à ces nouvelles conditions (phase asymptotique sur la figure III.22.B), la charge transportée par le chenal diminue progressivement (tendance générale de la figure.III.22.C). Celui-ci finit par inciser de nouveau ses alluvions et forme une nouvelle terrasse (fig.III.22.A.4). Cette terrasse n'est pas directement reliée à une sollicitation mais résulte d'un ajustement progressif du système aux nouvelles conditions d'écoulement. En termes de flux, on constate que la décroissance de la charge transportée par le chenal s'inscrit sur une tendance globalement exponentielle négative mais néanmoins marquée par des oscillations de haute fréquence. Ces oscillations sont interprétées comme la « réponse complexe » du chenal à la sollicitation initiale : réponse faite d'ajustements locaux du réseau (érosion ponctuelle, dépôts transitoires, modification de la géométrie des drains, etc.).

(b) Dispositif de l'Université du Minnesota

Dans un dispositif nettement plus petit (1 m de diamètre), Paola et collaborateurs (Laboratoire de Sédimentologie de l'Université du Minnesota, Etats-Unis) modélisent également la surrection tectonique d'un bassin versant en abaissant régulièrement l'exutoire du dispositif (fig.III.20.B&B'). Leur objectif est de comparer les résultats expérimentaux avec des prédictions fournies par des modèles numériques d'évolution topographique. Ils analysent en particulier les effets de la surrection sur l'évolution morphologique du bassin versant et la dynamique topographique de l'état stationnaire (Hasbargen & Paola, 2000, 2003 ; Niemann & Hasbargen, 2005).

Leurs expériences montrent que, pour des conditions de surrection et de pluviométrie constantes, le bassin topographique expérimental tend vers un état stationnaire de flux (Willett & Brandon, 2002) : ie, le flux de matière advecté tectoniquement égale le flux de matière érodée (fig.III.23.A ; Hasbargen & Paola, 2000). Cet état stationnaire ne signifie cependant pas que la topographie reste fixe mais elle évolue au contraire continuellement. Les rides et les vallées se déplacent latéralement de sorte que le réseau de crêtes dans les modèles évolue perpétuellement en s'inversant parfois même avec les vallées (Hasbargen & Paola, 2000, 2003).

Avec le même dispositif, Niemann & Hasbargen (2005) se sont intéressés à la similarité géométrique des bassins expérimentaux à l'état stationnaire avec des bassins versants naturels. Pour cela, ils ont analysé plusieurs propriétés naturelles des bassins connues pour leur invariance d'échelle. Il s'agit de :

- la forme des bassins versants (auto-similarité horizontale du bassin versant)
- la sinuosité des chenaux principaux
- la relation aire drainée et longueur du drain principal (loi de Hack)
- la relation pente-aire drainée (loi de Flint)
- la variabilité de la pente pour une aire donnée.

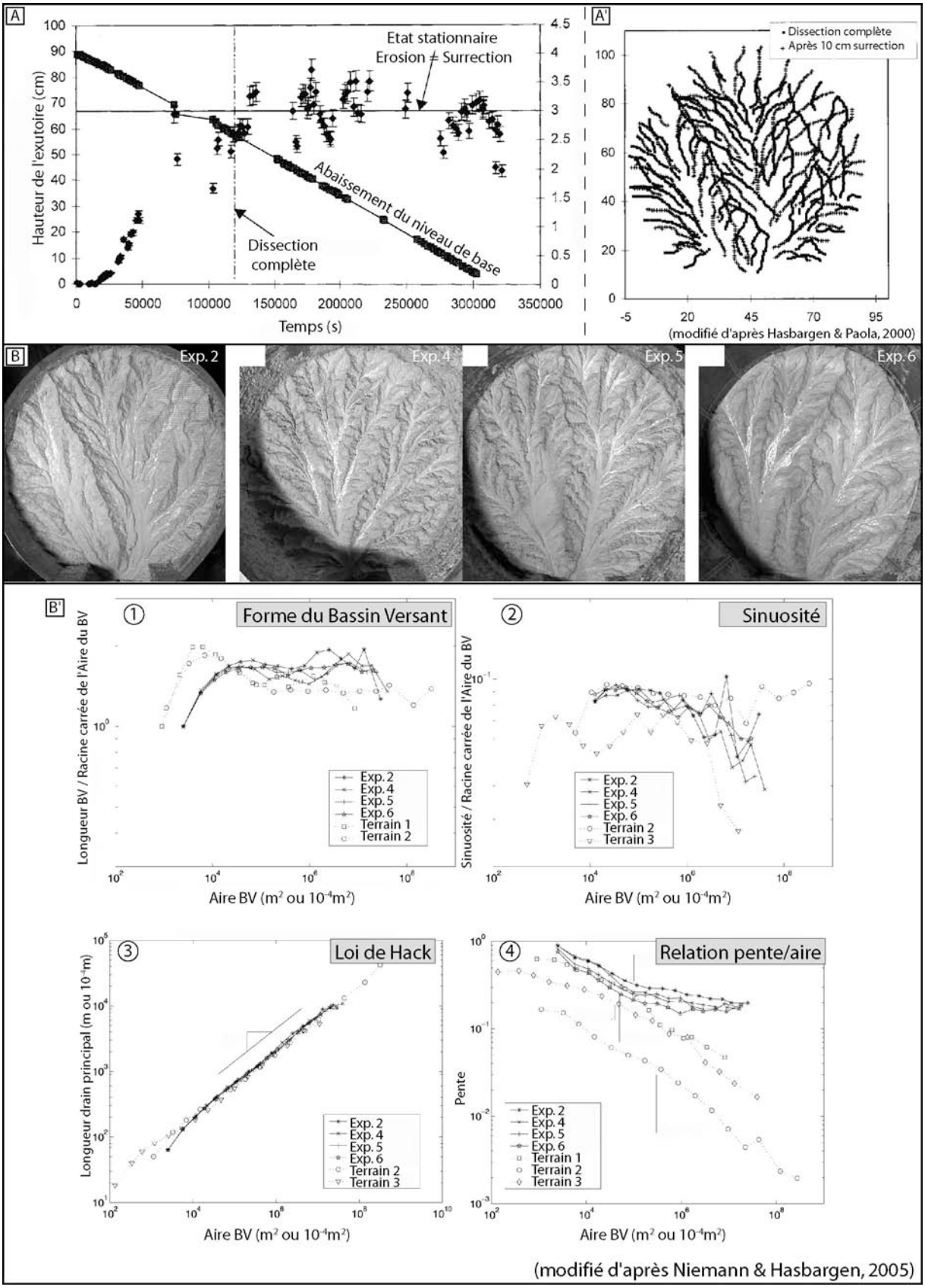


Fig.III. 23 : Résultats expérimentaux du dispositif de l'Université de Minnesota (Etats-Unis). *A) Courbe d'abaissement du niveau de base et flux de sédiments mesurés à l'exutoire. Lors de l'abaissement du niveau de base (équivalent à la surrection du bassin versant), le réseau de drainage se développe et transfère une quantité croissante de matière. L'état stationnaire est défini lorsque le flux de sédiment érodé égale le flux de matière soulevé. A') Comparaison de la position des lignes de crêtes entre deux stades expérimentaux. L'état stationnaire de flux ne rime pas nécessairement avec morphologie stationnaire car les crêtes et vallées se déplacent et peuvent*

même s'inverser (d'après Hasbargen & Paola, 2000). B&B') Etude des analogies de forme (invariance d'échelle) entre bassins versants expérimentaux et bassins versants naturels (d'après Niemann & Hasbargen, 2005). Les différents descripteurs choisis révèlent des résultats confortant l'analogie de forme entre les modèles et les prototypes. Voir le texte pour plus de détails.

Ils ont effectué quatre expériences (fig.III.23.B) avec des conditions expérimentales distinctes (taux d'abaissement du niveau de base et taux de précipitation différents) et comparés les topographies à l'état stationnaire avec des données de bassins versants naturels des Etats-Unis (en Pennsylvanie et Californie). Ces bassins versants balayent des contextes tectoniques et lithologiques différents et ils ne sont pas dans des états stationnaires.

Leurs résultats montrent que :

- La forme horizontale des bassins versants expérimentaux est relativement auto-similaire (ie : petits et grands bassins versants ont des formes identiques : fig.III.23.B'.1). Il s'agit d'une propriété qui se retrouve dans les bassins hydrographiques naturels. Toutefois, les bassins versants expérimentaux sont plus allongés que leurs équivalents naturels.

- La sinuosité des principaux chenaux n'est pas véritablement auto-similaire (fig.III.23.B'.2) : les grands chenaux sont moins sinueux (relativement à la taille du bassin versant) que les petits. L'amplitude de la sinuosité reste cependant comparable entre expérience et nature.

- La loi de Hack est valide dans les expériences et les exemples naturels étudiés (fig.III.23.B'.3). L'exposant de la loi de puissance est égal à 0.5. Ce qui est comparable aux valeurs observées sur bon nombre de rivières naturelles.

- Les relations pente-aire drainée diffèrent entre expérience et nature (fig.III.23.B'.4). Alors qu'une relation de puissance unique explique généralement les relations observées dans les exemples naturels, deux segments sont nécessaires pour décrire les courbes expérimentales. Les pentes (indice de concavité θ) sont analogues pour les portions les plus amonts des bassins versants mais diffèrent nettement pour les surfaces drainées plus vastes. Ceci est interprété comme une possible transition d'un régime limité par le détachement (*detachment limited*) à un régime limité par le transport (*transport-limited*). Il se peut aussi que cela soit la conséquence de processus d'érosion/transport sensiblement différents liés à l'utilisation d'un matériau expérimental et d'un fluide d'écoulement (l'eau) non dimensionné par rapport à l'exemple naturel.

- La similitude dynamique des expériences n'est pas complète (voir notamment plus loin au chapitre IV). En effet, alors que le nombre de Froude est conservé entre modèle et nature (0.03-1), le nombre de Reynolds dans les expériences (0.1-1000) est quant à lui très inférieur aux valeurs naturelles (10 000 – 1 000 000). Si l'on se réfère à la définition de chacun de ces nombres (Eq.IV.29&30), leurs valeurs indiquent que les forces gravitaires et inertielles dominent le bilan des forces (par rapport aux forces visqueuses). En d'autres termes, l'écoulement d'eau sous l'effet de la gravité apparaît comme la condition dynamique clef pour expliquer la similitude géométrique entre morphologies expérimentales et naturelles (notamment le réseau de drainage dendritique). Cela indique donc que modéliser les processus d'érosion-transport par ruissellement d'eau est un bon analogue des écoulements naturel.

(c) Dispositif de l'Université de Rennes 1

Le dispositif développé par le laboratoire Géosciences Rennes a incorporé la surrection des reliefs depuis la thèse de D. Lague (2002). Cette fois, c'est le soulèvement régulier du fond de la « boîte à érosion » qui permet de modéliser la surrection d'un massif (fig.III.20.C&C' ; Lague et al., 2003 ; Bonnet & Crave, 2003). Initialement, la sédimentation n'était pas permise au pied des reliefs. De fait, les bordures du modèle pouvaient être vues comme un système de quatre failles verticales permettant la surrection d'un bloc topographique central et par lesquelles s'écoulaient des chenaux capables d'évacuer intégralement les produits érodés (Lague et al., 2003 ; Bonnet & Crave, 2006). Les bordures ont été ensuite équipées d'un plateau afin de créer une zone de sédimentation au pied des reliefs (fig.III.24 ; Babault et al., 2005a ; Rohais, 2007). Dans un premier cas, il s'agit d'un plateau périphérique fixe dont les dimensions (L) peuvent être modulées (fig.III.24.A&A' ; Babault, 2004 ; Babault et al., 2005a). Dans un second cas, le plateau est localisé à l'exutoire d'un bassin versant unique (fig.III.24.B&B' ; Rohais, 2007). Ce plateau est également motorisé afin de simuler une subsidence.

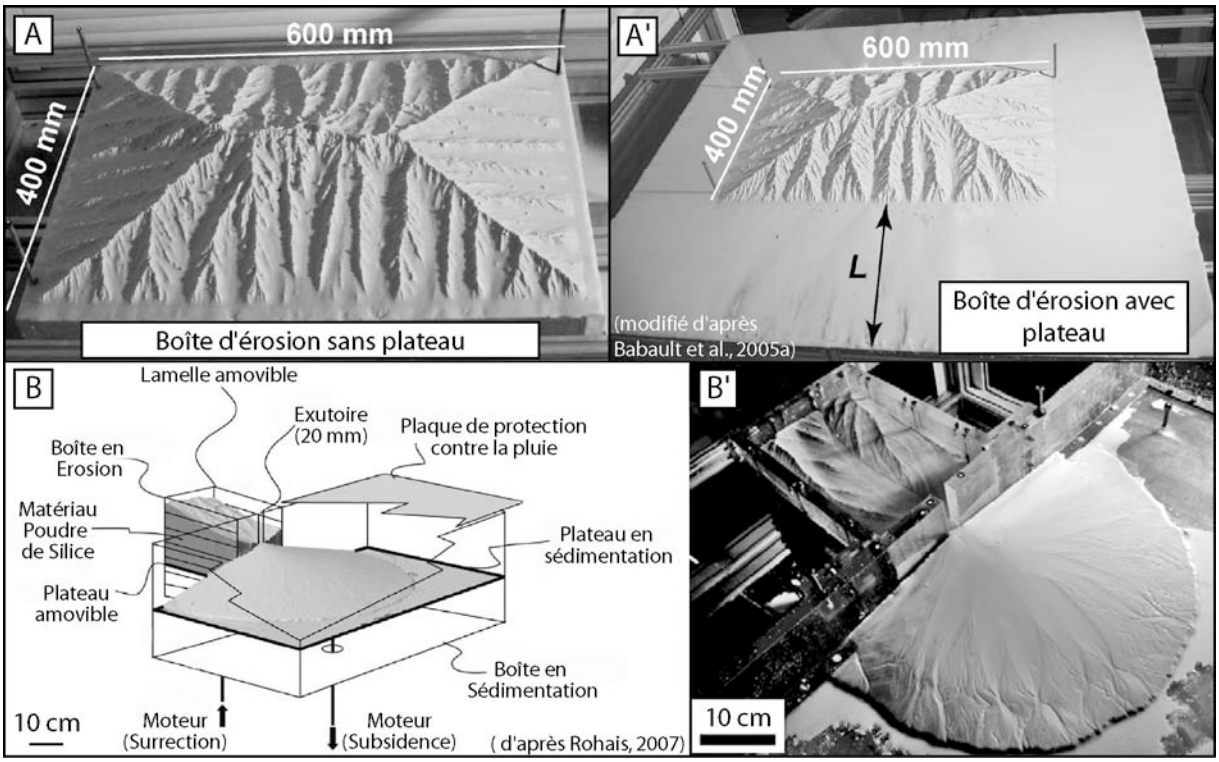


Fig.III. 24 : Boîte à érosion du dispositif de Géosciences Rennes avec sédimentation au pied des reliefs. *A&A') Adaptation d'un plateau périphérique fixe autour de la boîte à érosion (d'après Babault et al., 2005a) B&B') Adaptation d'un plateau subsident sur une bordure de la boîte à érosion (d'après Rohais, 2007).*

Les résultats fournis par ce dispositif concernent l'évolution des reliefs et leur sensibilité aux forçages externes (surrection, climat). Ainsi, Lague et al. (2003) montre qu'à pluviométrie et surrection constante, un massif topographique passe par deux phases d'évolution (fig.III.25.A).

- une première (la phase de croissance) durant laquelle l'altitude moyenne du massif croît de manière exponentielle. Cette phase correspond sensiblement à la croissance du réseau de drainage jusqu'à une connectivité presque totale.
- une seconde (la phase stationnaire) durant laquelle l'altitude moyenne du relief reste constante.

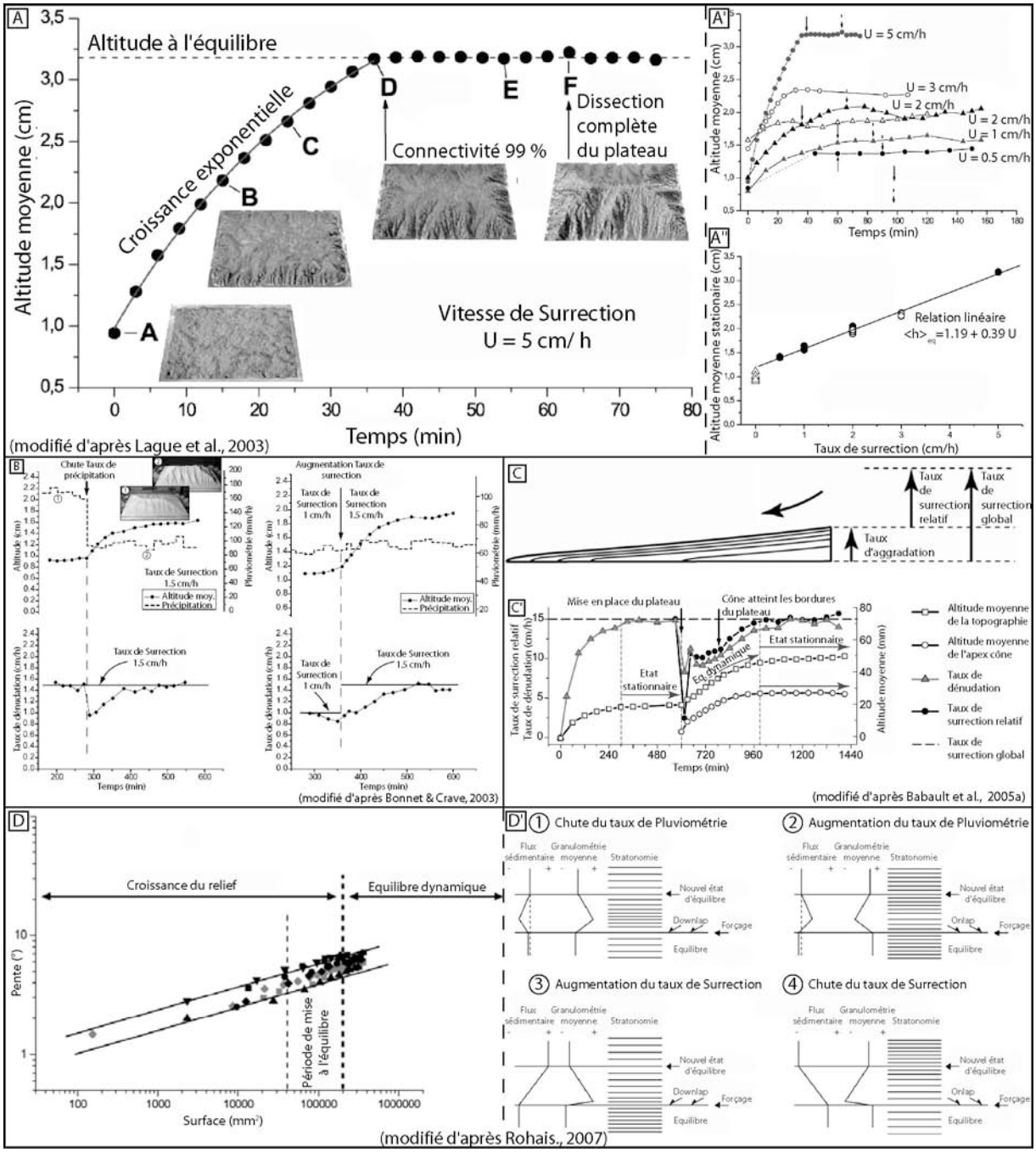


Fig.III. 25 : ***Résultats expérimentaux du dispositif de l'Université de Rennes (France).*** *A) Equilibre stationnaire topographique obtenu à précipitation et surrection constante (d'après Lague et al., 2003). L'altitude moyenne de la topographie évolue selon deux phases : une première étape de croissance exponentielle et une étape d'équilibre. La transition s'opère lorsque le réseau hydrographique est intégralement connecté. Pour des taux de surrections croissants, l'altitude moyenne à l'équilibre stationnaire augmente (A'). La relation entre ces deux variables est linéaire (A″). B) Effet d'une chute du taux de pluviométrie ou d'une augmentation du taux de surrection sur l'altitude moyenne à l'équilibre stationnaire (d'après Bonnet & Crave, 2003). Dans les deux cas, l'altitude moyenne augmente. C) Effet d'une sédimentation de piémont sur la dynamique topographique d'un relief. En raison de l'aggradation continuelle à l'apex du cône, la topographie subit un taux de surrection relatif correspondant au taux de surrection global minoré du taux d'aggradation. Tant que la sédimentation s'opère sur le cône, la topographie n'atteint jamais un état d'équilibre stationnaire (équilibre dynamique). Cet équilibre dynamique disparaît si la sédimentation au niveau du piémont s'interrompt. La topographie retrouve alors un équilibre stationnaire. D) Relation entre le logarithme de la pente du cône et sa surface pour l'ensemble des expériences réalisées avec des taux de surrection variables mais un taux de pluviométrie constant (d'après Rohais, 2007). Il s'agit d'une relation de puissance positive. D') Discrimination du forçage tectonique ou climatique à partir de l'analyse des géométries, granulométries et bilans volumiques des cônes alluviaux (voir le texte pour plus de détails).*

Cet état stationnaire est sensible aux paramètres tectoniques (surrection du modèle) et climatiques (pluviométrie). Ainsi, l'altitude moyenne stationnaire d'une topographie croît-elle avec le taux de surrection (fig.III.25.A') en suivant une relation linéaire (fig.III.25.A″). De même, la topographie s'élève lorsque les précipitations diminuent (fig.III.25.B ; Bonnet & Crave, 2003) de sorte qu'il semble impossible de caractériser l'empreinte « tectonique » ou « climatique » d'un relief à partir de la valeur de sa topographie moyenne. Potentiellement, la réponse devrait se trouver dans les bassins sédimentaires qui enregistrent dans la géométrie et les volumes de leurs dépôts les variations de flux de matières et donc la nature du forçage subi (Bonnet & Crave, 2003). Dans le cas d'une chute du taux de précipitations, le flux de matière diminue drastiquement avant de remonter progressivement. Dans le cas d'une augmentation du taux de surrection, les volumes érodés augmentent au contraire continuellement.

L'influence de la sédimentation de piémont sur la dynamique des reliefs a été testée durant plusieurs travaux de thèse (Babault, 2004 ; Babault et al., 2005a ; Rohais, 2007).

Les premiers travaux montrent que l'aggradation continue en tête des cônes alluviaux conduit le relief non plus vers un état topographique stationnaire (altitude moyenne constante) mais vers un équilibre dynamique. L'altitude du relief durant cet état dynamique n'est en effet pas stable mais évolue en fonction du taux de surrection relatif appliqué. Le taux de surrection relatif correspond à la surrection imposée au système moins l'aggradation en tête des corps sédimentaires (fig.III.25.C ; Babault, 2004 ; Babault et al., 2005). Cet état dynamique persiste tant que le cône aggrade. Si celui-ci cesse d'aggrader (expérimentalement, cela se produit lorsque le cône atteint les bordures du plateau de sédimentation ; voir fig.III.24.A'), alors la topographie retrouve un nouvel état topographique stationnaire (fig.III.25.C').

Les seconds travaux se sont intéressés aux facteurs de contrôle du flux sédimentaire et de leurs enregistrements dans un cône alluvial (Rohais, 2007). Ils montrent que :

- « Les cônes alluviaux enregistrent la dynamique des flux sédimentaires en relation avec la croissance du réseau hydrographique ». En particulier, l'évolution de leur pente et leur surface témoignent de l'état d'équilibre dynamique des cônes et des bassins versants (fig.III.25.D).

- « Le signal sédimentaire enregistré dans les cônes expérimentaux permet de discriminer les facteurs de contrôle du système ». Ainsi :

    - Une augmentation du taux de pluviométrie induit une augmentation du flux d'eau, une augmentation de la capacité de transport de l'écoulement et donc une diminution de la pente du cône. A l'inverse, une diminution de la pluviométrie diminue le flux d'eau et la capacité de transport de l'écoulement. Les sédiments se déposent à l'apex du cône et augmentent par conséquent sa pente. Dans les deux cas, le flux sédimentaire est perturbé et tend vers une valeur constante guidée par le taux de surrection relatif (fig.III.25.D'.1&2).

    - Une augmentation du taux de surrection induit une augmentation franche du flux sédimentaire, une diminution de la capacité de transport et donc une augmentation de la pente du cône (fig.III.25.D'.3). A l'inverse, une diminution du taux de surrection relatif induit une diminution de la pente du cône.

    - Dans les cas d'une diminution du taux de pluviométrie et d'une augmentation du taux de surrection, les sédiments se déposent préférentiellement à l'apex du cône et progradent vers le front. Ils forment alors des géométries stratigraphiques correspondant à des downlap (fig.III.25.D'.1&3). En revanche, pour une

augmentation du taux de pluviométrie et une diminution du taux de surrection, les sédiments se déposent au front du cône et viennent en onlap sur la précédente surface du cône (fig.III.25.D'.2&4). Au sein de chacune de ces sous-parties, la distinction entre forçage climatique ou tectonique peut être effectuée par l'analyse des taux de sédimentation (stratonomie). Les variations de flux sédimentaires conduisent en effet à des épisodes de stratodécroissance puis stratocroissance dans le cas d'une chute du taux de pluviométrie (fig.III.25.D'.1) et inversement pour une augmentation du taux de pluviométrie (fig.III.25.D'.2). Dans le cas de variations du taux de surrection, les évolutions sont plus continues : stratocroissance si augmentation du taux de surrection (fig.III.25.D'.3) et stratodécroissance si diminution (fig.III.25.D'.4).

- Une loi de comportement semble exister entre le flux sédimentaire (Q_s) , la vitesse de surrection relative (U_r) et la taille des bassins versants (A). Il s'agit d'une loi exponentielle de la forme :

$$Q_s(t) = U_r(t).A.\left(1 - e^{\frac{-t}{\tau}}\right)$$

avec τ le temps caractéristique du système dépendant des taux de surrection et pluviométrie.

En matière d'analyse morphométrique, plusieurs relations observées dans des bassins versants naturels ont été testées sur les modèles expérimentaux : en particulier, la loi de Hack et la relation pente-aire drainée (fig.III.26).

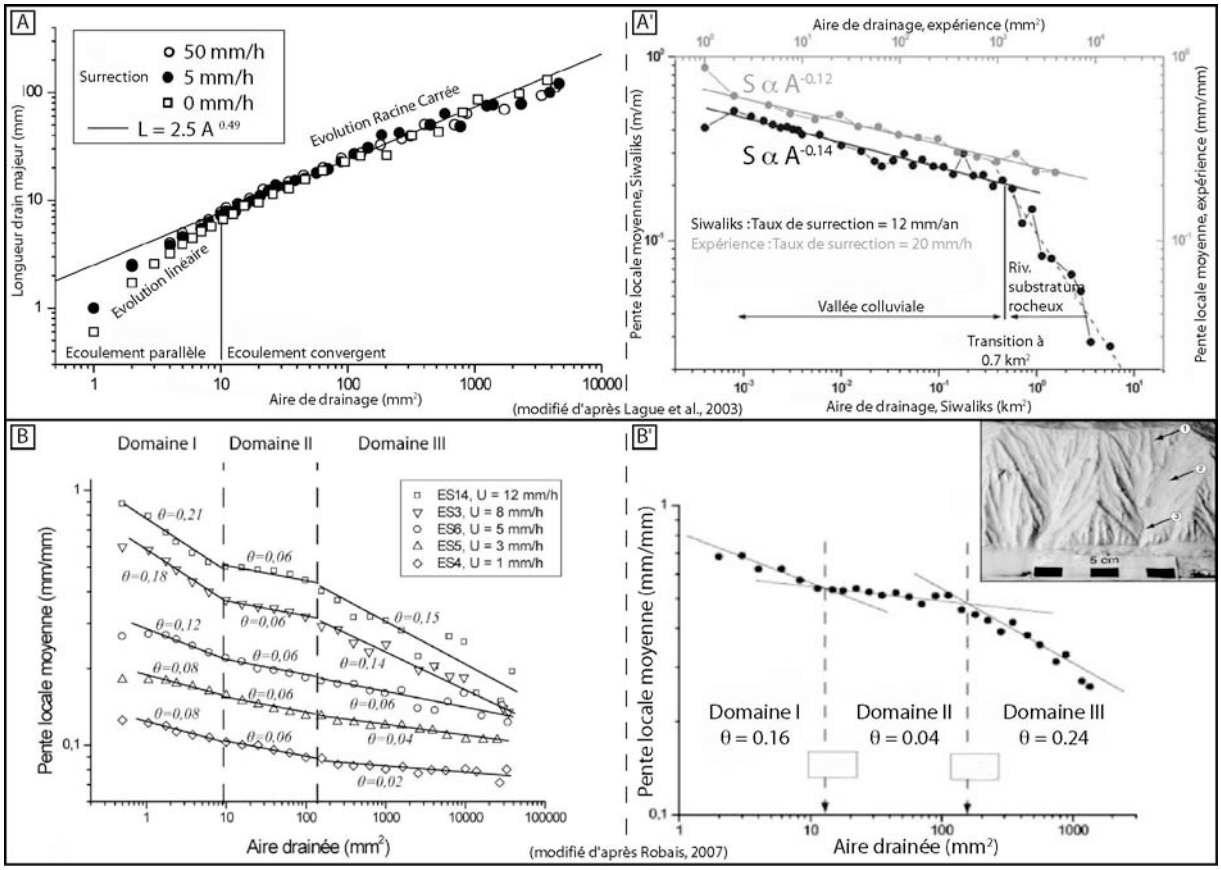


Fig.III. 26 : Résultats des principales études morphométriques réalisées sur les dispositifs de l'Université de Rennes. *A) Relation longueur du drain principal versus aire de drainage (loi de Hack) et pente-aire drainée (Loi de Flint) dans un modèle composé de loess (d'après Lague et al., 2003). La relation de Hack est indépendante du taux*

de surrection. Elle peut être divisée en deux portions : une portion linéaire pour les faibles aires de drainage (< 10 mm^2) et une portion en loi de puissance (racine carré) pour les fortes aires drainées. A') Loi de Flint pour un modèle composé de loess (surface expérimentale : 30 x 20). La pente constante de la relation pente-aire semble indiquer qu'un seul processus d'érosion-transport s'y produit. Par comparaison avec les relations naturelles établies dans le piémont des Siwaliks, il s'agirait potentiellement de coulées de débris. B&B') Loi de Flint dans les modèles actuels composés de poudre de silice (surface expérimentale : 32 x 20 cm). A présent, il est possible de distinguer trois domaines caractérisés par des pentes indices de concavité (θ) variables. Pour chacun de ces domaines, l'indice de concavité semble indépendant du taux de surrection.

Ces études montrent que :

- Les modèles expérimentaux suivent la loi de Hack (fig.III.26.A). Tout comme sur le terrain (Hurtrez et al., 1999), celle-ci est indépendante du taux de surrection (Lague et al., 2003). Dans les modèles, cette relation peut être divisée selon deux portions : une portion linéaire pour les faibles aires de drainage (A < 10 mm^2) et une portion en loi de puissance (racine carrée) pour les aires de drainage plus élevées (A > 10 mm^2). Pour ce dernier domaine, l'exposant de la loi de puissance (exposant de Hack) autour de 0.5 correspond à la gamme de valeurs relevée dans les bassins versants naturels à ramification arborescente (Rigon et al., 1996 ; Lague et al., 2003). Il s'agit également de la valeur relevée par Niemann et Hasbargen (2005) dans leurs propres modèles.
- Les premiers modèles expérimentaux réalisés avec du loess développent des relations pente-aire drainée avec des exposants (indices de concavité θ) similaires aux valeurs calculées sur des vallées colluviales dominées par les coulées de débris (piémont des Siwaliks, Himalayas ; fig.III.26.A' ; Lague et al., 2003). Les modèles plus récents, plus grands et déployant un matériau composé de poudre de silice, montrent des relations pente-aire segmentées selon trois domaines (limites à 10 mm^2 et 150 mm^2 ; fig.III.26.B&B' ; Babault, 2004 ; Rohais, 2007). Les indices de concavité pour chacun de ces domaines semblent indépendants des taux de surrection et tendent donc à indiquer que leur dynamique est régie par plusieurs processus d'érosion-transport. Pour le moment, il n'a pas été possible d'identifier précisément ces processus.

(d) Dispositif Université de Chuo

Enfin, plusieurs travaux à l'Université de Chuo (Japon) ont repris les dispositifs des universités de Minnesota et de Rennes afin de réaliser deux expériences testant l'effet d'une surrection sur le développement des reliefs (Ouchi, 2004b). Le dispositif est composé d'un bloc de matériaux granulaires (sable + kaolinite) enterré dans un sol. Les dimensions du bloc sont : 90 x 90 x 13 cm (fig.III.20.D'). Un piston hydraulique exhume le matériau hors du sol où il est érodé par une pluviométrie artificielle (taux de pluviométrie = 38 mm/h). Les sédiments ne sont pas évacués et se déposent au pied des reliefs. Régulièrement, les expériences sont arrêtées et mesurées à l'aide d'un comparateur (appareil de mesure de longueur). Les dimensions des modèles topographiques ainsi générés sont de 76 x 76 cm avec une résolution spatiale horizontale de 1 cm et un précision verticale autour de 0.1 mm (fig.III.20.D).

En comparant deux expériences réalisées (l'une avec surrection, l'autre sans), l'auteur montre que la topographie tend vers un état stationnaire (altitude moyenne constante) lorsqu'elle est soumise à une surrection et pluviométrie constante. Ce résultat est identique à celui de Lague et al. (2003) mentionné précédemment. Dans le détail, il constate cependant que les crêtes se soulèvent à une vitesse comparable au taux de surrection alors que le fond des vallées s'élève plus faiblement. En conséquence, la surrection ne soulève pas tous les domaines de la topographie à la même vitesse. Cela tend à augmenter le relief de surface (différence entre les points hauts et les points bas) ainsi que la valeur des pentes moyennes des versants.

(2) Tectonique avec déformation du matériau

Les expériences morphologiques mettant en scène une tectonique avec déformation du matériau (i.e., formation de failles au sein même du matériau) sont assez rares dans la littérature. A ma connaissance, il n'en existe pas à partir des dispositifs de type « boîte à érosion ». En revanche, il en existe quelques-unes dans les dispositifs de type « canal ». Dans ces expériences, une partie du tracé du canal est physiquement déformée afin d'étudier le comportement de la rivière au travers de la structure tectonique (failles, plis). Les mouvements tectoniques modélisés sont aussi bien des mouvements verticaux (surrection et subsidence : Ouchi, 1983, 1985 ; Jin & Schumm, 1987 ; Douglass & Schmeeckle, 2007 ; fig.III.27.A&A') que des mouvements décrochants (Ouchi, 2004a ; fig.III.27.B). Pour l'essentiel, le matériau n'est pas déformé préalablement au début de l'expérience. Cependant, dans l'expérience de décrochement reportée ci-dessous (Ouchi, 2004a), le matériau est prédécoupé à l'aide d'un couteau afin de faciliter l'extrusion latérale d'un bloc de matériau.

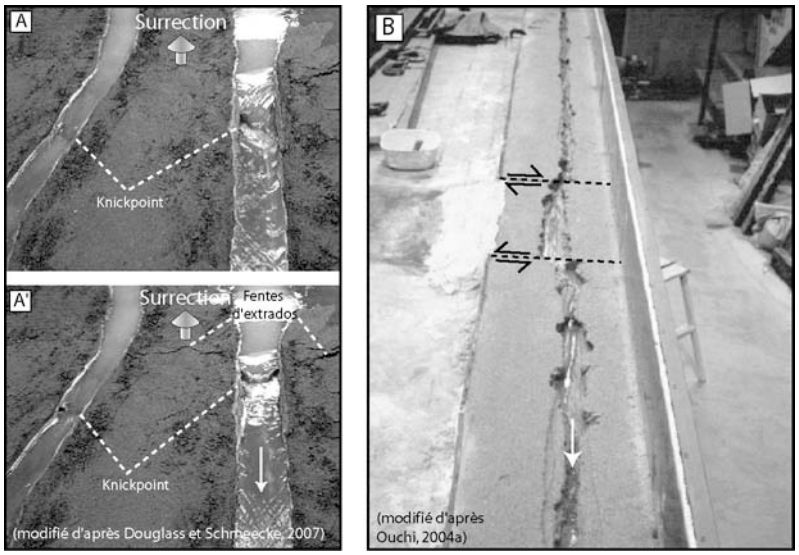


Fig.III. 27 : Tectonique avec déformation du matériau dans les dispositifs expérimentaux de type « canal ». *A&A') Surrection tectonique d'une portion du lit du chenal. Noter la formation de knickpoints et les fentes d'extrados en surface traduisant le plissement du modèle (d'après Douglass & Schmeeckle, 2007). B) Mouvements décrochant du lit du chenal (d'après Ouchi, 2004a).*

Les résultats obtenus au travers des zones subissant des mouvements verticaux montrent que la réponse d'une rivière alluviale dépend du taux de déformation (surrection, subsidence) et du style fluvial. Ainsi :

- Une rivière en tresses répond à la croissance d'un anticlinal par une forte incision et la formation de terrasses dans l'axe du pli (fig.III.28.A ; Ouchi, 1985). En amont et aval de la zone en surrection, respectivement la perte de charge solide et l'augmentation de la production sédimentaire génère de l'aggradation (sédimentation). Dans le cas d'une subsidence (croissance d'un synclinal), la zone axiale du pli est au contraire le siège d'une forte aggradation tandis que les zones amont et aval sont davantage en érosion (avec notamment la formation de barres transverses).

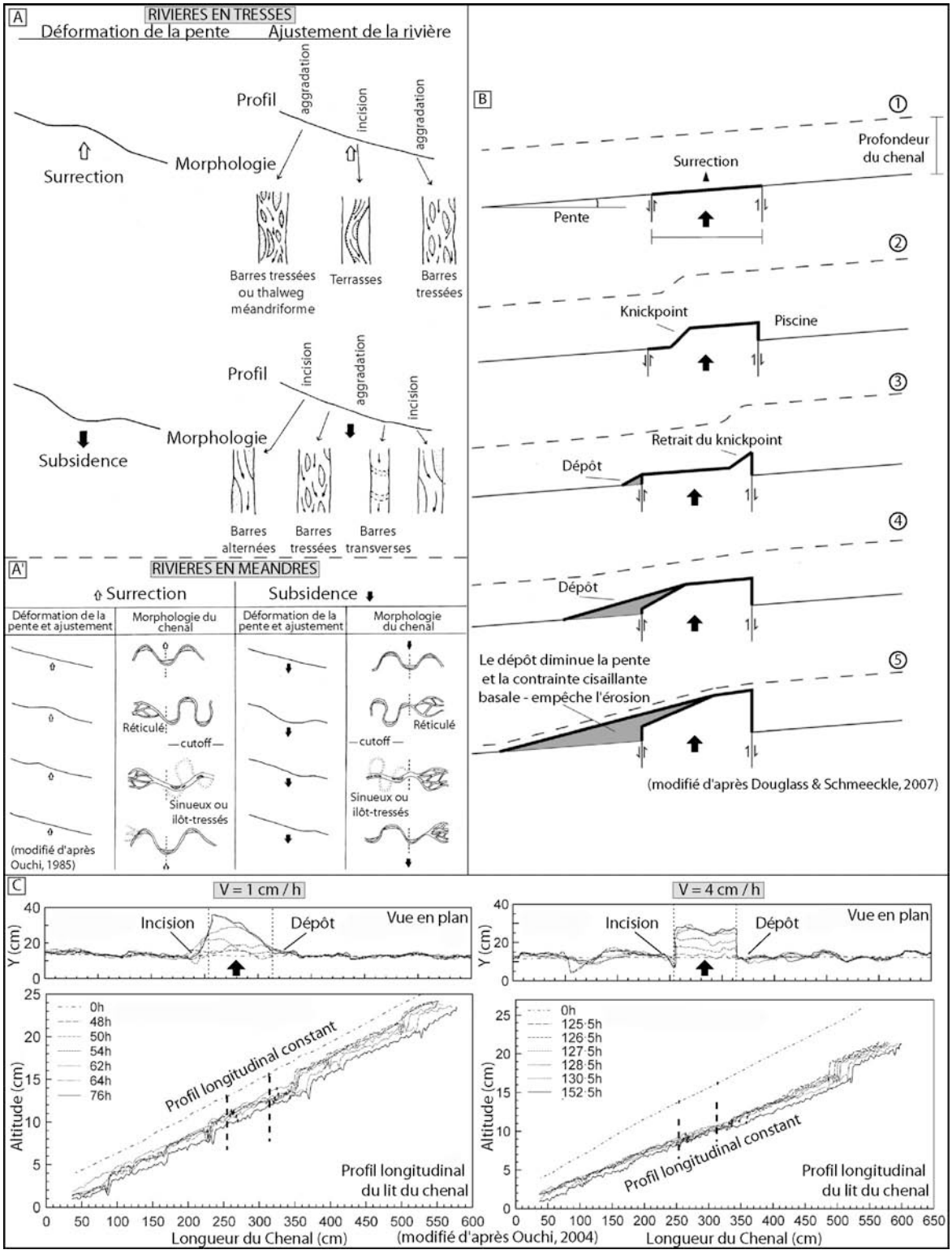


Fig.III. 28 : Résultats des expériences de déformation dans les dispositifs morphologiques en « canal ». *A&A') Comportement d'une rivière en tresses ou en méandres au passage d'une zone en surrection ou subsidence (d'après Ouchi, 1985). Voir le texte pour les détails. B) Evolution morphologique d'une rivière à substratum rocheux au passage de zone en surrection (d'après Douglass & Schmeeckle, 2007). La surrection progressive du bloc de matériau crée un knickpoint qui migre vers l'amont et une piscine de dépôt en amont. Le matériel soulevé et érodé est déposé au pied de la zone active. C) Décalage horizontal d'un chenal par des failles décrochantes (d'après Ouchi, 2004a). Pour un faible taux de déplacement (1 cm/h), le chenal est progressivement dévié mais parvient à éroder une partie du compartiment décalé par les failles. Pour un taux de déplacement plus élevé (4 cm/h), le chenal ne parvient pas à éroder le bloc barrant son passage. Noter que dans les deux cas, le chenal maintient un profil longitudinal constant en déposant une partie de sa charge en amont de la zone active et en érodant la partie aval.*

- Une rivière à méandres répond à la croissance d'un anticlinal ou d'un synclinal par la modification de sa sinuosité, des dimensions des méandres et du style fluvial (fig.III.28.A' ; Ouchi, 1985 ; Jin & Shumm, 1987). Ainsi, à l'aval d'un anticlinal ou l'amont d'un synclinal, l'augmentation des pentes accroît la puissance de l'écoulement. Cela entraîne une forte érosion latérale des bordures du chenal et le développement de barres de méandres. La sinuosité et les dimensions des méandres augmentent également. Au contraire, à l'amont d'un anticlinal ou l'aval d'un synclinal, la diminution de la pente favorise la sédimentation, le développement d'un écoulement réticulé (Ouchi, 1985) ou une diminution de la sinuosité (Jin & Shumm, 1987)

Par ailleurs, plusieurs expériences ont été réalisées par Douglass et Schmeeckle (2007) afin d'étudier les mécanismes de formation des réseaux de drainage transversaux, à savoir l'antécédence (*antecedence*), la surimposition (*superimposition*), la vidange de lac (*overflow*) et la capture (*piracy*). Ces auteurs montrent que des knickpoints et des terrasses érosives apparaissent au cœur des zones en surrection (fig.III.28.B). En outre, le régime d'incision et d'aggradation change au travers de la structure : le cœur est incisé verticalement alors que l'aval de la structure est le siège d'une forte aggradation.

Dans les expériences de mouvements décrochants (fig.III.27.B), la rivière change son comportement en fonction du taux de déplacement sur les failles (fig.III.28.C Ouchi, 2004a). Pour de faibles taux de déplacement (~ 1 cm/h), le chenal parvient à éroder l'escarpement aval pour maintenir son cours mais il est progressivement dévié. Pour de forts taux de déplacement (~ 4 cm/h), le chenal ne parvient pas à éroder l'escarpement et subit le déplacement de son tracé. Dans les deux cas, les mécanismes d'érosion sont similaires (aggradation sédimentaire en amont du bloc tectonique, érosion en aval et déviation progressive du chenal). Ils permettent le maintien d'un profil longitudinal d'écoulement constant.

4. Quantification et analyse des expériences

a) Mesures topographiques

Les mesures topographiques sont très utilisées dans les expériences morphologiques et rares dans les expériences tectoniques (Martinod, 1991 ; Tondji Biyo, 1993 ; Nilforoushan et al., 2008). Dans les premiers dispositifs, elles étaient souvent réalisées ponctuellement et manuellement grâce à des systèmes de mesures divers : une grille de référence, (Flint, 1973), un mètre à ruban (Frankel et al., 2007) ou le plus souvent un comparateur (Shepherd & Schumm, 1974 ; Holland & Pickup, 1976 ; Gardner, 1983 ; Ouchi, 1985).

Avec les progrès des techniques numériques et informatiques, diverses autres méthodes se sont développées et ont permis la réalisation de modèles numériques expérimentaux (MNT). Aujourd'hui, de très nombreuses équipes sont équipées de systèmes de télémétrie laser (Crave et al., 2000 ; Lague et al., 2003) ou de stéréophotogrammétrie (Hancock & Willgoose, 2001a,b ; Pelletier, 2003 ; Babault et al., 2005b ; Rieke-Zapp et al, 2001 ; Niemann & Hasbargen, 2005). Le premier dispositif reproduit, à l'échelle du laboratoire, le principe utilisé en télémétrie laser aéroportée (LIDAR par exemple). Un faisceau laser est envoyé vers un relief (la cible) et la comparaison des temps de trajet aller et retour permet de connaître la distance réelle entre la source et la cible et donc de reconstituer la topographie. La seconde méthode utilise quant à elle les principes de la photogrammétrie pour représenter le relief d'un objet. Pour cela, deux prises de vue sont réalisées sous deux angles d'incidence différents et le relief est reconstitué par des logiciels reprenant les principes de la vision stéréographique.

Chacune de ces méthodes se décline sous une variété de dispositifs qui se différencient notamment par la qualité et la précision des appareils employés (appareils photographiques et caméras numériques), la majorité livre des précisions assez uniformes de l'ordre du millimètre en X, Y & Z (Tableau.III.1). Pour le moment, le système qui livre aujourd'hui les meilleures résultats semble celui de Géosciences Rennes avec 0.5 mm en X, Y et 0.03 mm en Z (Bonnet & Crave, 2006). Cela permet de générer des MNT à maille carrée avec des résolutions spatiales de l'ordre de 0.5 à 1 mm.

b) Mesures cinématiques

(1) Technique « manuelle »

De même que pour les mesures topographiques, les mesures de déformation ont longtemps été réalisées « manuellement ». Pour les expériences en coupe, la comparaison visuelle de deux photos successives permet d'observer qualitativement l'activité et le déplacement accommodé sur chacun des différents chevauchements (Dixon & Liu, 1992 ; Koyi, 1995 ; Smit et al., 2003 ; Konstantinovskaia & Malavieille, 2005 ; Bonnet et al., 2007). Pour les expériences focalisées sur l'observation de la surface du modèle, le champ de déplacement et le champ de déformation fini sont souvent analysés au moyen de marqueurs passifs dessinés ou déposés à la surface du modèle (fig.III.29). Il peut s'agir d'une grille de référence (fig.III.29.A), de cercles (fig.III.29.B), de lignes (fig.III.29.C) ou encore de marqueurs ponctuels (fig.III.29.D ; Davy & Cobbold, 1991 ; Dixon & Liu, 1992 ; Marshak et al., 1992 ; Calassou et al., 1993 ; Martinod & Davy, 1994 ; Corrado et al., 1998 ; Lu & Malavieille, 1994 ; Keep, 2000, 2003 ; Martinez et al., 2002 ; Costa & Vendeville, 2002 ; Marques & Cobbold, 2002, 2006 ; Soto et al., 2002, 2006, 2007 ; Nilforoushan & Koyi, 2007 ; Nilforoushan et al., 2008). Ces techniques visuelles sont fastidieuses et parfois « intrusives » (l'application de ces marqueurs passifs peut modifier localement la topographie de la surface et l'état de contrainte du matériau). Elles livrent des

champs de déplacement assez peu denses disposant généralement d'une résolution de l'ordre de plusieurs centimètres et une précision de l'ordre du millimètre (1-2 pixels).

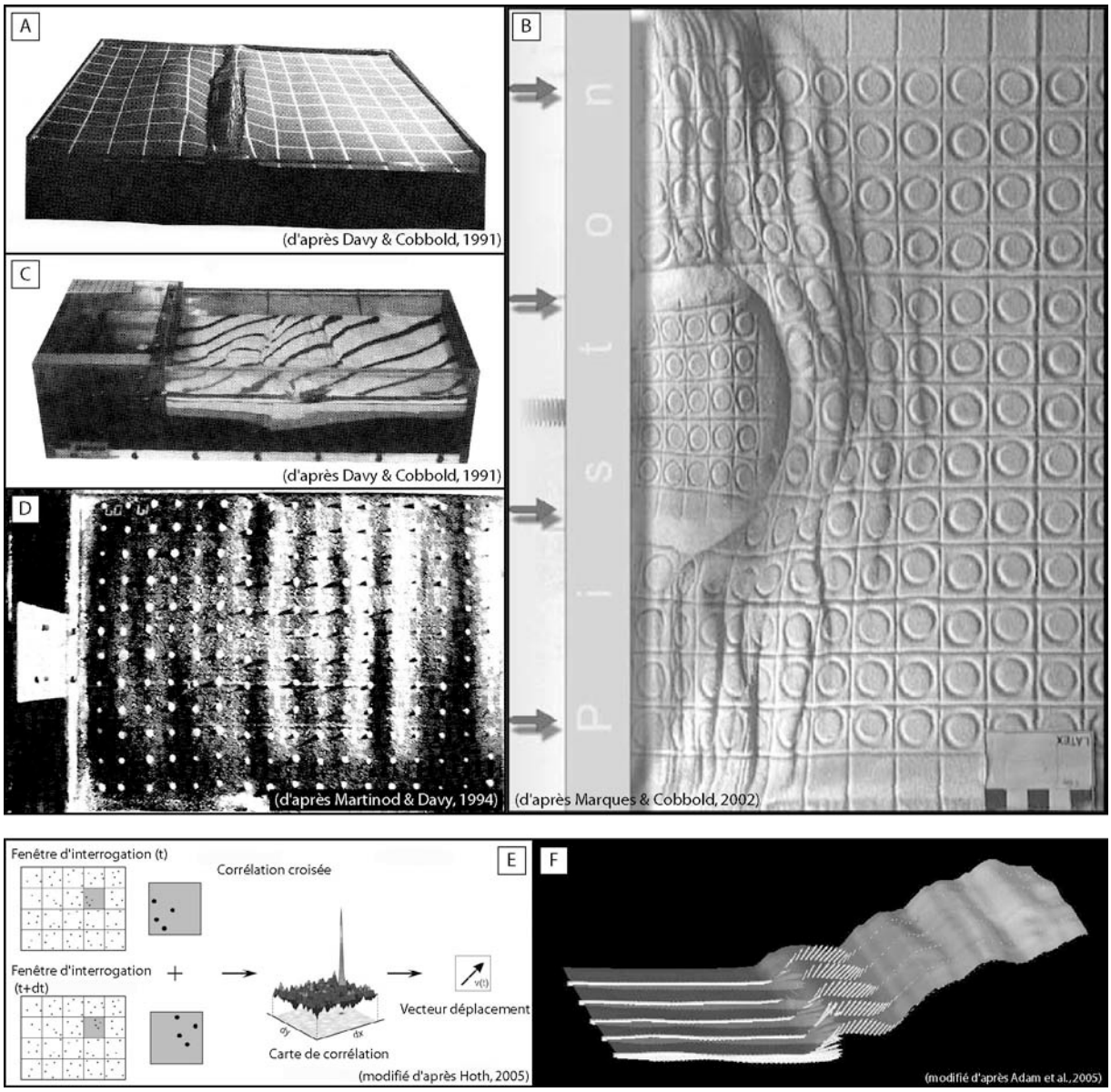


Fig.III. 29 : Procédures expérimentales d'analyse des champs de déplacement et de déformation des modèles analogiques. *A,B,C & D) Procédures « manuelles » par disposition de marqueurs passifs en surface du modèle. Il s'agit : A) d'une grille de référence ; B) de cercles ; C) de lignes droites et D) de marqueurs ponctuels. E) Analyse par vélocimétrie par image de particule (PIV). Voir le texte pour des détails.*

(2) Technique numérique : Vélocimétrie par image de particule

Ici encore, avec les progrès récents de l'informatique et des dispositifs numériques (caméra CCD, appareils photographiques), il est possible de suivre « numériquement » le déplacement des pixels entre deux photographies successives. La « Vélocimétrie par image de particule » (*Particle Image Velocimety* : PIV) a été développée en mécanique des fluides (Adrian, 1991 ; Fincham & Spedding, 1997 ; Scarano & Riethmuller, 2000) et mécanique des sols (Hryciw et al., 1997 ; White et al., 2001, 2003) puis appliquée récemment aux expériences analogiques tectoniques (Adam et al., 2002 ; Wolf et al., 2003 ; Hampel et al., 2004 ; Adam et al., 2005 ; Hoth, 2005 ; Hoth et al., 2006, 2007 ; Yamada et al., 2006). Cette méthode est basée sur le suivi

d'une forme (un grain, un trait) entre deux photographies successives. Pour cela, les images sont divisées en fenêtre d'interrogation (*Interrogation Windows IW*) et les fenêtres de la seconde image sont incrémentalement déplacées en x et y jusqu'à ce que la forme qu'elles décrivent corresponde parfaitement à celles de l'image initiale (corrélation croisée). Le degré de corrélation entre ces deux images est calculé par une transformée de Fourier rapide et fournit une carte de corrélation. Le pic de corrélation maximale correspond aux coordonnées du vecteur de déplacement probable (V = dx, dy) pour lequel la correspondance entre les deux fenêtres d'interrogation est optimale (fig.III.29.E).

Il est possible d'avoir accès au champ de déplacement 3D si l'on utilise deux caméras stéréoscopiques synchronisées (fig.III.29.F ; Hampel et al., 2004 ; Adam et al., 2005 ; Hoth, 2005 ; Hoth et al., 2006, 2007) et de calculer certaines composantes du tenseur des taux de déformation (Adam et al., 2005 ; Hoth, 2005 ; Hoth et al., 2007).

La résolution de telles cartes de champ de déplacement dépend de la taille du modèle, de la qualité des appareils numériques et de l'algorithme de corrélation. Elle peut éventuellement être affinée par une approche multi-résolution couplant une première analyse grossière puis une seconde plus fine. Quoi qu'il en soit, cela livre toujours des précisions infra-millimétriques sur les amplitudes de déplacement : ie 0.125 mm (Wolf et al., 2003), 0.05-0 ;1 mm (Hampel et al., 2004 ; Adam et al., 2005), ou encore 0.5 mm (Hoth, 2005 ; Yamada et al., 2006 ; Hoth et al., 2006, 2007).

B. Appareillages et techniques développés pour cette étude

1. Objectifs

L'objectif principal de ma thèse est de concevoir et d'exploiter une nouvelle approche de modélisation permettant d'étudier expérimentalement l'évolution morphologique d'un piémont de chaîne de montagnes et les interactions entre processus tectoniques et processus de surface. Les processus tectoniques que je souhaite modéliser concernent principalement la formation d'un prisme orogénique par imbrication d'écailles chevauchantes. Les mécanismes de déformation en jeu sont le chevauchement et le plissement. Les phénomènes de subsidence liés à la flexure de la plaque chevauchée sous l'effet du poids du prisme orogénique ne sont pas pris en compte (voir justification dans les pages suivantes). Les processus de surface à modéliser impliquent la mobilisation de particules dans les bassins versants (érosion) et leur dépôt dans des bassins sédimentaires d'avant-pays et/ou bassins perchés (sédimentation). Le transport y est intégré. Il comprend des processus de versants (glissement en masse, reptation, etc.) et des processus fluviatiles (incision et érosion latérale). Grâce à cette modélisation couplant divers types de processus morphogénétiques, nous souhaitons analyser comment les marqueurs morphotectoniques qui se développent dans un piémont (failles, plis, cônes alluviaux, terrasses, etc.), se forment, évoluent et enregistrent la déformation.

Les dispositifs construits pour l'étude des processus tectoniques modélisent une déformation tout à fait convenable (formation d'un prisme d'accrétion, propagation de chevauchements en séquence) et très bien documentée. Toutefois, le plissement est difficilement reproduit. En effet, lorsque la déformation se propage vers l'avant-pays, la composante purement plicative des nouvelles structures frontales est très souvent réduite et donne lieu rapidement à la formation d'un pli-faille (Nalpas et al., 1999 ; Barrier, 2002 ; Barrier et al., 2002). De plus, les mécanismes d'érosion/transport (par exemple l'incision fluviatile, les glissements sur les pentes des versants) ne sont pas véritablement modélisés. Seules leurs conséquences sur l'équilibre mécanique du prisme orogénique sont représentées : à savoir le déchargement lithologique des reliefs et le chargement sédimentaire au niveau du piémont. Noter que l'approche développée récemment par Persson et al. (2004) constitue en cela une amélioration significative car leur « érosion numérique » couplée à une déformation analogique permet de modéliser une variabilité tridimensionnelle des processus de surface au niveau des piémonts. Cependant, il est pour le moment impossible de reproduire manuellement et analytiquement la richesse des processus morphologiques (interactions entre failles, rivières, bassins versants) et la dynamique des marqueurs (cônes alluviaux, terrasses, knickpoints, etc.).

Les dispositifs expérimentaux construits pour l'étude des processus morphologiques modélisent certains aspects importants de l'érosion, du transport et de la sédimentation (morphologie très riche, dynamique d'incision fluviale variée, nombreux marqueurs morphologiques reproduits). Cependant, les processus tectoniques modélisés jusqu'à présent se limitent essentiellement à une surrection homogène d'un massif, à des mouvements tectoniques simples et ne permettent pas la propagation de la déformation. Les rares expériences qui déforment véritablement le matériau (formation de failles et de plis) concernent seulement un segment de réseau hydrographique et ne modélisent donc pas l'intégralité du trajet bassin versant – bassin d'avant-pays. En outre, ils ne sont pas représentatifs de la richesse morphologique d'un piémont couplant ses différentes composantes tectoniques (chevauchements, plis) et fluviatiles (rivières, cônes alluviaux, terrasses).

Il n'existait donc pas, jusqu'à cette étude, de dispositif expérimental capable de modéliser les morphologies que nous souhaitions étudier. C'est pourquoi, j'ai choisi de réunir dans un seul dispositif une modélisation tectonique de type « sand-box » et une modélisation morphologique de type « boîte à érosion ». Je couple ainsi une déformation d'avant-pays contrôlée par le

développement de failles et de plis avec des processus d'érosion-transport-sédimentation contrôlés par le ruissellement d'eau dans des bassins versants et des rivières. De cette manière, nous pouvons générer quelques marqueurs morphostructuraux typiques des piémonts de chaînes (cônes alluviaux, terrasses, etc.) et observer comment ils se forment, évoluent et interagissent.

Pour parvenir à ces objectifs, il a été nécessaire de mettre au point un nouveau dispositif et un nouveau protocole expérimental comprenant un système de déformation et un système d'érosion. En outre, j'y ai intégré un système d'acquisition permettant de suivre l'évolution cinématique de la déformation et de mesurer la topographie des modèles. La mise au point d'un matériau expérimental spécifique adapté à ce dispositif est traitée dans le prochain chapitre (chapitre IV).

2. Table de déformation

La table de déformation utilisée (fig.III.30) reprend l'architecture du dispositif développé à Géosciences Montpellier lors de la thèse de S. Dominguez (Dominguez, 1998 ; Dominguez et al., 2000). Il s'agit d'une table de surface 2.60 x 1.4 m sur laquelle est déposé un matériau expérimental. Celui-ci est confiné entre des vitres latérales et une butée rigide. Le principe de fonctionnement reprend les techniques déjà décrites précédemment (Davis et al., 1983 ; Malavieille, 1984 ; fig.III.2.B&C) à savoir : un film basal recouvert de matériau passe sous une butée rigide et vient s'enrouler sur un axe motorisé. La déformation du matériau le long de la butée entraîne la construction d'un prisme d'accrétion constitué de chevauchements imbriqués dont la géométrie correspond au premier ordre à celle d'un prisme orogénique continental. La butée rigide représente la partie interne de la chaîne de montagne considérée comme non-déformable. Le matériau frontal représente les roches et sédiments d'avant-pays progressivement déformés et accrétés à la chaîne. Une rampe rigide solidaire du film basal représente les portions profondes de la croûte continentale qui ne sont pas impliquées dans la déformation du prisme. Son armature en bois permet d'économiser une grande quantité de matériau et allège le dispositif. Cela facilite l'enroulement du film et la déformation du modèle.

Durant les expériences, le taux de convergence est maintenu constant (généralement entre 2 et 4 cm/h). L'enroulement du film est contrôlé par un moteur pas-à-pas piloté par ordinateur.

Remarque sur la subsidence (voir définition au chapitre I):

Plusieurs travaux expérimentaux ont tenté de modéliser la subsidence d'avant-pays en augmentant progressivement la pente du décollement basal (paramètre α sur la figure.III.3 ; Mugnier et al., 1997 ; Leturmy et al., 2000) ou en permettant l'affaissement progressif d'une plaque basale déformable sous le propre poids du prisme en construction (Hoth, 2005 ; Hoth et al., 2007). Durant mon travail, j'ai effectué quelques essais avec une plaque basale subsidente, mais mes investigations se sont heurtées à des problèmes de dimensionnement de la rigidité flexurale de la plaque. D'autres études plus poussées intégrant un bilan de masse du prisme orogénique seront nécessaires afin de déterminer plus précisément la rigidité flexurale adaptée à nos expériences.

Cependant, aux échelles de temps des modèles qui nous intéressent (je souhaite modéliser tout au plus un à deux millions d'années d'évolution de piémont de chaîne de montagnes), l'absence de ces processus flexuraux n'est pas dommageable. Les temps caractéristiques de réponse d'une lithosphère chargé par un relief orogénique fait en effet débat car ils dépendent directement de sa rhéologie (voir chapitre I ; Beaumont, 1981). Dans le cas d'une lithosphère élastique, la réponse au chargement orogénique est instantanée (Jordan, 1981) et l'intensité de la flexure dépend de la charge appliquée. Au contraire, dans le cas d'une lithosphère visco-élastique, l'intensité de la déformation dépend également du temps (Beaumont, 1981).

Fig.III. 30 : Dispositif expérimental. *A) Photographie de la salle d'expérimentation et B) Schéma explicatif. Le dispositif est composé i) d'une table de déformation ; ii) d'un système de brumisation et iii) un banc de mesure optique. La table de déformation est composée d'un film basal qui passe sous le modèle et sous une butée rigide et qui vient s'enrouler autour d'un axe motorisé. L'enroulement du film amène le matériau contre la butée où il se déforme et génère un prisme d'accrétion. Le matériau est composé d'un mélange visco-plastique dans les parties profondes et d'un mélange granulaire en surface (voir détails dans le chapitre suivant sur les matériaux). Le système de brumisation est composé de 12 buses disposées en série au-dessus de la butée fixe. Elles sont alimentées par une pression de 4 bars. Le système d'acquisition est composé d'une série d'appareils photographiques disposés tout autour de la table de déformation et d'un interféromètre laser. Les appareils photographiques fournissent les données morphologiques, cinématiques (champ de déplacement par corrélation d'images) et topographiques. (Remarque : Sur la photographie, la table a été retournée à 180° par rapport au portique pour les besoins de la prise de vue)*

3. Système d'érosion

Le modèle d'érosion employé durant ce travail s'inspire des dispositifs de « boîte à érosion » décrits précédemment (Flint, 1973 ; Schumm & Parker, 1973 ; Parker, 1977 ; Phillips & Schumm, 1987 ; Crave et al., 2000 ; Hasbargen & Paola, 2000 ; Hancock & Willgoose 2001a,b,c ; Bryan & Poesen, 1989). Il est basé sur le ruissellement d'eau diffusée par un système d'aspersion. Parmi l'éventail des techniques employées (aspersion de gouttes, brumisation de micro-gouttelettes, diffusion d'un brouillard) et les vastes gammes de pluviométrie émises (tant en termes de champs de précipitations que de tailles des gouttelettes), nous avons choisi un dispositif de brumisation diffusant de fines micro-gouttelettes (fig.III.30). Il s'agit d'un système composé de 12 buses montées en série et alimentées en eau sous 4 bars de pression. Elles ont été placées légèrement en retrait du modèle, au niveau de la butée rigide, afin de ne pas interférer avec les appareils photographiques. De fait, les trajectoires des microgouttelettes suivent des tracés balistiques qui génèrent un champ de précipitation de l'ordre de 20 à 30 mm/h ± 15 %. Les variations spatiales ont été mesurées grâce à un système de gobelets disposés au-dessus du modèle avant l'expérience et pesés au terme du test. Les variations temporelles au cours de l'expérience n'ont pas été mesurées mais sont estimées à une dizaine de pourcents.

Le diamètre des micro-gouttelettes est d'environ 100 μm. Il correspond aux gammes employées par plusieurs dispositifs (Hancock & Willgoose, 2001a,b,c ; Hasbargen & Paola, 2000) mais restent bien au-dessus de la gamme employée à Géosciences Rennes (10-20 μm). Ces dimensions n'induisent pas d'impacts cinétiques significatifs à la surface du modèle comme l'indique l'absence de cratères et les calculs d'énergie cinétique des gouttelettes (voir Lague et al., 2003 pour la méthode). Avec 10^{-1} μJ, l'énergie cinétique des gouttelettes de notre dispositif reste en effet nettement inférieure aux valeurs typiques de cohésion définies dans les sols et matériaux granulaires (5 à 600 μJ : Salles et al., 2000 ; Sharma et al., 1991) et peut donc être négligée. Dans nos modèles, l'érosion résulte donc essentiellement du ruissellement d'eau en surface. Nous verrons par la suite que cela ne signifie pas pour autant que l'érosion s'effectue uniquement par ruissellement et incision. Une part de l'érosion des versants est en effet réalisée par des mouvements diffusifs de masse sur les pentes (glissements).

Enfin, la taille des gouttelettes et le taux de pluviométrie confèrent à ce dispositif l'avantage d'un champ de précipitations suffisamment transparent pour permettre l'acquisition continue de données photographiques et vidéos (voir paragraphe ci-dessous).

4. Acquisition de données

Quantifier l'évolution des topographies était un objectif majeur de ce dispositif (fig.III.30). Nous l'avons pour cela équipé, d'une série d'appareils photographiques numériques permettant d'enregistrer l'évolution morphologique du modèle, d'un système de mesure topographique permettant d'obtenir des Modèles Numériques de Terrain (MNT) et d'un système de mesure cinématique permettant d'estimer les champs de déplacement de surface.

a) Données morphologiques (Photographie numérique)

Différents appareils photographiques numériques sont disposés autour de la table de déformation afin de suivre en continu l'évolution morphologique des modèles (fig.III.30). Chacun de ces appareils est piloté par un ordinateur afin d'assurer l'enregistrement des prises de vue à intervalle de temps régulier.

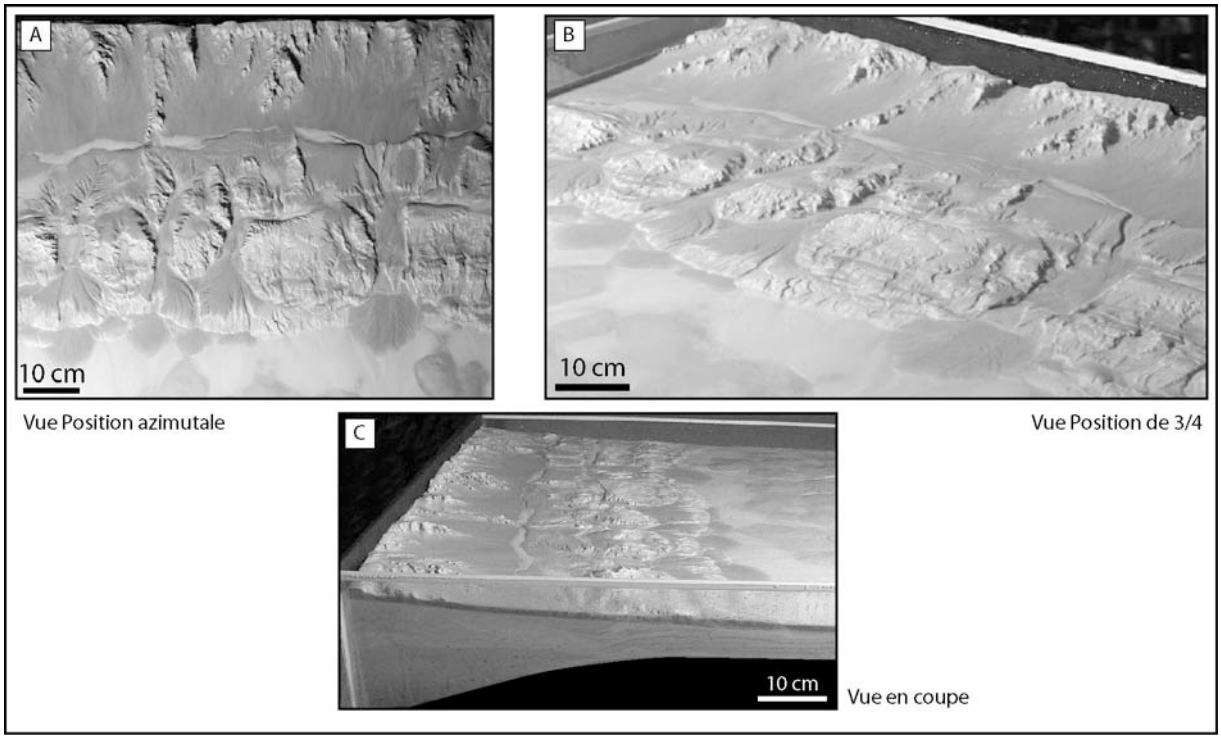


Fig.III. 31 : Positionnement des prises de vues photographiques. *A) Vue en position azimutale. B) Vue en position de ¾. C) Vue en coupe. Dans les 3 cas, il s'agit du même stade expérimental obtenu après 20 cm de convergence totale (après 6,5 heures d'expérience).*

Les emplacements des appareils photographiques sont :

- En position azimutale (fig.III.31.A) : Placés au-dessus du modèle (il y en a deux), le premier est équipé d'un objectif grand angle afin de cadrer l'ensemble du modèle alors que le second se focalise sur la partie frontale du modèle. Ils donnent accès à l'évolution 2D de la morphologie du modèle et ils sont utilisés pour acquérir les mesures cinématiques et topographiques décrites par la suite.

- En position de ¾ (fig.III.31.B) : Du fait de l'angle de visée, cet appareil offre une perspective très intéressante pour visualiser l'évolution dynamique 3D du modèle (en particulier, la croissance des reliefs). Quantitativement, les données restent assez peu utilisables en raison de la perspective.

- En position latérale (fig.III.31.C) : Placé sur un côté du dispositif, cet appareil enregistre l'évolution structurale 2D en coupe du modèle. Il apporte beaucoup d'informations qualitatives sur l'évolution structurale des chevauchements, la construction du prisme d'accrétion et la dynamique 2D du modèle. L'eau qui ruisselle sur les vitres et le remplissage parfois irrégulier sur les bordures rendent difficile l'exploitation qualitative des données (corrélation d'images).

Chacun de ces appareils effectue une prise de vue toutes les 1 à 2 minutes. Les expériences durant généralement de l'ordre de 10 à 12 heures, un tel échantillonnage photographique permet d'enregistrer en détail l'évolution des structures et de la morphologie. Ces données photographiques permettent la réalisation de films rendant compte en accéléré de l'évolution morphologique des modèles.

b) Mesures topographiques (Interférométrie laser)

La morphologie de surface de nos modèles est analysée grâce à une technique d'interférométrie laser en service à Géosciences Montpellier depuis 3 ans. Elle permet de mesurer la topographie et la déformation des modèles analogiques à différents stades de l'expérience. Cette technique fonctionne sur un principe proche de l'interférométrie radar, en ce sens qu'elle consiste en la reconstruction d'un interférogramme de phase (mesure de la phase pour chacun des points de mesures) grâce à l'interférence entre deux faisceaux. Elle s'en distingue cependant par le fait que les ondes sources (radar) sont remplacées par un signal laser projeté sur le modèle. De plus, l'interféromètre laser ne dispose pas de récepteur intégré. Les appareils photographiques localisés au-dessus du modèle remplissent ce rôle et enregistrent l'amplitude du signal laser rétro-diffusé.

(1) Principe de fonctionnement

Le système d'interférométrie laser que nous utilisons fonctionne de la façon suivante (voir fig.III.36 pour un résumé) :

- Un interféromètre laser de type Michelson est utilisé afin de générer un signal d'interférence (fig.III.32). Pour cela, une source ponctuelle émet un faisceau laser cohérent (puissance : 250 mW ; longueur d'onde : l = 532 nm, ie vert) vers une lame séparatrice. Une partie de l'intensité est réfléchie vers un premier miroir (Miroir 1) et l'autre est transmise vers un second miroir (Miroir 2). Les réflexions sur chacun de ces miroirs renvoient les faisceaux vers la lame séparatrice où ils s'additionnent et interfèrent. Cela génère un signal d'interférence sinusoïdal composé de franges d'interférences constructives (addition des intensités : bandes lumineuses) et destructives (soustraction des intensités : bandes sombres). Une configuration « en coin d'air » (ie : possibilité d'inclinaison du Miroir 1) permet de générer en sortie un système de franges d'interférence sub-parallèles.

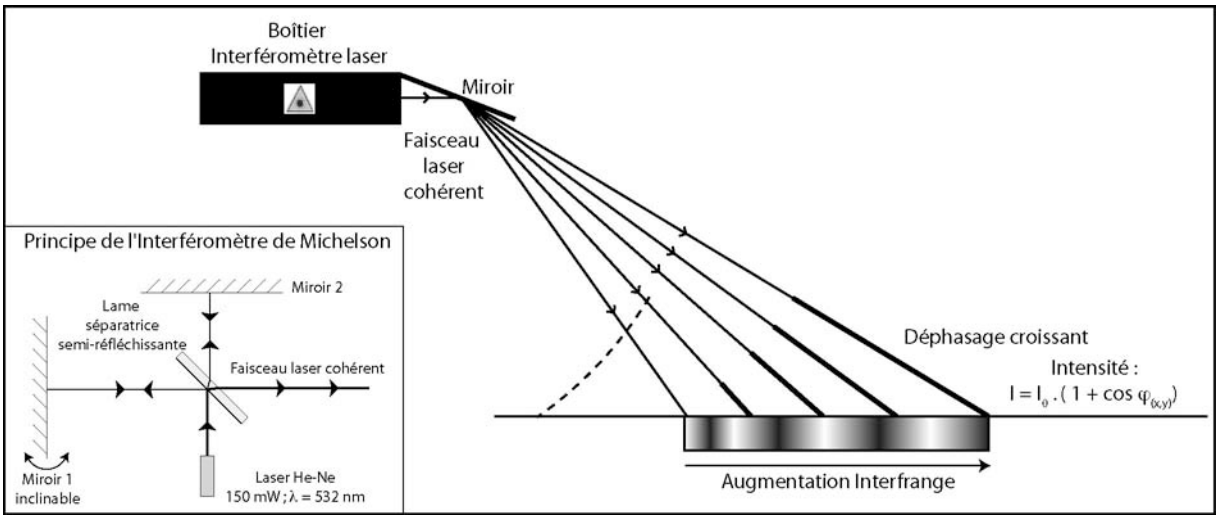


Fig.III. 32 : Principe de l'interférométrie de Michelson et projection des franges d'interférence sur la surface du modèle. *L'obliquité de la projection entraîne une augmentation de la valeur de l'interfrange lorsque l'on s'éloigne de l'interféromètre.*

- Les franges sont projetées à la surface du modèle avec un angle d'incidence compris entre 50 et 70° grâce à un miroir plan inclinable (fig.III.32). L'interfrange augmente en

s'éloignant de la source en raison de l'angle de projection imposé par la réflexion sur le miroir. L'intensité lumineuse des franges varie spatialement selon une sinusoïde (passage progressif des teintes vertes aux teintes noires).

- Les franges projetées à la surface du modèle sont photographiées par les deux appareils photographiques situés au-dessus.

- Pour un point de mesure donné (un pixel), l'amplitude du signal (intensité) répond à l'équation d'une sinusoïde de la forme :

$$I = I_0.\left(1 + C_{(x,y)}.\cos\varphi_{(x,y)}\right) \qquad \text{Eq.III. 2}$$

où I_0 est une intensité de référence, $C_{(x,y)}$ un facteur de contraste dépendant de la réflectance du point considéré et de la fonction de transfert de la caméra (voir notamment Annexe C dans Lancien, 2007) et $\varphi_{(x,y)}$ la phase au point (x,y). Cette dernière est proportionnelle à la distance entre la surface du modèle et l'interféromètre (faisceau en gras sur la figure.III.32).

- I_0, $C_{(x,y)}$ et $\varphi_{(x,y)}$ étant toutes trois inconnues, il est impossible de résoudre l'équation de phase $\varphi_{(x,y)}$ à partir d'une seule prise de vue (une prise de vue est une image d'amplitude).

- Pour cela, on génère un déphasage α connu et l'on observe comment l'intensité varie pour chacun des pixels. Les appareils photographiques sont synchronisés à ce déphasage et réalisent des prises de vues avec des déphasages réguliers afin de couvrir une longueur d'onde complète ($0 < \alpha < 2\pi$). Chacune de ces photographies fournit autant d'équations supplémentaires permettant de contraindre la valeur de la phase pour chaque pixel photographié.
  Remarque : Visuellement, ce déphasage imposé fait « balayer » les franges à la surface du modèle (fig.III.36).

- Si l'on écrit la variation d'intensité d'un pixel donné pour une succession d'images prises avec des déphasages croissants, on obtient pour chacune des images k une expression de la forme :

Image k $$I_k = I_0.\left[1 + C_{(x,y)}.\left(\cos\varphi_{(x,y)} + \alpha_k\right)\right] \qquad \text{Eq.III. 3}$$

avec $$\text{avec } \alpha_k = \frac{k.2\pi}{N} \text{ et } k = 0,...,N$$

où α_k représentent les déphasages imposés pour chacune des photographies.

- Ce système d'équations fournit un ensemble de points de mesures qui peut être représenté sous forme graphique (fig.III.33). On prend ici l'exemple de deux pixels ayant des teintes contrastées : l'un est « sombre » (par exemple, une particule de graphite ; voir au chapitre suivant sur les matériaux) et l'autre « clair » (un grain de silice par exemple). Cette différence de teinte se marque essentiellement par l'amplitude de la sinusoïde qui oscille autour d'une intensité de référence I_0 différente. Dans la pratique, il faut un minimum de 5 photographies pour reconstituer cette courbe. Plus le nombre de photographies prises avec des α différents est important, plus la définition de la courbe est précise et plus le calcul de la phase est fiable.

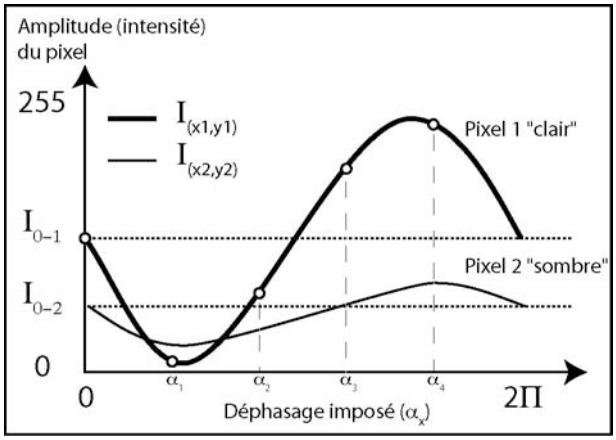


Fig.III. 33 : Variations de l'amplitude (intensité) d'un pixel au cours du déphase imposé (une longueur d'onde complète). *Les prises de vues sélectionnées correspondent à des valeurs connues de déphasage α (α_2, α_3, α_4 et α_5).*

- Grâce à une série de combinaisons linéaires liant les équations d'intensité, il est possible de calculer la phase φ pour chacun des pixels (Hariharan et al., 1987). Par exemple, si l'on prend 5 photographies, on peut montrer qu'en effectuant les opérations suivantes sur les équations d'intensité [$A_1 = 2I_3 – I_5 – I_1$ et $A_2 = 2 (I_2 - I_4)$] on obtient une expression de la phase semblable à :

$$\phi_{(x,y)} = \arctan\left(\frac{A_1\cos(\alpha_3 - 1) - A_2(\cos\alpha_2 - \cos\alpha_4)}{A_1\cos\alpha_3 - A_2(\sin\alpha_2 - \sin\alpha_4)}\right) \qquad \text{Eq.III. 4}$$

avec α_2, α_3, α_4, et α_5 connus (car imposés) et représentant les déphasages de chacune des photographies sélectionnées. A_1 et A_2 sont déterminés pixel par pixel en effectuant les opérations sur les intensités.

- Le calcul de la phase pour chacun des pixels permet de construire un interférogramme de phase $\varphi_{(x,y)}$. Il est composé de franges juxtaposées codant les valeurs de phase entre de 0 et 2Π (fig.III.34).

- Cet interférogramme représente la topographie du modèle sous forme de petits segments indépendants de dénivelé total égal à 2π. Afin de reconstituer la topographie sous forme d'une enveloppe continue, il est nécessaire d'utiliser un « dérouleur de franges ». Son rôle est simplement de mettre « bout-à-bout » chacun des segments de phase (fig.III.34).

- Pour cela, nous utilisons le dérouleur de franges SNAPHU (Chen & Zebker, 2002). Partant d'un premier point qui sert de référence, il calcule le déphasage entre deux points voisins et renseigne la topographie relative de chaque pixel de l'interférogramme en suivant un parcours arborescent. SNAPHU est le dérouleur de franges que nous avons choisi car il présente l'avantage d'être peu sensible aux « trous de mesures » (des surplombs par exemples) et aux bruits qui perturbent le protocole de déroulement.

- Enfin, le MNT obtenu par SNAPHU (en radian) est converti en données millimétriques grâce à un facteur d'échelle déterminé à partir de quelques points de contrôle mesurés sur le modèle.

- Cette technique permet d'obtenir **des modèles numériques de terrain (MNT) avec une densité spatiale de point de 0.5 mm et une résolution verticale de 1 mm**. La densité de mesure est déterminée par le rapport entre la surface du modèle photographié et la

résolution des appareils photographiques numériques. La résolution verticale dépend quant à elle de la sensibilité des capteurs CCD des appareils photographiques qui définissent la précision de la courbe de la fig.III.33. La qualité des mesures dépend donc de plusieurs facteurs dépendant de l'appareil photographique (nombre de photographies, sensibilité des capteurs CCD, fonction de transfert), du laser (puissance, contraste des franges, stabilité de l'intensité) et du matériau (réflectance de la surface).

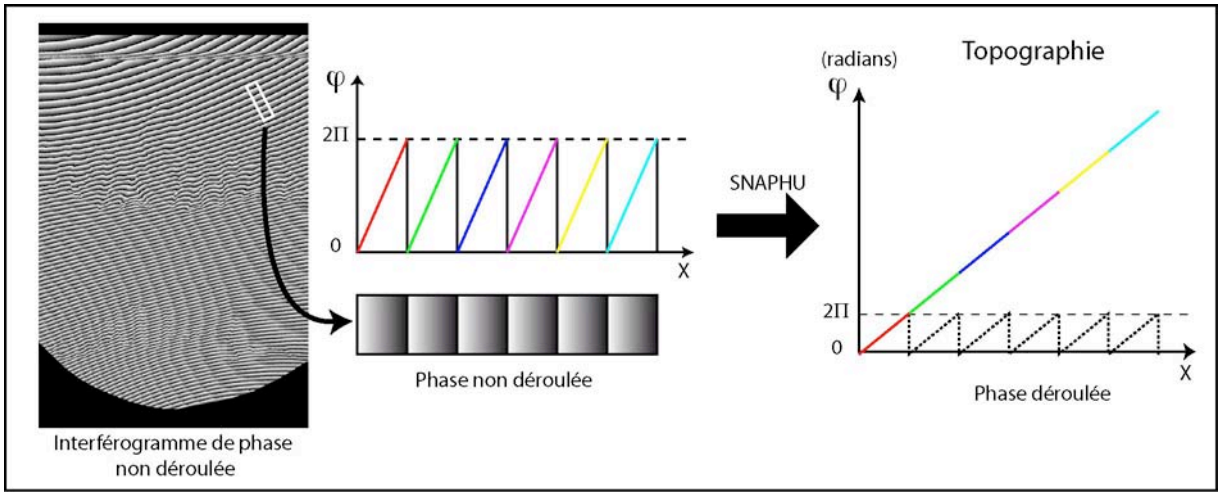


Fig.III. 34 : Déroulement des franges par SNAPHU : exemple d'une portion de modèle ayant une topographie lisse et inclinée. *L'interférogramme est composé de franges juxtaposées codant les valeurs de phase 0 à 2Π en noir et blanc. Le dérouleur de phase SNAPHU met « bout-à-bout » chacun des segments d'évolution de la phase.*

Remarque : « Correction de surface plane » :

Les légers défauts de la projection (distorsion de l'optique) et sa géométrie (obliquité du miroir) induisent une variation de l'interfrange et une déformation des franges (elles ne sont pas parfaitement parallèles entre elles). De fait, le MNT d'une surface horizontale ne correspond pas à un plan mais au contraire à une surface courbe légèrement ondulée (fig.III.35.A). Les MNT des modèles étant systématiquement inscrits sur une telle surface (fig.III.35.B), une « correction de surface plane » est effectuée afin de la retrancher. Pour cela, un MNT issu d'une surface horizontale est réalisé au début de chaque expérience puis soustrait à chacun des MNT réalisés par la suite. Ce traitement permet d'obtenir un MNT corrigé en X, Y et Z fidèle à la topographie des expériences (fig.III.35.C).

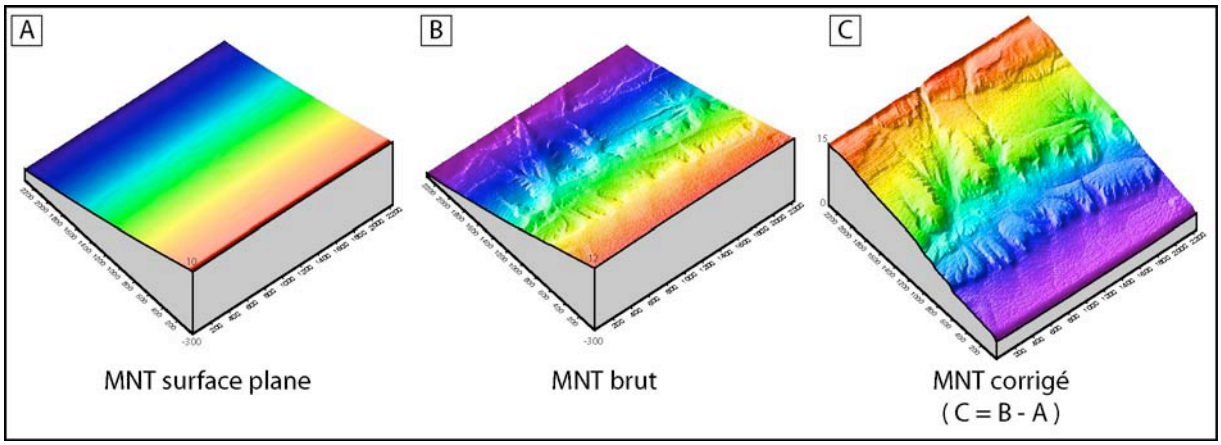


Fig.III. 35 : Correction de surface plane des MNT expérimentaux. *A) En début d'expérience, un MNT d'une surface horizontale est réalisé. Cette surface est soustraite systématiquement aux MNT expérimentaux (B) afin d'obtenir un MNT corrigé valide (C).*

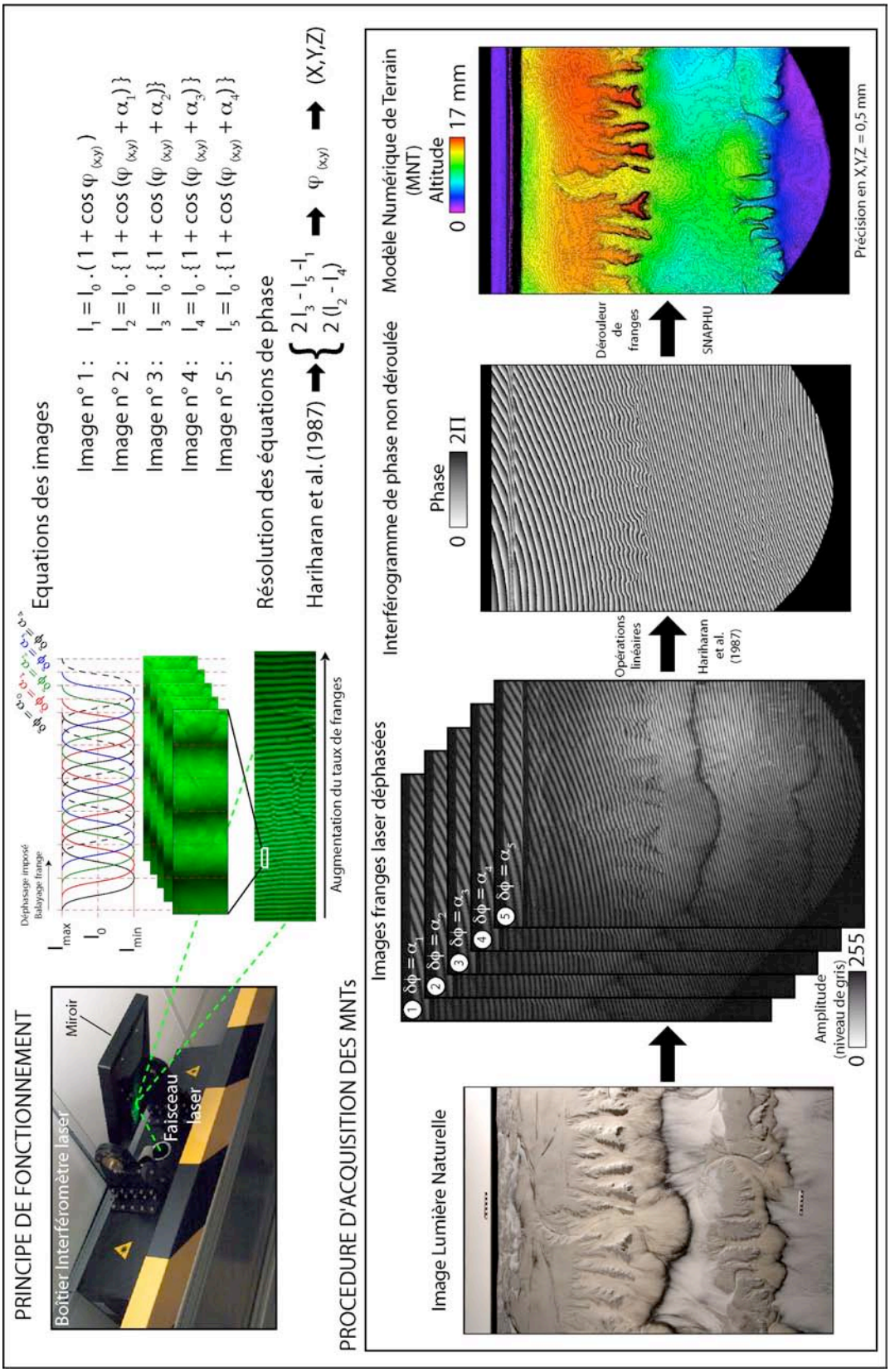


Fig.III. 36 : Interférométrie laser : Principe de fonctionnement. *L'interféromètre laser projette par l'intermédiaire d'un miroir oblique des franges d'interférence sur le modèle. Un système opto-mécanique permet d'effectuer une série de 5 déphasages connus du laser et, via un système de synchronisation, de photographier pour chaque déphasage la surface du modèle. En analysant les valeurs d'amplitude des 5 photographies numériques, il est possible de calculer les valeurs de phases et de construire un interférogramme de phase (Hariharan et al., 1987). Un dérouleur de franges (SNAPHU) permet ensuite de passer à l'interférogramme déroulé puis au MNT.*

(2) Protocole de mesure

La réalisation des MNT durant nos expériences nécessite l'arrêt du système de brumisation et l'arrêt de la convergence. L'eau en surface du modèle génère des pics de réflexion lasers qui se matérialisent par des sauts brutaux d'intensité sur les photographies. Cela perturbe le calcul de la phase et donc le calcul des MNT. La suspension temporaire de la brumisation permet de ventiler légèrement la surface du modèle et d'assécher sensiblement la couche superficielle. Tout comme dans la procédure des expériences de Géosciences Rennes (Bonnet et Crave, 2006), un arrêt aussi court ne perturbe pas la reprise des expériences. Tout au plus, l'expérience nécessite quelques minutes pour « re-saturer » sa surface après la reprise de la brumisation. Le temps de réalisation des MNT est de l'ordre de 15 à 20 minutes (15 min pour la désaturation + 5 min pour la réalisation des photographies).

(3) Avantages et Inconvénients de la méthode

Avantages :

- Chaque point du MNT (pixel) est mesuré indépendamment de ses voisins (1 mesure = 1 pixel) contrairement à la photogrammétrie.

- Les mesures sont rapides : il suffit d'enregistrer 5 photographies numériques pour calculer un MNT. Cela prend une dizaine de secondes pour un modèle analogique sec et 15 à 20 minutes pour un modèle dont la surface est saturée en eau (ce qui est notre cas).

- Le temps de numérisation est indépendant de la taille du modèle. En adaptant un objectif sur le trajet optique du laser, il est possible de projeter les franges sur des surfaces allant de la taille d'une feuille A4 jusqu'à 3-4 m^2. Le temps de numérisation est identique dans tous les cas et uniquement fonction de la vitesse de déphasage du laser (qui peut être modifiée si nécessaire).

- Les différentes parties du dispositif (table de déformation, système de brumisation, interféromètre laser, appareils photographiques) sont indépendantes et restent immobiles durant l'expérience. Il n'y a donc pas besoin de déplacer le modèle pour le numériser (Crave et al., 2000 ; Lague et al., 2003 ; Bonnet & Crave, 2003) ou d'amener le système de numérisation au dessus du modèle (Babault et al., 2005 ; Turowsky et al., 2006).

Limites / Inconvénients:

- Le système ne peut pas mesurer les surfaces topographiques supérieures à 65° dont les pentes sont opposées à la direction de projection des franges. Ces zones se traduisent par des zones non renseignées ou fortement bruitées dans le MNT. Leur petite taille permet de corriger ces artefacts par interpolation.

- Le système est sensible aux impuretés (poussières), vibrations et sauts de température ambiante qui peuvent induire des réseaux de franges parasites, des variations sporadiques de l'intensité du laser (I_0) et donc des artéfacts sur le MNT.

c) Données cinématiques (Corrélation d'images)

Les données cinématiques acquises durant chacune des expériences concernent uniquement les déformations de surface. Il s'agit aussi bien du champ de déplacement horizontal que du champ de déplacement vertical. Le premier est obtenu par corrélation des photographies numériques acquises régulièrement durant l'expérience. Le second résulte de la combinaison des données cinématiques horizontales et des données topographiques (MNT décrits précédemment).

(1) Champs de déplacements horizontaux

Les champs de déplacements horizontaux en surface des modèles sont analysés grâce à une technique de « **corrélation sub-pixel** » utilisée à Montpellier depuis 5 ans. Dans nos modèles, ces mesures permettent de quantifier l'activité des différentes failles et chevauchements se formant et évoluant au cours des expériences. Elles sont réalisables sur toutes les photographies enregistrées (il n'est pas nécessaire d'arrêter la brumisation pour effectuer les mesures). La **précision** est **d'environ 0.1 pixel, soit 0.05 mm** en moyenne.

(a) Principe de fonctionnement

Les techniques de corrélation d'image sont très répandues en ingénierie mécanique, aéronautique, télédétection, etc. (Horn & Schunk, 1980 & 1981). Celle que nous avons employée fonctionne sur le principe décrit par van Puymbroeck et al. (2000). Elle a été conçue au Laboratoire de Détection et de Géophysique du CEA afin d'analyser, à partir de couples d'images satellites SPOT, les mouvements horizontaux cosismiques associés aux grands séismes continentaux (Séisme de Landers : van Puymbroeck et al., 2000 ; Séisme d'Izmit : Michel & Avouac, 2002 ; Séisme de Chi-Chi : Dominguez et al., 2003). Elle a été récemment appliquée dans des expériences de modélisation analogique (Dominguez et al., 2001 ; Graveleau, 2004 ; Shlagenhauf , 2005 ; Shlagenhauf et al., soumis ; Bernard et al., 2007).

L'hypothèse fondamentale du flux optique considère que les champs de vitesse au sein des images analysées sont cohérents de proche en proche et sans saut brutal (Heitz et al., 2005 & 2007). A l'échelle de l'image entière, cette hypothèse est valide pour les écoulements fluides mais n'est pas vérifiée pour l'analyse de la déformation tectonique car celle-ci est discontinue au niveau des failles actives. De plus, les méthodes de flux optique sont sensibles aux différences radiométriques (variation d'amplitude) entre deux pixels corrélables.

La méthode de van Puymbroeck et al. (2000) se distingue tout d'abord des méthodes traditionnelles de flux optique par sa faible sensibilité aux variations radiométriques. Dans nos expériences, ces variations radiométriques peuvent être dues à des modifications de l'éclairage induites par la brumisation des micro-gouttelettes. D'autre part, cette méthode discrétise l'image en fenêtres glissantes au sein desquelles on suppose le champ de déplacement uniforme (application locale de l'hypothèse du flux optique). Pour chacune de ces fenêtres (imagettes F) on considère donc que sa position dans la photographie finale B (à l'instant i_1) est une translation simple de la même imagette dans l'image A (à l'instant i_0). Ce qui peut s'exprimer sous la forme (Michel, 2001 ; Bernard et al., 2007) :

$$B(F)_{i_1} = A\left(F + \vec{t}(F)\right)_{i_0} \qquad \text{Eq.III. 5}$$

soit, pour un développement limité au premier ordre :

$$B(F)_{i_1} \cong A(F)_{i_0} + \nabla A_{i_0}.\vec{t} \qquad \text{Eq.III. 6}$$

avec ∇A_{i_0} le gradient de l'image A et t = (Δx, Δy) le vecteur translation. Connaître le champ de déplacement de chacune des imagettes revient donc à retrouver les coordonnées Δx et Δy du vecteur translation.

Pour résoudre cette équation une première méthode consiste à déterminer directement le gradient de l'image ∇A_{i_0}. La méthode la plus robuste est la technique de Rider qui repose sur l'utilisation du théorème de Neville (Press et al., 1992 ; Michel, 2001). Une autre technique, celle qui a été employée ici, consiste à déterminer les coordonnées du vecteur translation grâce à une analyse de Fourier [méthode du « corrélateur dédié » ou « *Matching images modulation* » ; van Puymbroeck et al. (2000)]. Le principe de la méthode est le suivant :

Soit « a » une imagette de la photographie initiale A et « b » son équivalent dans la photographie B. Tout comme pour l'expression Eq.III.4, on peut écrire :

$$a_{(x,y)} = b_{(x+\Delta x, y+\Delta y)} \qquad \text{Eq.III. 7}$$

Sa transformée de Fourier (TF) s'écrit :

$$TF\left(a_{(x,y)}\right) = \alpha_{(u,v)} = \iint a_{(x,y)}.e^{-2i\pi(ux+vy)}dxdy \qquad \text{Eq.III. 8}$$

$$\alpha_{(u,v)} = e^{2i\pi(u\Delta x+v\Delta y)}.\beta_{(u,v)} \qquad \text{Eq.III. 9}$$

avec $\beta_{(u,v)}$ la TF de l'imagette b.
En post-multipliant par le conjugué de β (i.e. β*), on obtient :

$$\alpha_{(u,v)}.\beta^*_{(u,v)} = e^{2i\pi(u\Delta x+v\Delta y)}.\beta_{(u,v)}.\beta^*_{(u,v)} \qquad \text{Eq.III. 10}$$

Soit

$$F_{(u,v)} = \frac{\alpha_{(u,v)}.\beta^*_{(u,v)}}{\beta_{(u,v)}.\beta^*_{(u,v)}} = e^{2i\pi(u\Delta x+v\Delta y)} \qquad \text{Eq.III. 11}$$

$F_{(u,v)}$ étant de la forme :

$$F_{(u,v)} = \frac{I_{\alpha_{(u,v)}}.e^{i2\pi\varphi_{\alpha_{(u,v)}}} \times I_{\beta_{(u,v)}}.e^{-i2\pi\varphi_{\beta_{(u,v)}}}}{\beta^2} = \frac{I_{\alpha_{(u,v)}}.I_{\beta_{(u,v)}}}{\beta^2}.e^{i2\pi\left(\varphi_{\alpha_{(u,v)}}-\varphi_{\beta_{(u,v)}}\right)} \qquad \text{Eq.III. 12}$$

$$F_{(u,v)} = I_{(u,v)}.e^{i2\pi.\Delta\varphi_{(u,v)}} \qquad \text{Eq.III. 13}$$

avec I_α, I_β et I des amplitudes ; Δφ le déphasage entre les spectres de phase des TF de « a » et « b » tel que : $\Delta\varphi_{(u,v)} = u\Delta x+v\Delta y$

(b) Procédure

La procédure de génération des champs de déplacement est la suivante [fig.III.37 ; van Puymbroeck et al., (2000)] :

- Deux images réalisées avant et après un incrément de déformation sont sélectionnées (même angle de prise de vue). Elles peuvent être orthorectifiées si nécessaire. Durant ce travail, cette opération n'a pas été effectuée car les appareils photographiques sont équipés d'objectifs asphériques afin de limiter les distorsions des images. L'effet stéréoscopique lié aux reliefs est quant à lui assez limité en raison du faible ratio entre les différences d'altitude des reliefs et la distance modèle/appareil photographique.

- Les images sont divisées en petites fenêtres d'analyse de N x N pixels (les imagettes). Dans nos modèles, N = 64 ou 128 pixels en fonction de l'amplitude des déplacements à mesurer entre les deux photographies.

- Grâce à une Transformée de Fourier rapide, chacune de ces imagettes est décomposée dans l'espace des fréquences en un spectre d'amplitude (Périodogrammes $I_{\alpha(u,v)}$ et $I_{\beta(u,v)}$) et spectres de phase ($\varphi_{(u,v)A}$ et $\varphi_{(u,v)B}$).

- La différence de phase entre ces spectres de phase est calculée ($\Delta\varphi_{(u,v)}$).

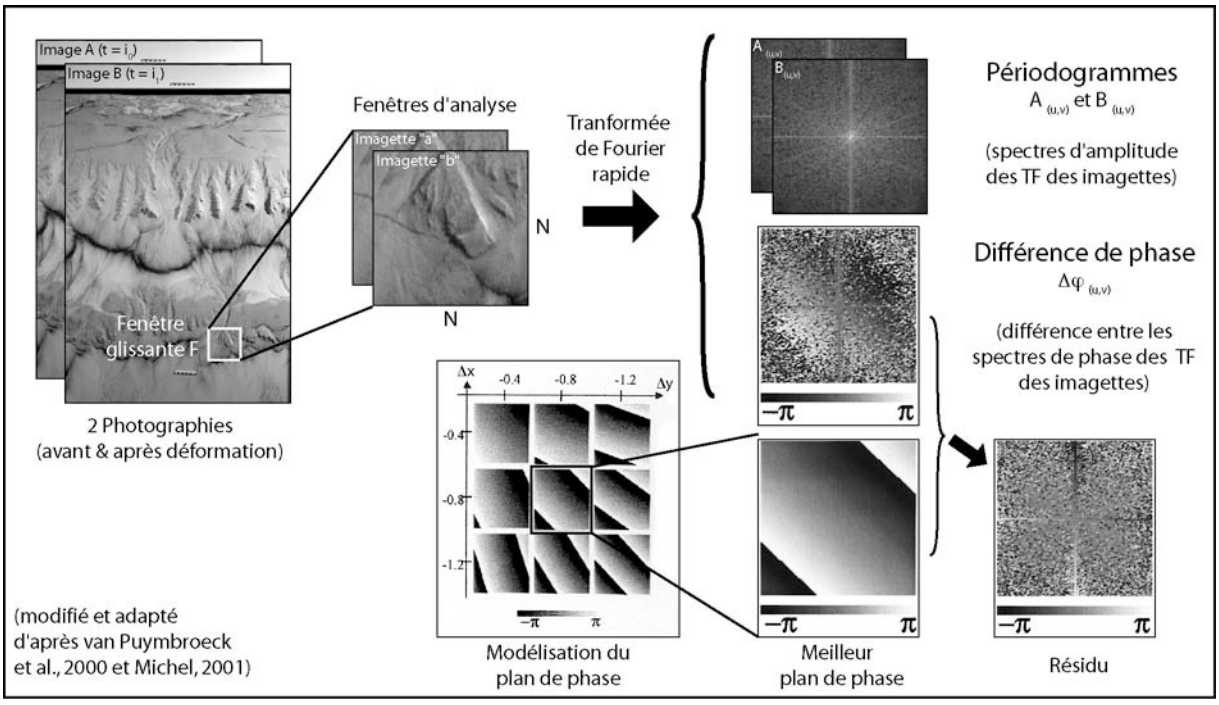


Fig.III. 37 : Principe de la procédure de corrélation spectrale sub-pixel. *A) Les deux images complètes encadrant l'évènement de déformation sont ré-échantillonnées en petites imagettes. Chacune de ses imagettes est décomposée grâce à une Transformée de Fourier rapide en un spectre d'amplitude et un spectre de phase. Le déphasage entre les deux spectres de phase définit un plan (une rampe de phase) que l'on essaie de modéliser. La meilleure modélisation (celle qui possède le résidu le plus faible avec les données) indique l'équation de la rampe de phase et les coordonnées du vecteur translation.*

- Dans l'espace des valeurs Δx et Δy, plusieurs rampes de phase sont modélisées. La meilleure corrélation entre le modèle et les données est retenue (résidu minimum). Ses coordonnées définissent directement les coordonnées du vecteur translation recherché.

Remarque : La Transformée de Fourier inverse n'est pas calculée pour déterminer l'équation de ce plan (dirac dans l'espace des coordonnées Δx et Δy) car le calcul est instable numériquement (en raison du bruit sur le spectre de déphasage ; fig.III.37).

- La fenêtre d'analyse se déplace et définit une autre imagette adjacente à la précédente. La valeur de translation de la fenêtre d'analyse (n pixels en X et Y) peut être inférieure aux dimensions de l'imagette (n < N : les imagettes se chevauchent). Généralement, $n = \frac{N}{2}$.

- Au terme du balayage des fenêtres d'analyse, trois fichiers sont générés (fig.III.38) :

  - Le premier mesure des déplacements en colonne. On nomme souvent cette composante Est-Ouest ou « U ».

  - Le second mesure des déplacements en ligne. On nomme cette composante Nord-Sud ou « V ».

  - Le troisième estime la qualité de la mesure. Il s'agit d'une mesure statistique du rapport Signal/Bruit (ou SNR : *Signal to Noise Ratio*) prenant la valeur 1 lorsque la mesure est fiable et 0 lorsque la corrélation n'a pas fonctionné.

  Remarque : Une faible valeur de corrélation (**SNR < 0,2**) correspond soit à un manque de texture de l'image (matériau expérimental faiblement contrasté), soit à de **l'érosion** ou de la **sédimentation** qui provoque une modification de la texture locale. Cela pourrait à l'avenir être résolu simplement en adaptant la taille de la fenêtre d'analyse en fonction du SNR (technique multi-résolution).

(c) Traitement des données

Les données sont traitées sous ENVI (corrélation) puis grâce au logiciel GMT de Wessel et Smith (1991). Les champs de déplacements peuvent être représentés sous forme de champ scalaire, champ vectoriel, gradient de champ de déplacement (composante du tenseur des déformations) et de profils de champ de déplacement (fig.III.38). De cette façon, il est possible de quantifier la cinématique des failles (amplitude du rejet horizontal instantané) et la distribution de la déformation le long des structures actives.

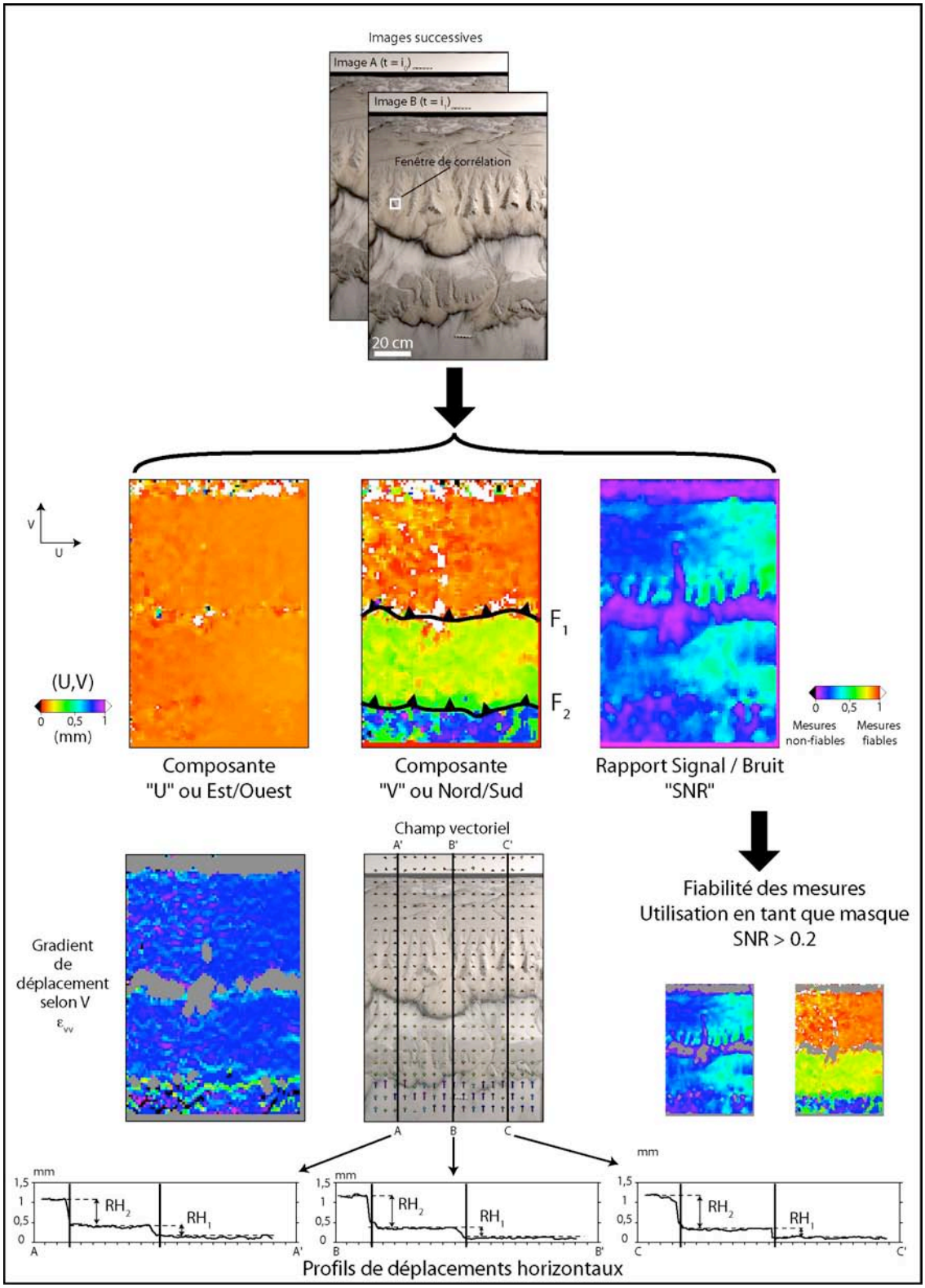


Fig.III. 38 : Procédure de traitement des données de champs de déplacements horizontaux. *La corrélation de deux images successives permet d'obtenir trois types de mesures. La première correspond aux déplacements dans la direction Est-Ouest ; la seconde dans la direction Nord-Sud et la troisième représente le rapport Signal sur Bruit (SNR). Nos expériences étant essentiellement en convergence frontale, la composante Est-Ouest du déplacement est quasiment nulle. Le SNR renseigne sur la fiabilité de la corrélation et peut éventuellement servir de masque pour sélectionner les mesures pertinentes. Les données de déplacements dans la direction Nord-Sud peuvent quant à elles être représentées sous diverses manières. D'une part sous forme scalaire, ou bien vectorielle. Il est possible de tracer des profils de champs de déplacement ou d'analyser les gradients de champs de déplacements (composantes du tenseur de déformation) afin d'identifier les failles et le rejet horizontal accommodé sur chacun d'eux.*

(2) Champ de déplacement vertical

Dans la littérature, le champ de déplacement vertical des modèles analogiques est parfois obtenu grâce à des techniques de PIV en 3 dimensions (fig.III.29 ; Adam et al., 2005 ; Hampel et al., 2004) ou bien par soustraction directe de deux modèles numériques ou profils topographiques successifs (Hoth et al., 2005). Cette seconde méthode n'est applicable que dans le cas où il n'y a pas de déformation interne du modèle (champ de déplacement horizontal nul ou constant). Dans le cas contraire, elle conduirait à soustraire les altitudes de points topographiques qui n'ont pas nécessairement suivi la même histoire cinématique et qui n'ont donc aucun lien.

Dans ce travail, les mouvements verticaux sont calculés en plusieurs points de la surface du modèle grâce aux mesures cinématiques horizontales et topographiques (fig.III.39). Considérons pour cela deux stades expérimentaux (stade 1 et 2) pour chacun desquels une photographie numérique et un MNT sont disponibles. Le principe de notre mesure consiste à suivre en X, Y et Z des points de contrôle topographiques entre l'étape 1 et 2.
Remarque : il s'agit d'une tâche complexe car cette opération n'est réalisable que sur des points de contrôle qui n'ont subi aucune érosion ni sédimentation. La sédimentation masque en effet des points de contrôle présents dans le stade 1 tandis que l'érosion les fait totalement disparaître.

Le principe de la mesure suit la procédure suivante (fig.III.39) :

- Réalisation de la corrélation entre les images 1 et 2 (image 1 utilisée comme référence).
- Extraction des points de mesures de l'image 1 (coordonnées X_1,Y_1) pour lesquels la corrélation est fiable (SNR > 0.2).
- Extraction de l'altitude (Z_1) des points du MNT initial (MNT 1) ayant les coordonnées (X_1,Y_1).
- Détermination des nouvelles coordonnées (X'_1,Y'_1) de ces points (X_1,Y_1) dans l'image 2 grâce aux champs de déplacement horizontaux (vecteurs U et V).
- Extraction des altitudes Z_1' du MNT final ayant les coordonnées (X'_1,Y'_1).
- Soustraction des altitudes Z'_1-Z_1 des mêmes points suivis depuis l'étape 1 (X_1,Y_1) vers l'étape 2 (X'_1,Y'_1).

La précision de la mesure des mouvements verticaux dépend de la précision des MNT 1 et 2 et de la résolution avec laquelle les déplacements horizontaux sont mesurés.

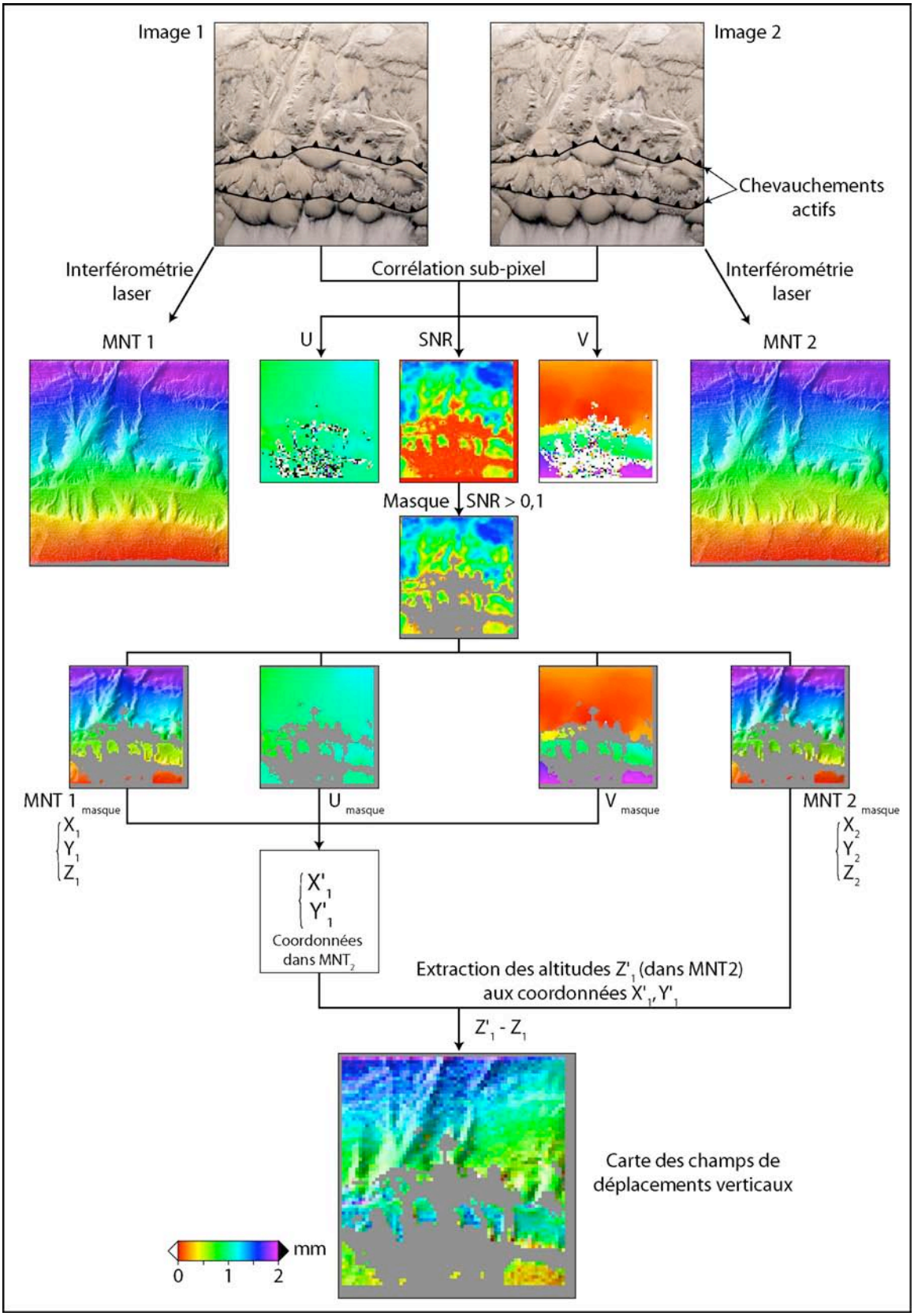


Fig.III. 39 : Procédure de calcul des champs de déplacements verticaux. *Considérons deux stades pour lesquels on dispose du MNT et du champ de déplacements horizontaux. Grâce au SNR, on ne sélectionne que les points (couples X_1,Y_1) du stade initial que l'on peut retrouver dans le stade final (il s'agit donc de points qui n'ont pas été érodés ni recouvert de sédiment entre les stades 1 et 2). Grâce aux champs de déplacements, on détermine leurs nouvelles coordonnées dans le stade final (X'_1, Y'_1) puis on extrait les altitudes aux stade 1 et 2 en utilisant les MNT 1 et 2. Le différentiel d'altitude peut être directement interprété en termes de surrection ou de subsidence.*

d) Coupes au stade final

Au terme de l'expérience, il est possible de réaliser des coupes sériées du modèle afin d'analyser sa structure interne (géométrie des failles, profondeur des niveaux de décollement) et la stratigraphie des dépôts syntectoniques (fig.III.40). D'un point de vue tectonique, les modèles montrent généralement une structure typique de prisme d'accrétion avec une succession de chevauchements à vergence vers l'avant-pays et venant s'enraciner sur un niveau de décollement basal. Quelques irrégularités du pendage des chevauchements forment des structures en plats et rampes. Grâce à la diversité de granulométrie, de composition et de forme des particules composant le matériau (voir chapitre suivant), l'analyse des dépôts syntectoniques peut apporter des informations de divers ordres. Tout d'abord, la mesure de leur aire en coupe et l'extrapolation latérale permet d'estimer des volumes sédimentaires finaux au sein des différents bassins (bassins intra-chaînes, bassins d'avant-pays). D'autre part, la ségrégation des particules durant le transport (liée aux différences de distances de transport selon les caractéristiques des particules) génère une stratification fine qui constitue un excellent marqueur de la déformation et de l'évolution des dépôts. En particulier, les fines lamines mettent en évidence l'évolution des taux de sédimentation qui pourraient être corrélées aux étapes de construction et d'érosion du prisme orogénique. D'autre part, la géométrie des lamines (en particulier les structures en cut-off) soulignent la géométrie des chevauchements et plis actifs d'avant-pays ainsi que l'évolution stratigraphique des bassins sédimentaires (progradation, discordance, etc.). Enfin, les variations de teinte des dépôts liées à la différence de nature des grains sont susceptibles de renseigner sur l'évolution des faciès de dépôts (faciès proximaux, faciès distaux) en relation avec l'évolution des reliefs amont (réactivation de chevauchement hors séquence, avancée du front de déformation, etc.). Tout comme Rohais (2007) l'a constaté durant ses travaux de thèse, la sédimentation en pied de relief enregistre par sa géométrie et sa stratonomie, la dynamique tectonique et climatique (précipitation) des reliefs amont. L'étude de la sédimentation de piémont au sein de ce dispositif s'annonce donc très prometteuse.

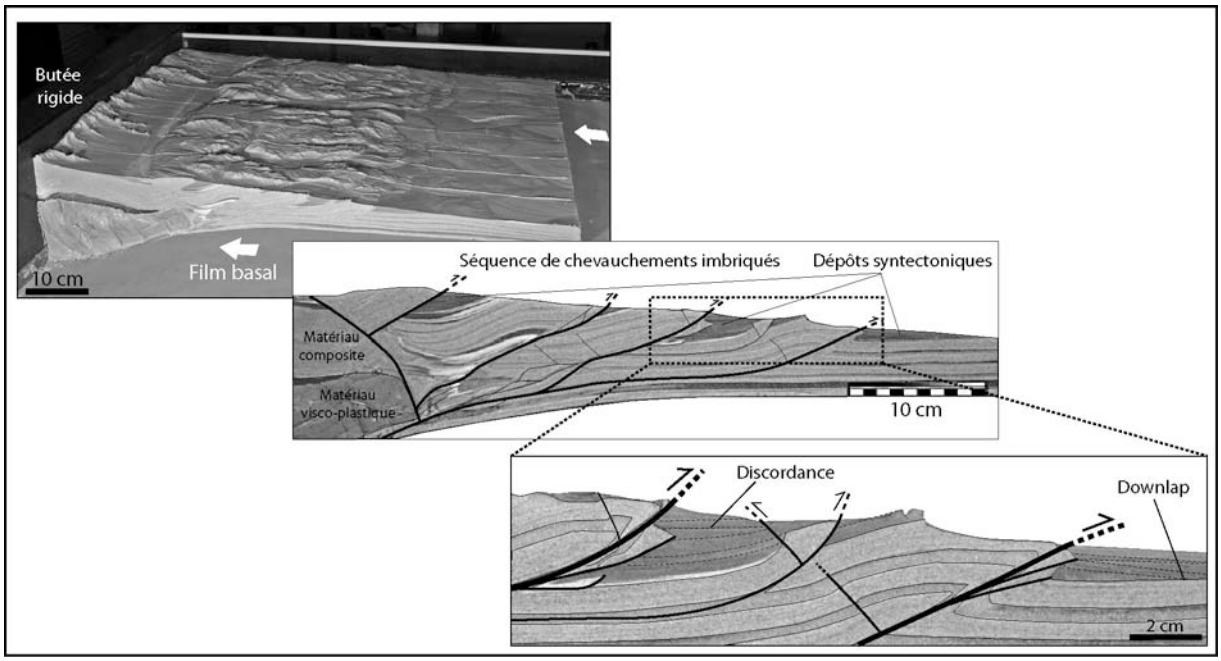


Fig.III. 40 : Exemple de coupe longitudinale réalisée au stade final. *On peut y observer la structure interne du prisme orogénique (chevauchements imbriqués, plis) et la géométrie des dépôts syntectoniques.*

C. Conclusion

Au cours de ce travail de thèse, j'ai développé un dispositif expérimental dont l'objectif est de modéliser simultanément les processus de déformation crustale et les processus de surface. Il s'inspire des deux principales catégories de dispositifs décrits dans la littérature et destinés à étudier la dynamique des reliefs. Les premiers, les dispositifs de type « boîte à sable » (*« sand-box »*) mettent l'accent sur les processus de déformation tectonique et notamment sur la formation et l'évolution des prismes d'accrétion (formation et évolution des failles, propagation de la déformation, etc.). Les seconds, les dispositifs de type « boîte à érosion » (*« érosion box »*) s'intéressent plutôt à l'évolution morphologique des paysages et mettent l'accent sur les processus d'érosion-transport (érosion par les processus de versant ou chenalisés, sédimentation, etc.).

Le dispositif développé durant cette thèse est inédit car il regroupe pour la première fois les deux types de modèles. A une déformation de type « prisme d'accrétion » induite par l'enroulement d'un film basal s'ajoute des processus de surface générés par l'aspersion de microgouttelettes d'eau.

En outre, il était essentiel d'équiper ce dispositif d'un système de mesure permettant de quantifier l'évolution de la déformation des modèles. Il a pour cela été équipé d'un système de mesure optique permettant de mesurer la topographie des modèles (par interférométrie laser) et la cinématique des failles actives (par corrélation d'images).

La mise en œuvre de ce dispositif a également nécessité la mise au point en parallèle d'un matériau expérimental spécifique adapté aux conditions aux limites développées. Le développement de ce matériau, qui doit être capable de se déformer et de s'éroder simultanément, fait l'objet du chapitre suivant.

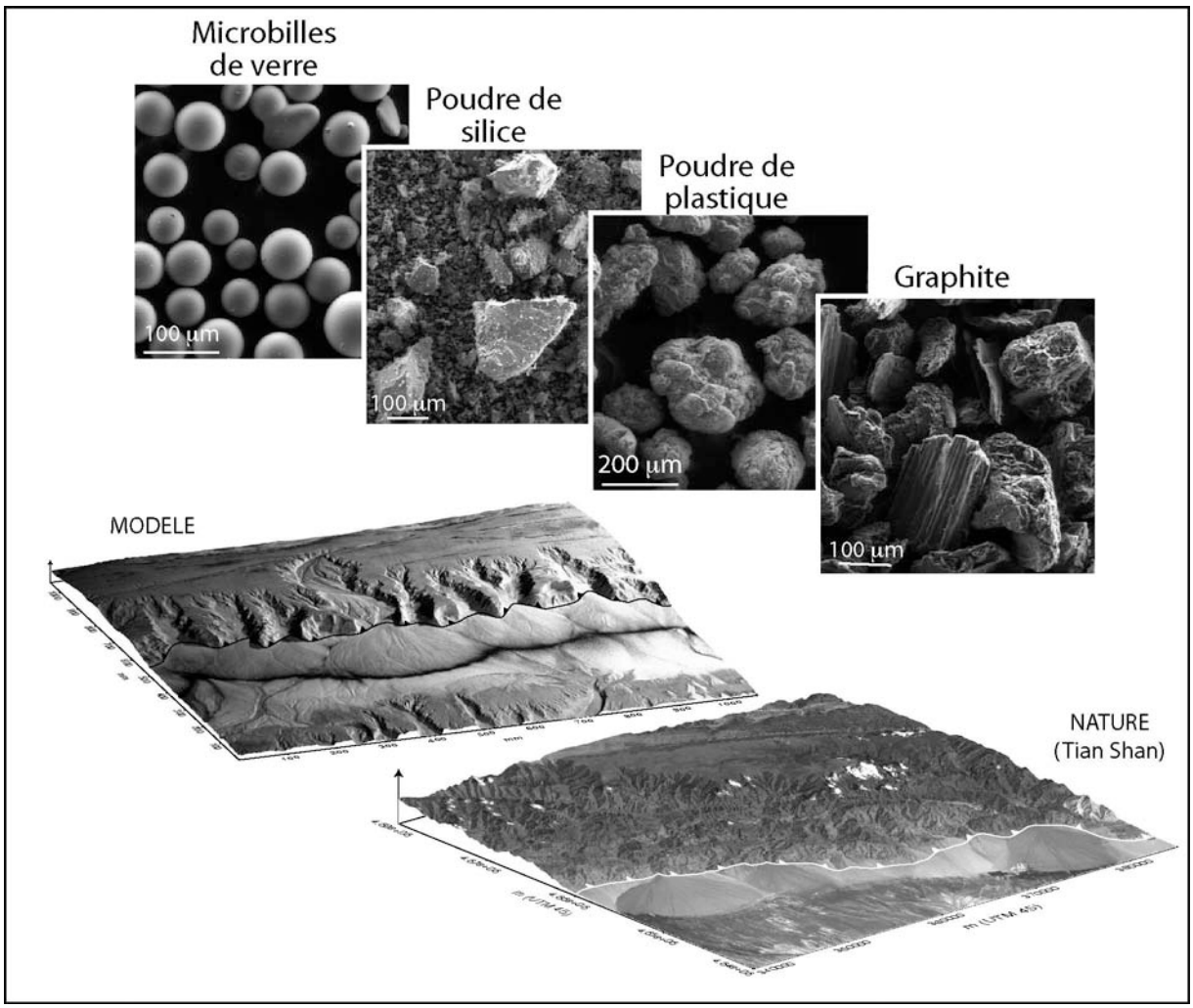
		Boîte expérimentale			Matériau			Pluviométrie		Mesures topographiques		Autres mesures
	Question Scientifique	Dimensions L x l x p (cm)	Pente initiale % (°)	Taux de surrection (cm/hr) ; *chute du niveau de base (cm)*	Type ***artificiel*** **naturel**	D_{50} (mm)	Densité apparente (g/cm^3)	Taille des gouttes (mm)	Taux de précipitation (mm/h)	Méthode	Précision (mm)	
Flint, 1973	Réseau de drainage	29 x 45 x 16	(15-20°)[b]	…	***Sable, silt*** [b]	0,06-0,016	???	< 0,5	???	Grille de référence	> 1	
Schumm & Parker, 1973	Formation de terrasse	1500 x 900 x 170	0,75 (0,5°)	*10*	***Sable (72%) silt (28%), argiles***	…	…	…	13 - 70	…	…	
Phillips et Schumm, 1987	Réseau de drainage	200 x 300 x 20	0,01-0,16 (0,6-9°)	*1,9*	sable fin&moyen silt, argile	0,2	???	< 1	62,5 +/- 60 %		< 1[b]	Profil topographique
Schumm et al., 1987	Dynamique des bassins et du drainage	900 x 1500 x 200			**Sable**	0,3		1,52 - 3,7		Mesure directe ???	> 1	
Wittmann et al., 1991	Propriété fractale du réseau de drainage	∅ 140 x 9	0	Régulée par bouchon central	**Sable**	0,18	???	< 1	290 - 3200 ml/min	Photographie	…	
Czirok et al., 1993	Propriété fractale de la topographie	18 x 60 x 4	???	…	Sable, Sol	0,15	???	< 1	???	Photo en coupe	0,5	
Koss et al., 1994	Morphologies des systèmes côtiers	1500 x 920 x 180	2-5-8 (1,1-2,8-4,6 °)	0,6 - 4,2 (oscillation du niveau de base)	***Sable silteux, argiles***	< 0,05[b]	???	???	???	Mesure règle (profils long & transv.)	Z : 1,7	
Schumm & Rea, 1995	Flux de matière vs niveau de base	1520 x 910 x ???	???	*30 ; 25 ; 95 en 6 fois*	??? Schumm et al., 1987	…	…	…	…	…	…	Mesure du flux de sédiment érodé
Gabbard et al., 1998	Erosion des sols	500 x 120 x 30	0,05-0,1 (3-6°)	…	**Limon argileux**	< 0,05[b]	???	???	50	…	…	Taux d'infiltration & d'érosion ; Concentration en sédiment
Bryan et al., 1998	Réseau de drainage	710 x 240 x 20	8,7 (5°)	…	***Sable et argile***	0,25	1,3	???	50 - 60	…	…	Paramètres hydrauliques ; Humidité de surface
Hancock & Willgoose, 2001 a,b	Validation modèle numérique	150 x 150 x 50	1-7,5 (0,5 - 4,3°)	*10*	***Cendre de bois***	0,016	???	0,134	48 - 120	Photo-grammétrie numérique	Z : 6 X,Y : 10	
Hasbargen & Paola, 2000	Topographie stationnaire ; validation modèle numérique	∅ 100 x 100	???	*1*	***Silt, kaolinite***	0,045	1,8	< 0,2	23,4 ± 12 %	Photo	…	Mesure du flux sédimentaire de sortie
Brunton & Bryan, 2000	Erosion des sols	710 x 240 x 20	8,7 (5°)	…	**Limon silteux**	0,0275	1,3	> 1[b]	52 - 62 (max 85)	Règle millimétrique	< 1[b]	Vitesse d'écoulement ; Charge sédimentaire
Crave et al., 2000	Dynamique de la topographie	18 x 27 x 3 ou 4	0	…	***Poudre de Silice***	0,01	???	0,002 - 0,005	6,0 - 60	Laser télémétrique	Z : 0,1 X,Y : 0,5	
Lague, 2002 ; Lague et al., 2003	Réponse de la topographie à une surrection tectonique	20 x 30 x 10	nulle ou pré-érodée	0,5 - 5	**Loess**	0,02	2,7	0,005 - 0,009	100 ± 15	Laser télémétrique	Z : 0,04 X,Y : 1	

		Boîte expérimentale			Matériau			Pluviométrie		Mesures topographiques		Autres mesures
	Question Scientifique	Dimensions L x l x p (cm)	Pente initiale % (°)	Taux de surrection (cm/hr) ; *chute du niveau de base (cm)*	Type ***artificiel*** **naturel**	D_{50} (mm)	Densité apparente (g/cm^3)	Taille des gouttes (mm)	Taux de précipitations (mm/h)	Méthodes	Précisions (mm)	
Bonnet et Crave, 2003	Réponse de la topographie à un changement tectonique ou climatique	20 x 14 x 18	0	0,5 - 5	***Poudre de Silice***	0,01 - 0,02	???	0,005	50 - 350	Laser télémétrique	Z : 0,04 X,Y : 0,5	
Pelletier, 2003	Bassin de drainage : effet des conditions initiales	1500 x 920 x 180	3-10 (1,7-5,7°)	…	***Sable, silt, argiles***	< 0,2[b]	???	< 1[b]	??? ± 10 %	Photo-grammétrie	Z : 1 X,Y : 5	
Gomez et al., 2003	Développement des rigoles : effet de la rugosité sur le réseau	400 x 200 x ??	20 (11,3°) 5 (2,9°)	…	***Silt***	< 2	1,3-1,5	???	45 & 60	Scanner laser	X,Z : 0,5 Y : 1,5	Flux érodé ; Vitesse moyenne d'écoulement
Ouchi, 2004	Réponse de la topographie à une surrection	90 x 90 x 13	nulle ?	0,16	***Sable et Kaolinite (10 : 1)***	???	???	???	38	Comparateur	Z : 0,5 ? X, Y : 10	
Raff et al., 2004	Développement des réseaux de rigoles (Bassin versant)	1000 x 300 x ??? (projeté)	8,8 (5°) 15,8 (9°)	…	***Sable silteux***	0,15	???	???	65	Mesures manuelles profil de rigoles	Z : 0,5 ? Y : 300	
Niemann & Hasbargen, 2005	Similitude géométrique des modèles expérimentaux	∅ 99 x 87 x 100	0[b]	0,2 - 1	***Poudre de Silice + Kaolinite (1%)***	0,045	???	< 0,1	14 - 60	Stéréo-photographie	Z : 7-20 X,Y : 0,4	
Rieke-Zapp & Nearing, 2005	Erosion des sols : effet de la courbure de la pente	400 x 400 x 80	Variable	…	**limon silteux, loess**	< 8	???	< 1[b]	60	Stéréo-photographie	Z : 1,2 X,Y : 3	
Rieke-Zapp et al., 2001	Erosion des sols : mesure de la rugosité	418 x 221 x 130	31 (17,2°)	…	**Sable, silt, argiles**	< 8	???	< 1[b]	???	Scanner laser Photo-grammétrie	Z : 1,2 X,Y : 3	
Babault et al., 2005	Sédimentation et topographie	60 x 40 x 50	0	0,5 - 2	***Poudre de Silice***	0,01	???	< 0,2	120 ± 5	Caméra stéréo-grammétrique (ATOS)	Z : < 0,1 X,Y : 0,5	
Turowsky et al., 2006	Relation géométrie d'une rivière, charge et taux de surrection	60 x 40 x 50	0	0,1 - 2,5	***Poudre de Silice***	0,01	???	< 0,01	45 - 140	Caméra stéréo-grammétrique (ATOS)	Z : 0,02 X,Y : 0,5	

Tableau I.1 : Synthèse des dispositifs « Boîte à érosion » (modifié et complétée à partir de Lague et al., 2003). En grisé : données de Lague et al., 2003.

Chapitre IV

Matériaux Expérimentaux



IV. MATERIAUX EXPERIMENTAUX 239

A. SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE 239
1. Rhéologie de la croûte continentale 239
2. Théorie de la similitude et du changement d'échelle 241
3. Matériaux expérimentaux 248
B. PROPRIETES PHYSIQUES IMPORTANTES POUR CETTE ETUDE 258
1. Une question d'échelle 258
2. Critères de déformation 259
3. Critères d'érosion & transport 259
4. Critères de sédimentation 264
5. Critères expérimentaux 264
C. LES MATERIAUX DE CETTE ETUDE 265
1. Propriétés physiques des matériaux utilisés 265
2. Matériaux granulaires sélectionnés 291
Article : « A new analogue material for modeling interactions between tectonics and surface processes » ... 292
D. VALIDATION DU MATERIAU ET DE LA METHODOLOGIE 325
Article : « Analogue modelling of interactions between tectonics, erosion and sedimentation in foreland thrust belts » 325
E. CONCLUSION 336

La modélisation expérimentale des interactions tectonique, érosion et sédimentation au niveau des piémonts de chaîne de montagnes nécessite de coupler une déformation de type « prisme d'accrétion » et des processus de surface intégrant des mouvements de versants et des processus chenalisés. Le matériau utilisé dans le dispositif présenté au chapitre précédent doit donc répondre aux deux exigences. Dit simplement, il doit à la fois se déformer en créant du plissement et des failles et s'éroder en générant une morphologie équivalente à celle des reliefs naturels, c'est-à-dire constituée de vallées, versants, rivières, cônes alluviaux, etc.

Pour commencer, j'ai choisi d'effectuer une synthèse bibliographique rappelant ce que l'on sait du comportement à la déformation (la « rhéologie ») de la croûte continentale. Pour cela, je rappelle brièvement les propriétés rhéologiques majeures des deux principales couches de la croûte (croûte supérieure et croûte inférieure). Bien que l'échelle de mon étude se situe essentiellement dans la croûte supérieure, je mentionne également la croûte inférieure car les conditions aux limites imposées par la géométrie du dispositif impose la prise en considération d'une rhéologie de type « croûte moyenne » dont les propriétés se situent à la transition des deux couches mentionnées ci-dessus. Ensuite, je rappelle les règles fondamentales de la modélisation analogique qui reposent sur la théorie de la similitude (ou théorie du changement d'échelle). Cette théorie fournit un cadre conceptuel et physique permettant de juger de la représentativité d'un modèle vis-à-vis de l'objet qu'il représente. Enfin, je termine cette synthèse bibliographique en décrivant les principaux matériaux employés en modélisation expérimentale des processus de déformation crustale et morphologiques. Cet aperçu montre que l'essentiel des matériaux des modèles sont composés de grains (les « matériaux granulaires »).

Dans une seconde partie, je m'intéresse aux propriétés physiques importantes qui ont présidé au choix et à la détermination de la composition du matériau sélectionné. Il s'agit de critères concernant aussi bien sa déformation que son érosion, transport et sédimentation. Pour cela, un rappel des différentes échelles d'analyse des matériaux granulaires est réalisé (échelle macro, méso et microscopique). Quelques critères expérimentaux imposés par le dispositif expérimental sont également mentionnés.

Enfin, je termine en présentant les différents matériaux granulaires qui ont été testés durant cette thèse et qui ont permis de contraindre une composition satisfaisant nos critères physiques et expérimentaux. En particulier, la description du matériau sélectionné fait l'objet d'un article dont l'objectif est de démontrer l'adéquation de la composition choisie avec les exigences de déformation (formation de faille) et d'érosion-transport (processus de versants, processus chenalisés) imposées par l'étude de la morphologie des piémonts.

IV. MATERIAUX EXPERIMENTAUX

A. Synthèse bibliographique

1. Rhéologie de la croûte continentale

A l'échelle de la croûte continentale, l'évolution rhéologique des roches présente deux grands types de comportement mécanique qui dépendent de la profondeur (Carter & Tsenn, 1987 ; Davy & Cobbold, 1991). Dans la partie supérieure de la croûte, la déformation à l'échelle des temps géologiques est élasto-plastique (**cassante**) et marquée par la présence de failles. Dans la croûte inférieure, la déformation est visco-plastique (**ductile**) et marquée par un fluage des roches. Cette transition du fragile au comportement ductile dépend de la nature de la roche, du flux de chaleur et des taux de déformation appliqués. Si l'on considère une croûte standard de nature granitoïdique, un flux de chaleur proche de 30°C/km, et une vitesse de déformation de l'ordre de 10^{-15} s^{-1}, la transition entre ces deux régimes s'opère vers 10-15 km de profondeur (soit pour une isotherme d'environ 350-400°).

Dans les modélisations analogiques réalisées à l'échelle crustale, il est donc nécessaire de tenir compte de cette caractéristique par l'emploi de matériaux différents. Dans la suite, je vais d'une part décrire la modélisation de la croûte supérieure puis celle de la croûte inférieure. La rhéologie cassante sera plus détaillée que la seconde car elle concerne davantage la problématique de ce travail.

a) Croûte supérieure

Les roches de la croûte continentale supérieure subissent des pressions et températures maximales assez modérées : respectivement 200-400 MPa et 300-400°C (Burg & Ford, 1997). Dans ces conditions, la déformation des roches est localisée et discontinue (fracturation). Ce comportement, appelée **rupture fragile**, est communément décrit par le critère de Mohr-Coulomb (Eq.IV.1) qui relie les propriétés frictionnelles des roches au régime de contrainte (Byerlee, 1978 ; Paterson, 1978) :

$$\tau_r = C + \mu\sigma_n \qquad \text{Eq.IV. 1}$$

avec C [$M.T^{-2}.L^{-1}$] la cohésion, μ le coefficient de friction interne ($\mu = \tan\phi$ où ϕ est l'angle de friction interne), τ_r et σ_n [$M.T^{-2}.L^{-1}$] les contraintes cisaillantes et normales.

Dans un diagramme reliant contrainte et déformation (fig.IV.1.A), ce comportement est typiquement décrit par une déformation initiale réversible (régime élastique) précédant la rupture fragile (régime plastique). La rupture a lieu lorsque les forces appliquées au système dépassent la résistance frictionnelle du matériau contrôlé par la friction interne et la cohésion. Selon ce modèle théorique, la résistance frictionnelle à la rupture se stabilise aussitôt la rupture nucléée.

Cependant, des mesures expérimentales réalisées sur des échantillons de roches naturelles indiquent que celles-ci suivent des diagrammes contrainte/déformation sensiblement différents (fig.IV.1.B ; Jaeger & Cook, 1969). On observe en effet qu'une roche « saine » (non fracturée) présente une résistance frictionnelle « pic » (contrainte « pic » τ_{rp}) supérieure à la résistance associée à un glissement continu sur le plan de rupture ou à une réactivation de la structure (contrainte « stable » τ_{rs}). Durant la phase précédant la rupture, le matériau se compacte et s'indure (« *strain hardening* ») alors que durant la phase postérieure à la rupture, la texture de la

roche se relâche brutalement (dilatance ; Reynold, 1885 ; Casagrande, 1940 ; Mandl et al., 1977) et entraîne une chute de contrainte (« *strain softening* »).

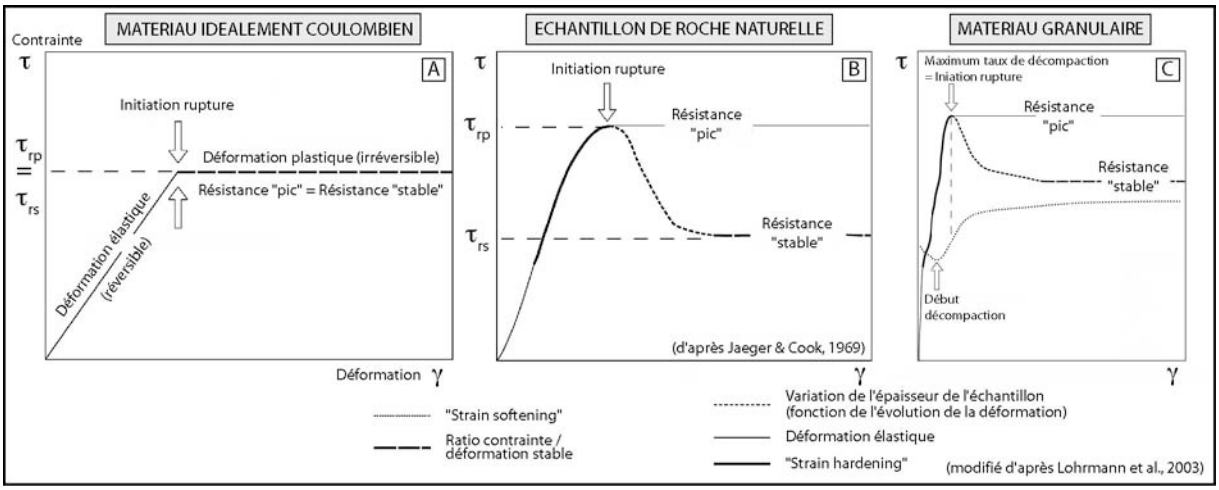


Fig.IV. 1 : Diagramme contrainte / déformation. *A) un matériau idéalement coulombien ; B) des roches naturelles ; C) un matériau granulaire. Noter l'analogie entre les roches naturelles et les matériaux granulaires et la différence majeure avec le comportement purement coulombien (présence d'un « strain hardening » et « softening » avant et après la rupture).*

Cette différence de comportement, observée ici à l'échelle d'un échantillon de roche, s'efface cependant si l'on étudie la croûte dans son ensemble. A cette échelle, la rhéologie globale de la croûte supérieure peut en effet être vue comme une rhéologie coulombienne car le matériau n'est alors pas parfaitement homogène mécaniquement. Il possède des fracturations et des hétérogénéités héritées d'une histoire passée qui le fragilise et le conduise à se déformer avant que ne soit atteinte la résistance frictionnelle du matériau brut (Ranalli et Murphy, 1987 ; Schellart, 2000).

Afin de modéliser expérimentalement les roches de la croûte supérieure, il est donc essentiel d'employer des matériaux qui obéissent au critère de rupture de **Mohr-Coulomb** qui se caractérise principalement par la **formation de zones de cisaillement (des failles)**.

b) Croûte inférieure

Aux conditions de pression et température de la croûte inférieure (200 - 400 MPa < P < 800 MPa et 300-400°C < T < 800 °C), le mode de déformation cassant est remplacé par une déformation continue par fluage. Ce comportement, qualifié de **ductile**, est communément décrit par une loi de puissance reliant le régime de contrainte aux vitesses de déformation (Kirby, 1985 ; Carter & Tsenn, 1987 ; Weertman, 1978) :

$$\dot{\varepsilon} = \frac{\sigma^n}{\eta} \qquad \text{Eq.IV. 2}$$

$$\dot{\varepsilon} = A.\sigma^n.e^{-\frac{E_c^*}{RT}} \qquad \text{Eq.IV. 3}$$

où $\dot{\varepsilon}$ [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 de la croûte inférieure dépend essentiellement de sa composition chimique (minéralogie + fluides), de la température et du taux de déformation. Afin de modéliser expérimentalement les roches qui la constituent, il est donc important d'employer des matériaux qui obéissent aux mêmes **critères de déformation par fluage** (par exemple, les gommes de silicone ; voir plus loin au sous-chapitre IV.A.3.2).

Remarque : on notera cependant que la déformation dans la croûte inférieure peut également être localisée le long de failles dites « ductiles ». Ces failles jouent certainement un rôle important dans la structuration des chaînes de montagne. Leur modélisation n'est pas simple et nécessite des matériaux à comportement plastique localisant (plasticine, argiles, hydrocarbones…).

2. Théorie de la similitude et du changement d'échelle

a) Théorie de la similitude

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) Similitude géométrique

Elle implique que le modèle « réduit » expérimental respecte les rapports d'échelle des dimensions de l'objet réel (rapport entre les longueurs, largeurs et épaisseurs). En d'autres termes, le modèle analogique est une homothétie de l'objet naturel définie par un coefficient de réduction, ou « coefficient de similitude géométrique » (γ_L). Ce coefficient est le rapport entre une longueur caractéristique du modèle ($L_{Modèle}$) et son équivalent naturel ($L_{Réel}$) :

$$\gamma_L = \frac{L_{Modèle}}{L_{Réel}} \qquad \text{Eq.IV. 4}$$

Cette similitude géométrique implique une conservation des angles. En effet, si l'on considère un angle α quelconque défini dans le modèle et la nature par :

$$\alpha_{Modèle} = \cos\left(\frac{L_{Modèle}}{l_{Modèle}}\right) \text{ et } \alpha_{Réel} = \cos\left(\frac{L_{Réel}}{l_{Réel}}\right) \qquad \text{Eq.IV. 5}$$

alors

$$\gamma_L = \frac{L_{Modèle}}{L_{Réel}} = \frac{l_{Modèle}}{l_{Réel}} \Leftrightarrow \begin{cases} L_{Modèle} = \gamma_L . L_{Réel} \\ l_{Modèle} = \gamma_L . l_{Réel} \end{cases} \qquad \text{Eq.IV. 6}$$

d'où

$$\alpha_{Modèle} = \cos\left(\frac{\gamma_L . L_{Réel}}{\gamma_L . l_{Réel}}\right) = \alpha_{Réel} \qquad \text{Eq.IV. 7}$$

En particulier, **cela signifie que le pendage des failles, les pentes topographiques (etc.) doivent être identiques entre le modèle et la nature.**

(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 :

$$\gamma_t = \frac{t_{Modèle}}{t_{Réel}} \qquad \text{Eq.IV. 8}$$

En couplant 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 :

$$\gamma_U = \frac{U_{Modèle}}{U_{Réel}} = \frac{L_{Modèle} \times t_{Réel}}{t_{Modèle} \times L_{Réel}} = \frac{\gamma_L}{\gamma_t} \qquad \text{Eq.IV. 9}$$

$$\gamma_a = \frac{a_{Modèle}}{a_{Réel}} = \frac{L_{Modèle} \times t^2_{Réel}}{t^2_{Modèle} \times L_{Réel}} = \frac{\gamma_L}{\gamma_t^2} \qquad \text{Eq.IV. 10}$$

Le rapport des vitesses permet en particulier d'apprécier le dimensionnement des différentes vitesses géologiques qui vont nous intéresser (vitesse de convergence, vitesse d'érosion et vitesse de sédimentation).

(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 :

$$\gamma_F = \frac{F^g_{Modèle}}{F^g_{Réel}} = \frac{F^i_{Modèle}}{F^i_{Réel}} = \frac{F^v_{Modèle}}{F^v_{Réel}} \qquad \text{Eq.IV. 11}$$

Ces forces sont généralement reliées grâce à des équations caractérisant la dynamique du système. Pour cette étude, nous nous intéresserons à l'équation fondamentale de la dynamique écrite pour des milieux continus (cas de la croûte supérieure).

b) Application aux déformations tectoniques et rhéologies crustales

Pour faire la transition entre exemple naturel et modèle, on a généralement recours à des nombres sans dimensions qui relient les diverses forces du système physique et les variables qui les caractérisent (masse, longueur, temps, pression, contrainte, etc.). Ces nombres sans dimensions apparaissent lorsque l'on écrit sous forme adimensionnelle les équations régissant la dynamique du système. La conservation de ces nombres entre le modèle et la nature témoigne de la représentativité physique du modèle.

Pour notre cas qui concerne la croûte supérieure cassante, si l'on écrit l'équation fondamentale de la dynamique pour les milieux continus (expression de Cauchy) sous forme adimensionnelle, on obtient l'expression (expression tirée de Barrier, 2002) :

$$\frac{U_0}{g.t_0}\left(\frac{\partial U_i^*}{\partial t^*} + U_j^*.\frac{\partial U_i^*}{\partial X_j^*}\right) = \frac{\sigma_0}{\rho_0.g.L_0}\left(-\frac{\partial P^*}{\partial X_i^*} - \frac{\partial \sigma_{ij}^*}{\partial X_j^*} + \frac{\rho_0.g.L_0}{\sigma_0}\right) \qquad \text{Eq.IV. 12}$$

avec U [$L.T^{-1}$] les vitesses, P [$M.T^{-2}.L^{-1}$] la pression, σ_{ij} [$M.T^{-2}.L^{-1}$] le tenseur des contraintes, ρ [$M.L^{-3}$] la masse volumique, X [L] les coordonnées cartésiennes, g [$L.T^{-2}$] l'accélération de la pesanteur, L [L] la longueur et t [T] le temps. L'exposant « * » indique la variable écrite sous forme adimensionnelle. L'indice « 0 » correspond quant à lui à l'ordre de grandeur caractéristique de la variable.

Dans cette expression, deux nombres sans dimension apparaissent :

- Le **nombre de Froude (U_0 / $g.t_0$)** qui définit le rapport des forces d'inertie sur les forces gravitaires.

- Le **nombre σ_0 / ($\rho_0.g.L_0$)** qui définit le rapport des forces de résistance à la déformation sur les forces gravitaires (ce nombre n'a pas de nom à ma connaissance).

Dans les modèles géologiques, on considère classiquement que les forces d'inertie (accélération des vitesses géologiques, accélération de la force de Coriolis et accélération de la force centrifuge) sont négligeables (Davy & Cobbold, 1991). Le système se trouve alors dans un état statique ou quasi-statique. Ainsi, si l'on calcule l'ordre de grandeur du nombre de Froude pour les systèmes géologiques, on trouve effectivement une valeur négligeable : à savoir 10^{-24} si l'on prend U en cm/an, g = 10 m/s et t en 10^6 ans.

En revanche, pour le second nombre sans dimension, les valeurs géologiques donnent une valeur de l'ordre de 1 (avec $\sigma \approx 10^7$ - 10^8 Pa ; $\rho \approx 10^3$ kg/m^3 ; g ≈ 10 m/s et L ≈ 10^3 m). De fait, ce nombre sans dimension nous permet d'écrire :

$$\frac{\sigma_{Modèle}}{(\rho.g.L)_{Modèle}} = \frac{\sigma_{Réel}}{(\rho.g.L)_{Réel}} \qquad \text{Eq.IV. 13}$$

soit

$$\frac{\sigma_{Modèle}}{\sigma_{Réel}} = \frac{(\rho.g.L)_{Modèle}}{(\rho.g.L)_{Réel}} \qquad \text{Eq.IV. 14}$$

$$\gamma_\sigma = \gamma_\rho.\gamma_g.\gamma_L \qquad \text{Eq.IV. 15}$$

Si, comme dans la très grande majorité des expériences (et les nôtres en particulier) le champ de pesanteur est identique entre le modèle et la nature (γ_g = 1) alors :

$$\gamma_\sigma = \gamma_\rho.\gamma_L \qquad \text{Eq.IV. 16}$$

Le rapport des contraintes entre les matériaux expérimentaux et naturels doit donc être directement proportionnel au rapport des densités et des longueurs caractéristiques.

(1) Rhéologies cassantes

Grâce à l'équation de rhéologie définie pour les matériaux cassants (critère de Mohr-Coulomb : Eq.IV.1), nous pouvons écrire pour le modèle et pour la croûte supérieure :

$$\begin{cases} \tau_{Modèle} = \mu_{Modèle}.\sigma_{n_{Modèle}} + C_{0_{Modèle}} \\ \tau_{Réel} = \mu_{Réel}.\sigma_{n_{Réel}} + C_{0_{Réel}} \end{cases} \qquad \text{Eq.IV. 17}$$

Or μ (coefficient de friction interne) se définit comme la tangente de l'angle de friction interne (μ= tan ϕ) du matériau. **Il s'agit donc d'une constante sans dimension qui doit être conservée entre le modèle et la nature ($\mu_{Modèle} = \mu_{Réel}$).**

En considérant que les rapports modèle/nature des contraintes normales et tangentielles sont identiques :

$$\gamma_\sigma = \frac{\sigma_{n_{Modèle}}}{\sigma_{n_{Réel}}} = \gamma_\tau = \frac{\tau_{Modèle}}{\tau_{Réel}} \qquad \text{Eq.IV. 18}$$

alors

$$\begin{cases} \gamma_\sigma.\tau_{Réel} = \mu.\gamma_\sigma.\sigma_{n_{Réel}} + C_{0_{Modèle}} \\ \tau_{Réel} = \mu.\sigma_{n_{Réel}} + C_{0_{Réel}} \end{cases} \qquad \text{Eq.IV. 19}$$

d'où il sort :

$$\gamma_\sigma = \frac{C_{0_{Modèle}}}{C_{0_{Réel}}} = \gamma_C \qquad \text{Eq.IV. 20}$$

Les contraintes doivent donc être réduites de la même façon que les cohésions.
La loi de dimensionnement peut alors s'écrire :

$$\gamma_C = \gamma_\rho.\gamma_L \qquad \text{Eq.IV. 21}$$

Cette relation est la base de toutes les modélisations analogiques de la croûte supérieure (Horsfield, 1977 ; Weijermars & Schmeling, 1986 ; Davy & Cobbold, 1991). **Elle relie les densités, longueurs et contraintes des matériaux des modèles à leurs équivalents naturels.**

(2) Rhéologies ductiles

Grâce à l'équation de rhéologie définie pour les matériaux ductiles (loi de fluage stationnaire : Eq.IV.2) 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:

$$\begin{cases} \sigma_{V_{Modèle}} = \eta_{Modèle} \times \dot{\varepsilon}_{Modèle} \\ \sigma_{V_{Réel}} = \eta_{Réel} \times \dot{\varepsilon}_{Réel} \end{cases} \qquad \text{Eq.IV. 22}$$

D'après le facteur de similitude des contraintes :

$$\gamma_{\sigma_V} = \frac{\sigma_{V_{Modèle}}}{\sigma_{V_{Réel}}} \qquad \text{Eq.IV. 23}$$

Il vient : $$\gamma_{\sigma_V} = \frac{\eta_{Modèle}.\dot{\varepsilon}_{Modèle}}{\eta_{Réel}.\dot{\varepsilon}_{Réel}}$$ Eq.IV. 24

D'où $$\gamma_{\sigma_V} = \gamma_\eta.\gamma_{\dot{\varepsilon}}$$ Eq.IV. 25

En considérant que les rapports entre contraintes visqueuses en base de croûte σ_V et contraintes tectoniques σ_T sont équivalents entre le modèle et la nature :

$$\gamma_{\sigma_V} = \gamma_{\sigma_T}$$ Eq.IV. 26

il vient $$\gamma_{\sigma_T} = \gamma_\eta.\gamma_{\dot{\varepsilon}}$$ Eq.IV. 27

Les vitesses de déformation $\dot{\varepsilon}$ [T^{-1}] pouvant être exprimées en termes de vitesses V [$L.T^{-1}$] et de longueurs caractéristiques L [L], on peut écrire :

$$\gamma_{\sigma_T}.\gamma_L = \gamma_\eta.\gamma_V$$ Eq.IV. 28

Cette expression montre que les vitesses tectoniques (raccourcissement), la viscosité en base de croûte, les contraintes tectoniques et les dimensions de l'objet étudié doivent être réduites proportionnellement (Weijermars & Schmeling, 1986 ; Weijermars et al., 1993). Cette expression est la base de nombreuses modélisations analogiques de rhéologies ductiles en base de croûte mais aussi de magmas volcaniques (Galland et al., 2003, 2006).

c) Application aux processus de surface

Les premiers travaux de modélisation morphologique ont rapidement fait remarquer que les différentes similitudes de la théorie du dimensionnement ne peuvent pas être vérifiées en laboratoire pour les processus de surface (Schumm et al., 1987). D'un point de vue géométrique et temporel, cela est dû aux très vastes gammes d'ordres de grandeur des objets et processus naturels. D'un point de vue dynamique, cela est lié à la non-conservation des nombres sans dimension (en particulier les nombres de Reynolds et de Froude, par exemple)

Concernant la similitude géométrique, les dimensions d'une chaîne de montagnes naturelle s'étalent depuis l'échelle kilométrique des reliefs jusqu'à l'échelle millimétrique des particules sédimentaires (grain de sable) : soit près de 6 ordres de grandeur. Techniquement, les dispositifs expérimentaux construits en laboratoire ont généralement des tailles de l'ordre du décimètre. Cela impose donc souvent des facteurs d'échelle spatiale de l'ordre de $\gamma_L = 10^{-5}$ (1 cm dans le modèle équivaut à 1 km dans la nature). En toute rigueur, si l'on voulait suivre parfaitement la réduction d'échelle de l'objet naturel étudié, cela imposerait le développement de reliefs centimétriques et l'utilisation de particules sédimentaires sub-micrométriques (plus précisément 10^{-8} m = 10 nm : soit l'ordre de grandeur de la taille d'un virus !). Bien évidemment, si cela demeure possible pour la dimension des reliefs, cela reste impossible pour les sédiments.

Ce raisonnement s'applique également lorsque l'on compare les dimensions des gouttes de pluie tombant sur un relief naturel ou sur les modèles de type « boîte d'érosion » (Chapitre III). Dans les modèles, les gouttelettes employées sont de l'ordre de 10 à 100 μm. Avec un rapport géométrique de l'ordre de 10^{-5}, cela serait équivalent à des « gouttes » naturelles de 1 à 10 m ! (elles font au contraire 10^{-2} - 10^{-3} mm en vérité). De fait, les gouttelettes des modèles ne sont pas comparables à des gouttes d'eau de pluie dans la nature. Elles représentent seulement un moyen

de déclencher à la surface du modèle les différents processus d'érosion-transport (ruissellement, glissement).

Le raisonnement se poursuit si l'on compare l'épaisseur caractéristique d'un chenal par rapport à la dimension des grains qu'il transporte. Dans l'expérience, on obtient des ratios de l'ordre de 20 (profondeur de l'écoulement autour du millimètre et taille des particules autour de 50 μm ; Bigi et al., 2006), loin derrière les valeurs des rivières naturelles proche de 100 - 1000 (profondeur de l'écoulement métrique et dimension des particules de l'ordre 1-100 mm).

Ces quelques comparaisons de dimensions entre le modèle et la nature et de rapport de dimensions montrent donc clairement que la similitude géométrique des modèles ne peut être totalement réalisable.

De même, d'un point de vue temporel, il existe dans la nature des processus morphogénétiques se produisant en quelques secondes voire quelques minutes (éboulement rocheux, coulée de débris, séisme) et d'autres se produisant sur des échelles de l'ordre du million d'années (ordre de grandeur des processus tectoniques). Cela représente près de 13 ordres de grandeur ! Si l'on considère une expérience qui ne dure pas plus de quelques jours et destinée à étudier un processus se produisant sur plusieurs millions d'années, le facteur d'échelle temporel que cela impose est de l'ordre de $\gamma_t = 10^{-9}$ (1 seconde dans le modèle est égale à environ 30 ans). De fait, les processus naturels les plus rapides devraient se produire en une fraction de seconde dans l'expérience (10^{-8} – 10^{-9} s = 1-10 ns : soit l'ordre de grandeur de temps que met la lumière pour effectuer 30 cm) ; ce qu'il est bien évidemment impossible à reproduire au laboratoire.

Cet exemple montre que la similitude temporelle des modèles est également imparfaite. Il est virtuellement impossible de réduire la variété des processus d'érosion-transport dans une expérience de laboratoire.

Enfin, d'un point de vue dynamique, il n'existe pas en modélisation morphologique d'équations décrivant la dynamique de l'évolution des paysages à partir desquelles il serait possible d'extraire des nombres sans dimension (contrairement à la modélisation expérimentale des processus tectoniques ; Lague et al., 2003 ; Turowsky et al., 2006). Toutefois, si l'on considère, qu'au premier ordre, les reliefs naturels sont le fruit essentiellement de l'incision par les torrents et rivières, il est possible de recourir aux traditionnels nombres sans dimension de la mécanique des fluides (à savoir le nombre de Reynolds et nombre de Froude) afin d'évaluer la similarité dynamique des écoulements (Niemann & Hasbargen, 2005). Ces nombres s'obtiennent en adimensionnant l'équation générale de la dynamique de fluide (équation de Navier-Stokes). Ils sont de la forme :

Nombre de **Reynolds** $$\mathrm{Re} = \frac{U.D}{\nu}$$ Eq.IV. 29

Nombre de **Froude** $$Fr = \frac{U}{\sqrt{g.D}}$$ Eq.IV. 30

avec U [$L.T^{-1}$] la vitesse d'écoulement du fluide, D [L] la profondeur du fluide, υ la viscosité cinématique [$L^2.T^{-1}$] et g [$L.T^{-2}$] l'accélération de la pesanteur.

Le premier nombre décrit le rapport des forces d'inertie sur les forces visqueuses ; le second le rapport des forces d'inertie sur les forces gravitaires. Lorsque Re < 500-2000 (forces d'inertie ~ forces visqueuses), le régime d'écoulement est qualifié de laminaire. Lorsque Re > 5000 (forces d'inertie >> forces visqueuses), le régime est qualifié de turbulent. De même, lorsque Fr < 1 (forces d'inertie < forces gravitaires), le régime est dit « sous-critique » ou

« fluvial » et lorsque Fr > 1 (forces d'inertie > forces de gravité), il est dit « super-critique » ou « torrentiel ». Si Fr = 1, le régime d'écoulement est dit « critique ».

Plusieurs travaux expérimentaux ont comparé ces nombres dans les modèles et la nature (Lague et al., 2003 ; Niemann & Hasbargen, 2005 ; Rohais, 2007). Ils trouvent les valeurs suivantes dans leurs modèles (indice m pour « modèle ») : $0.1 < Re_m < 1000$ (laminaire) et $0.03 < Fr_m < 1$ (sous-critique). Cela traduit donc des relations entre les différentes forces du système du type :

Expérience Forces gravitaires > Forces inertielles ≥ Forces visqueuses Eq.IV. 31

Des estimations réalisées sur des rivières naturelles de Pennsylvanie et de Californie (Etats-Unis) donnent les nombres sans dimension suivants (indice n pour « nature » ; Niemann & Hasbargen, 2005) : $10\,700 < Re_n < 1\,200\,000$ (turbulent) et $0.03 < Fr_n < 0.12$ (sous-critique). De fait, cela traduit un rapport des différentes forces du système tel que :

Nature Forces gravitaires >> Forces inertielles >> Forces visqueuses Eq.IV. 32

Ces résultats montrent tout d'abord que si les nombres de Froude sont sensiblement comparables entre la nature et le modèle, il n'en est pas de même pour le nombre de Reynolds. Les nombres de Reynolds expérimentaux traduisent systématiquement un régime laminaire tandis que les équivalents naturels sont fortement turbulents. Ceci est d'autant plus vrai à petite échelle où la viscosité de l'eau (et donc les forces visqueuses) est très largement surdimensionnée par rapport aux forces gravitaires (Niemann & Hasbargen, 2005). Selon ces critères, **le modèle n'est donc pas parfaitement dimensionné dynamiquement par rapport au système naturel.** Toutefois, l'importance relative des différentes forces du système (Expressions Eq.IV.31 & 32) est semble-t-il conservée au premier ordre **: les forces gravitaires dominent le bilan des forces et les forces inertielles dépassent généralement les forces visqueuses.**

Cela pourrait expliquer les fortes similitudes géométriques et notamment morphométriques entre le modèle et la nature (Niemann & Hasbargen, 2005). Selon ces mêmes auteurs, on peut simplifier à l'extrême en disant que l'écoulement de l'eau en surface des modèles sous l'effet principal de la gravité explique au premier ordre le développement des réseaux hydrographiques expérimentaux et leur similitude vis-à-vis des topographies naturelles.

Remarque : Ces forces visqueuses trop élevées dans les modèles par rapport aux rivières naturelles font que l'on ne peut pas véritablement parler de « rivières » dans les expériences. Plutôt, on préférera le terme de « chenaux », plus générique et moins restrictif sur la dynamique de l'écoulement.

En conclusion, cet aperçu sur le dimensionnement des modèles expérimentaux montrent qu'un dimensionnement rigoureux est possible pour les processus tectoniques pourvu que les bons matériaux soient trouvés. Nous verrons par la suite que le sable est un bon matériau analogue à la croûte continentale. C'est pourquoi les modélisations tectoniques sont souvent qualifiées de « modélisations dimensionnées » (en anglais « *scaled models* »). En revanche, les modélisations morphologiques sont, quoi qu'il arrive, imparfaitement dimensionnées vis-à-vis de la nature (et cela, sur bien des aspects). C'est pourquoi beaucoup de travaux n'emploient pas le terme « scaled » mais plutôt préfèrent l'adjectif « analogue » ou simplement « expérimental » pour qualifier leurs modèles. Pour ma part, je ne fais pas de distinction entre ces deux termes et les exploiterai par la suite indifféremment.

3. Matériaux expérimentaux

a) Matériaux des expériences de déformation

Historiquement, Hall (1815), Lyell (1867) puis Meunier (1904) ont tout d'abord utilisé des fragments d'étoffe afin de modéliser la déformation des roches sédimentaires (fig.III.1). En jouant sur la nature (laine, toile, coton) et l'épaisseur des fragments de tissus, ils parviennent à modéliser des différences de résistance des couches. Rapidement, ces matériaux textiles sont remplacés par des matériaux naturels (sédiments argileux, terre végétale, sable, plâtre) afin de modifier le style de déformation et en particulier modéliser une déformation plicative et/ou cassante (Hall, 1815 ; Favre, 1878 ; Schardt, 1884 ; Cadell, 1889 ; Meunier, 1904). Certains ajoutent quelques proportions d'eau afin de modifier davantage la résistance des couches (Cadell, 1889). D'autres incorporent de la cire d'abeille ou de l'essence de térébenthine afin d'obtenir des rhéologies ductiles (Willis, 1893).

Aujourd'hui, les expérimentateurs bénéficient d'une gamme de produits chimiques bien plus vaste que leurs prédécesseurs. Ils n'y puisent pas nécessairement des matériaux nouveaux pour modéliser la croûte supérieure – les sables et les argiles dominent largement ce type de modélisation – mais y trouvent des rhéologies nouvelles pour modéliser les niveaux ductiles profonds (huiles minérales, silicones, etc.).

(1) Matériaux de la croûte supérieure

(a) Matériaux granulaires

Les matériaux granulaires secs (voir encadré grisé ci-après pour plus de détails) conviennent particulièrement au « cahier des charges » édicté par la rhéologie de la croûte supérieure car il s'agit par définition de matériaux frictionnels obéissant au critère de rupture de Mohr-Coulomb (voir Eq.IV.1). Ces matériaux possèdent des propriétés physiques (angle de friction, cohésion) qui peuvent être directement comparées aux équivalents des roches au moyen des lois de dimensionnement (Eq.IV.21 ; Hubbert, 1951). Lorsqu'ils sont soumis à un effort cisaillant, ils enregistrent des courbes contrainte/déformation très semblables à celles des échantillons de roches (fig.IV.1.C ; Lohrmann et al., 2003) et génèrent des zones de cisaillement comparables au premier ordre aux failles naturelles (Mandl et al., 1977). Cependant, ces analogies s'estompent dès lors que l'on élargit l'échelle de la comparaison (Lohrmann et al., 2003). Contrairement aux roches naturelles qui s'affaiblissent à l'échelle de la croûte continentale, les matériaux granulaires conservent leurs propriétés « pré et post-ruptures » (« strain hardening » et « strain softening », fig.IV.1.C ; Vaid & Sasitharan, 1992 ; Chu, 1995 ; Schanz & Vermeer, 1996 ; Lohrmann et al., 2003). L'induration précédant la rupture (« *strain hardening* ») s'apparente à la compaction progressive du matériau sous l'effet des contraintes compressives (compaction accompagnée d'une diminution de l'espace poral et donc de la densité apparente). Le relâchement post-rupture (« *strain softening* ») traduit quant à lui le cisaillement diffus des grains au niveau de la zone de rupture et l'augmentation locale de la porosité (dilatance : Reynolds, 1885 ; Mandl et al., 1977). La largeur de cette zone de dilatance est corrélée à la granulométrie des particules cisaillées (rapport 1 à 10 entre la largeur de la zone de cisaillement et la médiane de la granulométrie du matériau). Cette largeur est très souvent disproportionnée vis-à-vis des dimensions des failles naturelles (Horsfield, 1977 ; Mandl, 1988).

Malgré ces quelques limites physiques imposées par leurs propriétés intrinsèques, les matériaux granulaires – et le sable en particulier – ont remporté un immense succès en

modélisation tectonique sous champ gravitaire normal (voir la revue bibliographique effectuée par Cobbold & Castro, 1999). Les raisons de ce succès tiennent à ses propriétés frictionnelles cohérentes avec le critère de rupture de Mohr-Coulomb et les « règles » de dimensionnement des modèles. Ainsi, ils possèdent un angle de friction interne proche de 30-35°, une densité apparente autour de 1.5-1.7 $g.cm^{-3}$ et une cohésion très faible (de l'ordre de 10^1 - 10^2 Pa) qui respectent le calcul du nombre sans dimension défini par l'équation IV.21. Enfin, il s'agit d'un composé très commun, bon marché et simple d'utilisation (stockage, mise en place, stabilité des propriétés physiques).

Pour l'essentiel, les sables employés sont des matériaux naturels provenant de formations géologiques détritiques tertiaires ou quaternaires (sables éoliens, sables de plage, etc.). Des niveaux de matériaux ayant des propriétés légèrement différentes (angle de friction, densité) sont fréquemment intercalés ou mélangés à ce sable afin de modifier la rhéologie du modèle ou servir de marqueurs. Il peut s'agir :

- de poudres de roches : **poudre de silice**, poudre de calcaire dont l'angulosité des particules induit de fortes valeurs d'angle de friction et l'existence d'une cohésion « apparente » (Mitchell, 1993 ; Soulié, 2005). Cela augmente la résistance frictionnelle du modèle (Malavieille, 1984 ; Konstantinovskaia & Malavieille, 2005 ; Galland et al., 2006 ; Bonnet et al., 2007, 2008).

- de **microbilles de verre** ayant un angle de friction plus faible (Baby et al., 1995 ; Mugnier et al., 1997 ; Leturmy et al., 2000 ; Koyi & Vendeville, 2003 ; DelCastello et al., 2004 ; Hoth et al., 2006, 2007 ; Bonnet et al., 2007, 2008).

- de **microsphères de verre** et/ou d'alumine ayant de très faibles densités et angles de friction (Rossi & Storti, 2005).

- différents minéraux naturels : Micas (Storti et al., 2000), Feldspath (Sokoutis et al., 2005)
- de granules de pyrex (Leturmy et al., 2000)
- de fragments de coquilles de noix (Cruz et al., 2008)
- de poudre à base de cellulose (Davy & Cobbold, 1988, 1991 ; Ratschbacher et al., 1991 ; Cobbold & Jackson, 1992 ; Faccenna et al., 1996 ; Hatzfeld et al., 1997 ; Marques & Cobbold, 2006 ; Marques, 2008).
- de sucre (Schellart, 2000 ; Keep, 2000, 2003 ; Moore et al., 2005)
- etc.

Remarque : ces matériaux disposent souvent de densités et de valeurs d'atténuation différentes au rayon X qui en font d'excellents marqueurs de la déformation pour des expériences suivies par scanner médical (Colletta et al., 1991 ; Baby et al., 1995, Mugnier et al., 1997 ; Leturmy et al., 2000).

Ces expériences sont réalisées dans la très grande majorité des cas avec des matériaux intégralement secs. Les propriétés physiques du sable (surtout la cohésion) sont en effet très sensibles à l'humidité et *a fortiori* au taux de saturation en eau (voir encadré grisé ci-après). Quelques travaux récents ont réussi à « dompter » et contrôler cette force afin de modéliser la résistance mécanique des horizons crustaux profonds (Van Mechelen, 2004). Plus précisément, la tension de surface de l'eau des ponts liquides est contrôlée par l'ajout d'un solvant à base d'éthanol. Cela permet de quantifier les forces capillaires qu'elles génèrent et d'adapter la cohésion du matériau aux valeurs imposées par les lois de dimensionnement.

Un peu de mécanique des matériaux granulaires

Les matériaux granulaires sont formés de particules élémentaires discernables de l'ensemble (définition Encyclopedia Universalis, 2005). Le sable, assemblage de grains minéraux siliceux de taille sub-millimétrique, en est un des exemples les plus connus. Il possède un comportement macroscopique qui n'est ni celui d'un solide, ni celui d'un liquide. L'étude de son comportement mécanique ne peut donc être abordée de façon classique avec les concepts de la mécanique des milieux continus ou de la mécanique des fluides. Son étude fait l'objet d'une discipline de recherche à part entière: la **mécanique des matériaux granulaires**.

Angle de repos

Une des caractéristiques premières du sable sec est qu'il est capable de supporter des contraintes cisaillantes, ce qui lui donne une enveloppe de surface non horizontale (contrairement au fluides) mais au contraire inclinée et conique (fig.IV.2.A). Cette surface est inclinée au maximum d'un angle θ appelé **angle de repos** (ou **angle de talus**). Cette propriété est bien connue des ingénieurs de l'industrie des procédés qui stockent une grande quantité de leurs produits sous forme de grains ou de poudres (poudres pharmaceutiques, céréales, minerais, matériau de construction, etc.). Sa valeur varie en fonction des propriétés frictionnelles des grains, de la taille des particules, de la rugosité de leur surface et de leur hétérogénéité granulométrique. On distingue généralement l'**angle de repos fini θ_R** et l'**angle de stabilité marginale θ_{SM}** (Jaeger & Nagel, 1992 ; Lee & Herrmann, 1993). L'angle de repos θ_R s'obtient lorsque l'on arrête l'alimentation Q au niveau d'un cône sableux en cours de construction (fig.IV.2.A). L'angle de stabilité marginale θ_{SM} correspond quant à lui à l'inclinaison supplémentaire qu'il faudrait appliquer au système à l'équilibre pour déclencher une avalanche sableuse. Dans notre exemple, il peut être également obtenu si Q est maintenu constant. θ_{SM} est généralement supérieur à θ_R de quelques degrés.

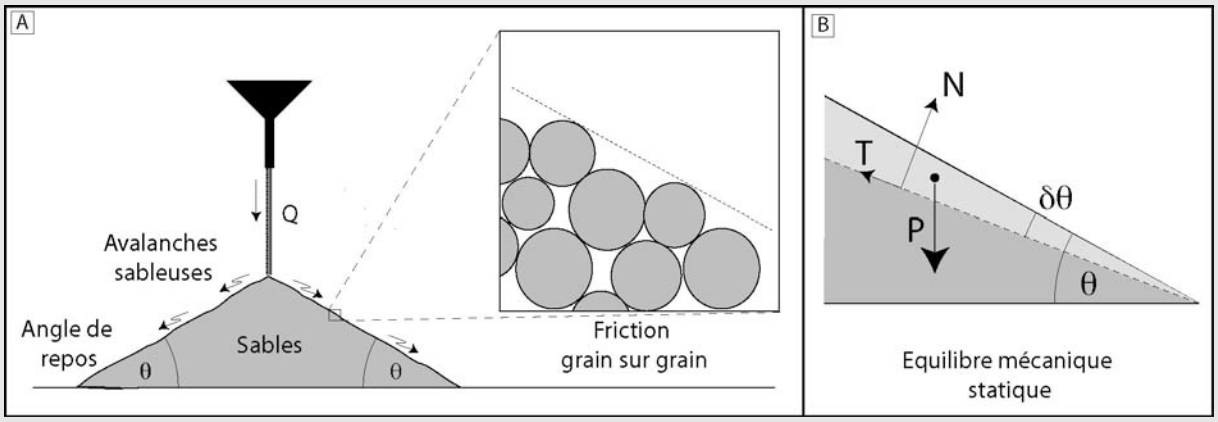


Fig.IV. 2 : Angle de repos du sable et équilibre mécanique statique. *A) L'angle de repos θ est l'inclinaison de la surface enveloppe d'un cône de sable. Cette propriété est due aux caractéristiques de friction statique à la surface des grains qui leur donnent la possibilité de supporter les contraintes cisaillantes exercées par les grains voisins. B) Analyse de l'équilibre mécanique statique d'un coin sableux en surface.*

Le frottement solide

Coulomb est le premier à comprendre au XVIII^{ème} siècle que l'angle de repos du sable est lié au frottement solide entre les grains qui le constituent. Si on écrit l'équilibre mécanique statique d'une couche de sable comprise entre un angle θ et θ + δθ (fig.IV.2.B) :

$$T = P.\sin(\theta - \delta\theta) \quad \text{Eq.IV. 33}$$

$$N = P.\cos(\theta - \delta\theta) \quad \text{Eq.IV. 34}$$

avec P le poids du triangle de sable et N et T les deux composantes normales et tangentielles à la surface d'étude.

La loi du frottement solide nous indique qu'il n'y a pas de glissement sur la surface tant que la force tangentielle T exercée par le triangle de sable reste inférieure au seuil critique de frottement par friction T_r :

$$|T| < T_r \quad \text{Eq.IV. 35}$$

Or cette limite à la rupture est proportionnelle à N. En effet, plus la charge normale N est forte, plus la contrainte à la rupture est élevée (voir expérience de Léonard de Vinci ; Duran, 2003).

$$T_r = \mu_s.N \quad \text{Eq.IV. 36}$$

avec μ_s le coefficient de proportionnalité appelé **coefficient de friction statique**. On définit aussi $\mu_s = \tan\phi_s$ avec ϕ_s **l'angle de friction interne statique**.

Il n'y aura donc pas de glissement tant que :

$$T < \mu_s.N \qquad \text{Eq.IV. 37}$$

$$\tan(\theta - \delta\theta) < \tan\phi_s \qquad \text{Eq.IV. 38}$$

=> La surface d'un cône de sable reste donc stable tant que son inclinaison reste inférieure à l'angle de friction interne ϕ_s.

Cercle de Mohr :

Grâce à une analyse mécanique empruntée à la mécanique des milieux continus, il est possible de connaître la distribution des contraintes (couple τ et σ_n) en chaque point matériel d'un système solide. Soit un volume V et S une facette quelconque de normale $\vec{n}$ inclinée d'un angle α (fig.IV.3.A). En 2 dimensions, le tenseur des contraintes $\overline{\overline{\sigma}}$ exprimé dans le repère (x,y) prend la forme d'un tenseur symétrique :

$$\overline{\overline{\sigma}} = \begin{pmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} \\ \sigma_{xy} & \sigma_{yy} \end{pmatrix} \qquad \text{Eq.IV. 39}$$

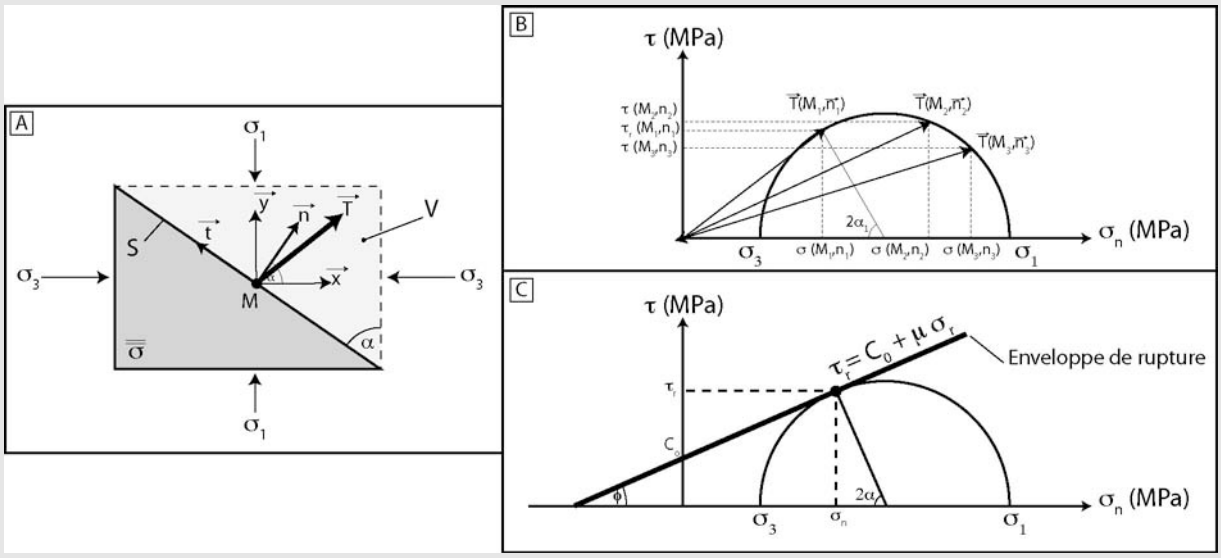


Fig.IV. 3 : Cercle de Mohr. *A) Démonstration et paramétrage de la facette considérée pour l'analyse. B) Construction du cercle de Mohr. Pour un régime de contrainte donné, les plans de normale n_i subissent des vecteurs contrainte T_i dont les composantes normales et tangentielles σ_n et τ se placent sur un cercle centré en $\left(\frac{\sigma_1+\sigma_3}{2},0\right)$ et de rayon $\frac{\sigma_1-\sigma_3}{2}$. C) Critère de rupture de Mohr-Coulomb. L'enveloppe de rupture est une droite affine qui tangente le cercle de Mohr.*

Le vecteur contrainte $\vec{T}$ s'appliquant en un point M de cette facette est tel que :

$$\vec{T}(M,\vec{n}) = \overline{\overline{\sigma}}.\vec{n} = \sigma_n.\vec{n} + \tau.\vec{t} \qquad \text{Eq.IV. 40}$$

avec σ_n et τ les composantes normales et tangentielles du vecteur contrainte telles que :

$$\begin{cases} \sigma_n = \vec{n}.\overline{\overline{\sigma}}.\vec{n} \\ \tau = \vec{t}.\overline{\overline{\sigma}}.\vec{n} \end{cases} \qquad \text{Eq.IV. 41}$$

En développant, on montre que :

$$\begin{cases} \sigma_n = \sigma_{xx}.\cos^2\alpha + \sigma_{yy}.\sin^2\alpha + 2\sigma_{xy}.\cos\alpha.\sin\alpha \\ \tau = (\sigma_{yy} - \sigma_{xx}).\sin\alpha.\cos\alpha - \sigma_{xy}.\sin^2\alpha + \sigma_{xy}.\cos^2\alpha \end{cases} \qquad \text{Eq.IV. 42}$$

ce qui peut être transformé au moyen de relations trigonométriques en :

$$\begin{cases} \sigma_n = \dfrac{\sigma_{xx} + \sigma_{yy}}{2} + \left(\dfrac{\sigma_{xx} - \sigma_{yy}}{2} \right).\cos 2\alpha - \sigma_{xy}.\sin 2\alpha \\ \tau = \left(\dfrac{\sigma_{yy} - \sigma_{xx}}{2} \right).\sin 2\alpha + \sigma_{xy}.\cos 2\alpha \end{cases} \qquad \text{Eq.IV. 43}$$

Dans la base propre des contraintes principales et minimales (σ_1, σ_3), ces expressions sont équivalentes à : (on prendra $\sigma_{xx} = \sigma_3$; $\sigma_{yy} = \sigma_1$ et $\sigma_{xy} = 0$) :

$$\begin{cases} \sigma_n = \dfrac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} - \left(\dfrac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \right).\cos 2\alpha \\ \tau = \left(\dfrac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \right).\sin 2\alpha \end{cases} \qquad \text{Eq.IV. 44}$$

Dans un repère (σ_n,τ), ceci définit les **équations paramétriques d'un cercle** de centre $\left(\frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2}, 0 \right)$ et de rayon $\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}$ (fig.IV.3.B). Ce cercle est appelé **le cercle de Mohr** (ou **diagramme de Mohr**).

Critère de rupture de Mohr-Coulomb :

L'angle α_r pour lequel le matériau rompt est tel que les contraintes tangentielles et normales le long du plan de rupture vérifient la relation (appelée **critère de Mohr-Coulomb**) :

$$\tau_r = C_0 + \mu \sigma_n \qquad \text{Eq.IV. 45}$$

avec τ_r la contrainte cisaillante à la rupture, C_0 la cohésion, $\mu = \tan\phi$ le coefficient de friction, ϕ l'angle de friction et σ_n la contrainte normale.

Cette relation montre que la déformation des matériaux est indépendante du temps mais seulement fonction de la pression de confinement. La rupture a lieu une fois les forces de frottement vaincues. On parle alors de **rupture fragile** (Paterson, 1978) ou de **glissement frictionnel** (Byerlee, 1978). Dans le diagramme de Mohr, cette relation définit **une fonction affine** de coefficient directeur μ et d'ordonnée à l'origine C_0 qui tangente le cercle (fig.IV.3.C). Cette droite s'appelle **l'enveloppe de rupture** (*yield locus*). L'angle α avec lequel le matériau va rompre peut être déterminé simplement de façon graphique :

$$\alpha = \frac{\pi}{4} - \frac{\phi}{2} \qquad \text{Eq.IV. 46}$$

On remarque que si l'angle de friction ϕ augmente, alors le pendage de la faille α diminue.

Propagation des forces - Chaînes de force :

Un milieu granulaire étant par définition un « milieu divisé » entre des espaces remplis par de la matière (les grains) et d'autres remplis par un fluide (pores remplis d'air ou d'eau), les forces appliquées à ces matériaux ne peuvent se transmettre que par le contact des grains. Des expériences simples de photoélasticimétrie ont montré que ces forces empruntent des « chemins » préférentiels appelés « **chaînes de forces** ». Cette propriété des matériaux granulaires est à l'origine de beaucoup de phénomènes caractéristiques : par exemple les effets de silo (effet Jansen), l'effet du « bâton collé » … (Duran, 2003).

De l'eau et des grains

L'eau dans les matériaux granulaires :

Les géotechniciens définissent différents régimes en fonction du contenu en eau d'un matériau granulaire. Il apparaît successivement les régimes « hygroscopiques », « pendulaires », « funiculaires » et « saturés » (Magnan, 1999 ; Mitarai & Nori, 2006; fig.IV.4.A). Le **régime « hygroscopique »** apparaît lorsque l'eau est présente en très petite quantité sous forme d'un film fin à la surface des particules (fig.IV.4.A.1). Avec l'augmentation du contenu en eau, des « ponts liquides » apparaissent entre les grains. Si la phase liquide reste discontinue, on parle de régime **« pendulaire »** (fig.IV.4.A.2). Lorsque la phase liquide est continue (mais il existe toujours du gaz), on parle de **régime « funiculaire »** (fig.IV.4.A.3). Enfin, le **régime de saturation** caractérise le matériau granulaire lorsque l'intégralité de l'espace poral est occupée par le liquide (fig.IV.4.A.4). La phase gazeuse est alors quasiment inexistante (quelques petites bulles peuvent parfois subsister toutefois). Les transitions entre ces différents régimes varient naturellement d'un matériau à l'autre de sorte qu'il est difficile d'établir les pourcentages d'eau faisant la transition entre ces régimes.

Ponts liquides, force capillaire et cohésion :

Dans les régimes pendulaires et funiculaires, l'eau entre les grains crée des **ponts liquides**. En 3D, ces ponts ont la forme d'un cylindre resserré dans sa partie médiane (un toroïde : fig.IV.4.B&B') et caractérisé par un angle de courbure (r_2). Ils résultent des effets des tensions de surface du liquide en interaction avec la surface du grain solide. Ces ponts engendrent une force capable de coller deux grains l'un à l'autre (fig.IV.4.C) : c'est **la force capillaire**. Cette force est la somme de la force due à la tension superficielle γ (un peu comme une membrane tendue) et de la force due à la dépression dans le pont liquide (différence de pression Δp entre l'intérieur du pont $p_{liquide}$ et l'extérieur p_{gaz}). Elle prend la forme :

$$F_{capillaire} = 2\pi.r_2.\gamma + \pi.r_2^2.\Delta p$$

A l'échelle macroscopique, l'ensemble des forces capillaires entre les grains permet de les lier les uns aux autres et contribue à la tenue mécanique du matériau : on parle alors de **cohésion capillaire**. L'importance de cette cohésion par capillarité dépend des dimensions du système granulaire étudié et de l'importance relative des forces gravitaires. En effet, si l'on peut constater qu'un cylindre composé de billes de verre parvient à tenir verticalement sans s'effondrer lorsque sa hauteur n'excède pas quelques centimètres (fig.IV.4.C'), il ne peut pas s'élever indéfiniment et il s'effondre lorsque sa hauteur atteint une dizaine de centimètres.

Déformation & rupture pour un matériau humidifié :

La présence d'eau dans un matériau granulaire ajoute une composante de cohésion due aux forces capillaires générées par les ponts liquides entre les grains. Cela augmente la résistance du matériau par simple modification du paramètre de cohésion de la loi de Mohr-Coulomb. Le coefficient de friction interne est faiblement affectée car il demeure est avant tout déterminé par la forme des grains, leur granulométrie et le degré de compaction. L'eau ne peut pas modifier cette caractéristique intrinsèque du grain et peut tout au plus la diminuer sensiblement en lubrifiant les contacts physiques entre les particules.

Selon la théorie du « déplacement latéral » (*theory of shift* ; Rumpf, 1962), les forces capillaires introduisent une contrainte compressive isotrope ou une contrainte en tension isostatique (*isostatic tensile stress : ITS : $\Delta\sigma$*) qui s'ajoute à l'état de contrainte à sec. De fait, l'état de contrainte d'un matériau humidifié peut être représenté par un cercle de Mohr simplement décalé par rapport à l'état de contrainte sec (fig.IV.4.D) ; voir Pierrat et al., 1998, pour une synthèse). Le décalage est le même pour les deux contraintes principales et équivaut à la valeur de $\Delta\sigma$. De fait, cette théorie suppose que l'enveloppe de rupture d'un matériau humidifié est très similaire à celle d'un matériau sec. Elles sont parallèles et simplement décalées d'une valeur équivalente $\Delta\sigma$. Le coefficient de friction du matériau est identique dans les deux états (la pente de l'enveloppe de rupture reste inchangée).

Récemment, Richefeu et collaborateurs (Richefeu et al., 2006, 2007) proposent cependant que, pour les régimes pendulaires, la cohésion capillaire sature lorsque le volume de liquide ne permet plus la formation de nouveaux ponts liquides entre les particules. Ainsi, l'augmentation de la résistance à la déformation d'un matériau granulaire lorsque l'on ajoute de l'eau tend vers une limite (fig.IV.4.E). Ils montrent en outre que cette augmentation de la résistance frictionnelle est faible pour des granulométries importantes (autour d'1 mm de diamètre) et plus forte pour des particules plus fines (autour de 0.1 à 0.4 mm).

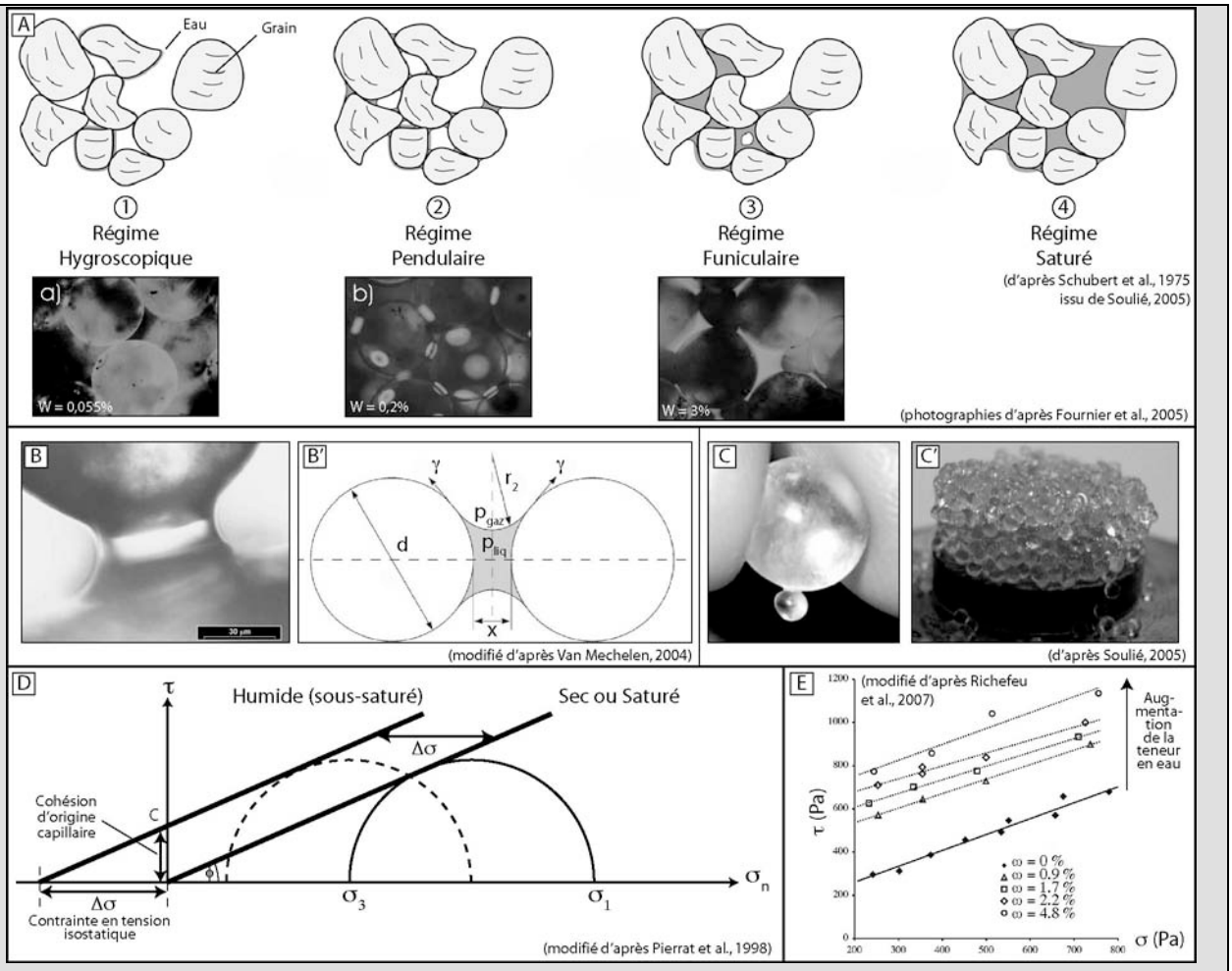


Fig.IV. 4 : L'eau dans les matériaux granulaires. *A) Régimes successifs des matériaux granulaires lorsque la teneur en eau croît : schémas et photographies (d'après Soulié, 2005 ; Fournier et al., 2005). Les variations d'intensité sur les photographies marquent la présence de l'eau. B&B') Pont liquide entre deux grains (d'après Van Mechelen, 2004). γ est la tension de surface, d est le diamètre de la particule, r_2 le rayon de courbure, P_{gaz} et P_{lia} les pressions du gaz et du liquide de part et d'autre de la membrane du pont liquide. C&C') Illustration de la force capillaire entre deux billes (C) et un amas de billes (C ; d'après Soulié, 2005). D) Décalage de l'enveloppe de rupture par ajout d'eau dans un matériau granulaire sec (d'après Pierrat et al., 1998). E) Augmentation de la cohésion pour des sables (diamètres compris entre 0,1 et 0,4 mm) lors d'une augmentation de la teneur en eau (d'après Richefeu et al., 2007).*

Enfin, lorsqu'un matériau est parfaitement saturé en eau (l'ensemble des pores est rempli d'eau), le terme de cohésion capillaire est théoriquement nul. En effet, lorsque le matériau est saturé, c'est un peu comme s'il était complètement immergé sous une colonne d'eau. L'absence de phase gazeuse inhibe la formation de pont liquide et donc l'apparition d'une force de cohésion capillaire. Le matériau saturé a le même comportement que le matériau sec et son comportement est uniquement gouverné par la friction physique entre les particules. Pour illustrer cet effet, on peut prendre l'exemple des morphologies des dunes hydrauliques qui sont très comparables (dans leur forme et leur dynamique) aux dunes éoliennes.

Remarque : Les forces capillaires et la friction de surface des particules ne sont pas les seuls phénomènes pouvant générer de la cohésion dans les matériaux granulaires. En particulier, pour les matériaux très fins, des forces de Van der Waals et des forces électrostatiques peuvent en effet devenir importantes et permettre une tenue mécanique du matériau, y compris dans un état saturé (Soulié, 2005 ; Radjaï, comm. pers.)

(b) Matériaux argileux

Bien qu'historiquement d'utilisation plus ancienne, les modélisations expérimentales sous champ gravitaire normal basées sur les argiles sont beaucoup plus rares que celles employant du sable (voir Eisenstadt & Sims, 2005, pour une revue. Cette désaffection tient principalement à la controverse qui accompagne les valeurs de résistance à la déformation et à leur sensibilité vis-à-vis des paramètres expérimentaux (taux de saturation, taux de déformation). Les diverses argiles employées (Montmorillonite, Kaolinite, Bentonite, Illite, Smectite, etc.), sont rarement utilisées à l'état sec mais au contraire toujours mélangées à de l'eau (Liu et al., 1991). Cette manipulation permet d'adapter la densité du matériau (diminution de la densité lorsque le contenu en eau augmente) et donc sa rhéologie et ses propriétés frictionnelles (Terzaghi & Peck, 1948). Cela semble cependant n'avoir qu'une influence limitée sur la géométrie des zones de cisaillement (résultats contradictoires de Maltman, 1987 et Arch et al., 1988).

Par ailleurs, contrairement au sable qui dispose d'une rhéologie faiblement sensible aux vitesses de déformation, les argiles ont un comportement dont la dépendance avec les taux de déformation n'est pas parfaitement établie. Alors que certains travaux montrent qu'une diminution d'un facteur 10 du taux de déformation modifie la géométrie des failles, leur nombre et donc le rejet accommodé sur chacune d'elles (Oertel, 1965), d'autres études réalisées sur quatre ordres de grandeur ne distinguent aucune modification (Arch et al., 1988).

Quelques études expérimentales récentes sont encourageantes et s'accordent à dire que les argiles, avec des densités comprises entre 1.58 et 1.82 g/cm^3 (65 à 50 % d'eau), développent des résistances mécaniques de l'ordre de 0 à 100 Pa (Oertel, 1965 ; Eisenstadt & Sims, 2005). Ces gammes de valeurs sont semblables au sable sec et compatibles avec les valeurs imposées par les lois de dimensionnement. De fait, les auteurs proposent d'utiliser de façon interchangeable le sable sec ou les argiles humides, aussi bien pour des expériences de raccourcissement que d'extension. Les quelques légères différences – surtout dans le style de déformation (plissement et/ou fracturation), les séquences de propagation, la largeur des zones de cisaillement et zones déformées – sont de second ordre et peuvent être mise à profit selon les questions scientifiques abordées.

(c) Matériaux visqueux

Quelques roches sédimentaires comme les argilites ou les évaporites ont un comportement visqueux à l'échelle des temps géologiques. Elles jouent un rôle crucial dans l'évolution de la déformation de certains orogènes car leur faible résistance à la déformation en fait d'excellents niveaux de découplage (très faible friction basale ; voir paragraphe suivant) capables de propager la déformation sur de grande distance. Des chaînes comme le Jura (France), le Zagros (Iran) ou le Potwar (Pakistan) en sont des exemples typiques.

En modélisation analogique, ces matériaux sont souvent représentés par des gommes de silicones visqueuses ou du sirop de glucose (Weijermars & Schmeling, 1986 ; Vendeville & Cobbold, 1987, Ballard et al., 1987, Ballard, 1989 ; Colletta et al., 1991 ; Baby et al., 1995 ; Mugnier et al., 1997 ; Leturmy et al., 2000 ; Barrier et al., 2002 ; Barrier, 2003). Je ne détaille pas ici ces différents matériaux et leurs propriétés physiques (densité, viscosité) car ils sont décrits dans le sous-chapitre suivant traitant la modélisation de la croûte inférieure.

(2) Matériaux de la croûte inférieure

Avant-propos : Je n'aborde pas ici les matériaux destinés à modéliser la lithosphère dans son ensemble car cela se situe au-delà des objectifs de cette thèse. Je conseille aux lecteurs souhaitant avoir davantage de précisions sur le sujet de consulter quelques travaux de thèse récents (Boutelier, 2004 ; Cagnard, 2005) et articles spécialisés (Shemenda, 1992 ; Malavieille & Chemenda, 1997 ; Boutelier et al., 2002, 2003, 2004 ; Pysklywec & Cruden, 2004 ; Cagnard et al., 2006 ; Cruden et al., 2006).

Les matériaux modélisant la croûte inférieure 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 (Eq.IV.28).

Ainsi, beaucoup de travaux ont utilisé dans les années 1980-1990 des silicones élaborés par la société Rhône-Poulenc : par exemple, la gomme de silicone rose Rhodorsil 70 009 (Ballard et al., 1987 ; Nalpas et al., 1999 ; Keep, 2000, 2003 ; Barrier et al., 2002 ; Gestain et al., 2004) ou la silicone Silbione (Cobbold et al., 1993). Toutes les deux possèdent une rhéologie newtonienne aux taux de déformation des modèles et à température ambiante. Les densités se situent entre 1.2 et 1.5 $g.cm^{-3}$ et les viscosités sont comprises entre 10^3 et 10^5 Pa.s.

D'autres travaux ont employé une gomme de silicone transparente (PDMS de type SGM 36) préparée par Dow Corning Ltd (Weijermars, 1986 ; Weijermars et al., 1993 ; Pubellier & Cobbold, 1996 ; Mugnier et al., 1997 ; Leturmy et al., 2000 ; Bonini, 2001, 2003 ; Ellis et al., 2004 ; Marques & Cobbold, 2006). Elle a une densité 0.965 $g.cm^{-3}$ et une viscosité d'environ 5.10^4 Pa.s à température ambiante. Elle possède un comportement newtonien à cette température et pour des vitesses de déformation inférieures à 3.10^{-3} s^{-1}. Cette silicone est parfois « chargée » en éléments granulaires afin de modifier sensiblement ses propriétés : par exemple en ajoutant de la poudre de galène (Cobbold et al., 1993 ; Pubellier & Cobbold, 1996 ; Moore et al., 2005), de la poudre de baryte (Davy & Cobbold, 1991 ; Bonini, 2003 ; Sokoutis et al., 2005), de la poudre d'oxyde de fer (Gutscher et al., 2001 ; Keep, 2000) ou de la poudre d'hématite (Marques & Cobbold, 2006 ; Marques, 2008). Ces apports modifient non linéairement la viscosité et la densité de la gomme (Moore, 2002).

Enfin, quelques travaux utilisent une gomme de silicone intitulée « Mastic Silicone Rebondissant 29» (MSR 29) et produite par CRC Industries (Bonini, 2007). Elle possède une densité proche de 1.12 $g.cm^{-3}$ et une viscosité autour de 1.5 10^4 Pa.s. Cette silicone peut être également affaibli en ajoutant des acides oléiques (Bonini, 2003, 2007 ; Sokoutis et al., 2005). Sa densité diminue alors jusqu'à 1.06 $g.cm^{-3}$ et la viscosité jusqu'à 7.10^2 Pa.s.

Remarque : Pour l'asthénosphère, certains travaux utilisent du miel naturel ou des sirops glucosés équivalents (viscosité de l'ordre de 10^0 - 10^2 Pa.s et densité autour de 1.3 – 1.5 $g.cm^{-3}$; Davy & Cobbold, 1991 ; Cobbold et al., 1993 ; Pubellier & Cobbold, 1996 ; Keep, 2000, 2003 ; Moore et al., 2005 ; Cobbold & Marques, 2006), des mélanges de gypse-glycérol (Bonini, 2003 ; Sokoutis et al., 2005), ou tout simplement de l'eau (Shemenda, 1992).

b) Matériaux des expériences d'érosion – transport

Avant-propos : Les différents matériaux utilisés en modélisation expérimentale des processus morphologiques figurent dans le Tableau.III.1 à la fin du chapitre précédent.

Tout comme en modélisation tectonique, le sable quartzeux est souvent le composant majeur des matériaux employés en modélisation morphologique. Toutefois, les gammes granulométriques employées sont plus vastes, la nature des grains plus diversifiée et les mélanges plus fréquents.

La granulométrie des matériaux utilisés doit être suffisamment fine afin que les grains soient arrachés et mobilisés par le flux d'eau qui s'écoule. Avec des valeurs de débit comprises entre 50 et 500 ml/s pour les expériences de type « canal » et une pluviométrie de l'ordre de 50-100 mm/h pour les expériences de type « boîte d'érosion », la taille médiane des grains employés est quasi-systématiquement inférieure à 100-200 μm. Quelques expériences emploient cependant des sédiments plus grossiers (Schumm et al., 1987 ; Bryan et al, 1998 ; Ouchi, 2004a,b ; Meunier & Métivier, 2003 ; Rieke-Zapp & Nearing, 2005b) mais il s'agit souvent d'études liées à l'érosion des sols (processus de versant et fortes pentes) ou ne nécessitant pas de finesse morphologique (étude alluviale, évolution de knickpoints).

De fait, beaucoup de matériaux sont principalement des mélanges de sables moyens et fins avec des argiles. Ces mélanges peuvent être naturels (loess, limons, ponce ; Yoxall, 1969 ; Gabbard et al., 1998 ; Brunton & Bryan, 2000 ; Lague et al., 2003 ; Rieke-Zapp & Nearing, 2005b ; Frankel et al., 2007) ou bien des mélanges artificiels (Shepherd & Schumm, 1974 ; Gardner, 1983 ; Ouchi, 1985 ; Phillips & Schumm, 1987 ; Wohl & Ikeda, 1997 ; Bryan et al., 1998 ; Hasbargen & Paola, 2000, 2003 ; Ouchi, 2004a,b). D'autres enfin utilisent des matériaux extrêmement fins, qui sont soit homogènes [cendre de bois de Hancock & Willgoose (2001a) ; poudre de silice de Crave et al. (2000), Bonnet & Crave (2003), Babault et al. (2005b) et Turowsky et al. (2006)] soit mélangés [poudre de roche, diatomée, maïzena et kaolinite de Smith (1998)].

Enfin, les expériences développées pour la sédimentologie et la stratigraphie (voir Rohais, 2007 pour une synthèse) utilisent différents matériaux ayant des densités spécifiques plus faibles que celle de la silice (2.65 $g.cm^{-3}$). Ce peut être des poudres de plastique (Métivier et al., 2005 ; Lancien, 2007 ; ρ_{spec} = 1,080 g/cm^3) ou encore des poudres de graphite (Heller et al., 2001 ; Paola, 2000 ; Paola et al., 2001)

B. Propriétés physiques importantes pour cette étude

Parmi les matériaux utilisés dans les dispositifs tectoniques ou morphologiques décrits précédemment, aucune composition déjà employée ne m'a semblé satisfaire simultanément les critères morphologiques, structuraux et sédimentaires requis. Si certains matériaux donnent de bons résultats d'un point de vue déformation (le sable par exemple), les modelés morphologiques sont en revanche assez pauvres. A l'inverse, d'autres compositions donnent de bons résultats morphologiques (la poudre de silice par exemple) mais se déforment avec un style de déformation qui ne convient pas à nos objectifs (voir ultérieurement l'article rédigé sur le matériau expérimental de cette thèse).

C'est pourquoi j'ai été amené à développer un nouveau matériau en testant divers composés granulaires. Afin de définir une composition qui corresponde à nos objectifs de modélisation, il a été nécessaire d'établir un certain nombre de critères (un « cahier des charges » en quelque sorte). Ces critères, dans l'ensemble assez empiriques, ont guidé mes jugements et mes choix dans les mélanges granulaires testés et sélectionnés. Les différents aspects de ces critères concernent à la fois la déformation du matériau, son érosion, son transport mais également sa sédimentation. Enfin, quelques critères expérimentaux plus « pratiques » ont été définis afin d'améliorer l'acquisition des mesures durant les expériences.

Remarque : Ce travail de prospection a débuté lors d'un stage de maîtrise (Graveleau, 2003) et ne s'est jamais arrêté durant le travail de DEA (Graveleau, 2004) et durant cette thèse. Le matériau sélectionné pour les expériences a été en constante amélioration afin de corriger certains aspects jugés limitants. La composition retenue actuellement n'est pas parfaite (certains aspects peuvent être sans doute améliorés) mais elle remplit au premier ordre nos objectifs. C'est pourquoi je me concentrerai sur ce matériau et ses propriétés physiques.

1. Une question d'échelle

Les processus géologiques qui m'intéressent (processus de déformation crustale et processus de surface) font intervenir différentes échelles du matériau granulaire.

Dans la nature, les processus de déformation concernent les forces de volume (poids de la roche) et des forces de contact sur les plans de faille (friction). Les propriétés du matériau granulaires qui sont alors concernés s'observent à l'échelle d'un certain volume de matériau composé de plusieurs millions de particules. Ce volume, le **volume élémentaire de référence (VER)**, constitue le référentiel de l'analyse à l'échelle macroscopique. Les propriétés physiques importantes sont alors la densité apparente (voir définir plus loin dans ce sous-chapitre), l'angle de friction interne et la cohésion. La densité est fonction du degré de compaction du matériau (elle même déterminée par la technique de préparation). L'angle de friction interne dépend de la granulométrie des particules, de leur forme et du degré de compaction. Enfin, la cohésion dépend essentiellement de la teneur en eau dans le matériau.

Pour ce qui est des processus de surface (érosion, transport, sédimentation), les propriétés pertinentes dans le matériau granulaire se situent à une échelle inférieure à l'échelle précédente. Il s'agit de l'échelle mésoscopique (échelle d'une dizaine de grain et de l'interface fluide/particules) ainsi que de l'échelle microscopique (dimension d'une particule). En effet, les processus d'érosion-transport dans les chenaux des expériences consistent en l'arrachage de particules du substratum par l'écoulement d'un fluide à sa surface. Ce fluide, mélange d'eau et de particules en mouvement, exerce une contrainte cisaillante à sa base (voir expression Eq.I.36). Si cette contrainte dépasse le seuil de mise en transport des particules, le chenal arrache la particule et incise. De même pour la sédimentation, une particule transportée par un écoulement

(en roulement/saltation le plus souvent, en suspension plus rarement), se dépose lorsque la contrainte exercée par le fluide est inférieure au poids de la particule (voir le diagramme de Shields ; chapitre I). Les propriétés physiques importantes conditionnant les processus d'érosion-transport-sédimentation se situent donc à l'échelle de la particule, du fluide et de l'interface. Pour cette particule, les propriétés importantes sont le coefficient de friction du grain (rugosité) et la densité spécifique. Pour l'écoulement, la pente topographique du chenal est la variable prépondérante conditionnant la capacité d'incision du chenal (contrainte cisaillante du fluide).

Il faut noter que les processus de versants, comme les glissements de terrain, sont régis par une mécanique de type Mohr-Coulomb analogue à la déformation tectonique de la croûte supérieure. Les propriétés physiques pertinentes déterminant leur comportement sont donc définies à la même échelle (l'échelle macroscopique du VER).

2. Critères de déformation

Dans le sous-chapitre précédent dédié aux matériaux des expériences de déformation, nous avons vu que les matériaux granulaires secs sont bien adaptés à la modélisation de la croûte supérieure car ils répondent au critère de rupture de Mohr-Coulomb. Par ailleurs, ils localisent la déformation le long de zones de cisaillement dont les caractéristiques sont comparables aux failles naturelles.

Toutefois, la modélisation des processus de surface par aspersion de microgouttelettes d'eau et ruissellement de surface limite l'utilisation de matériaux secs car les infiltrations durant les expériences et les phénomènes de surface de type « fente de contraction » ne sont pas souhaités. C'est pourquoi, il est nécessaire d'employer des matériaux préalablement humidifiés (comme dans les expériences morphologiques) et de s'assurer qu'ils continuent de respecter le critère de rupture de Mohr-Coulomb. En particulier, l'angle de friction du matériau doit être analogue à celui des roches naturelles. Ces failles ne doivent pas se former aléatoirement dans le matériau mais respecter le style tectonique des chaînes de montagnes et des expériences tectoniques « à sec ». Ce style est en tout premier lieu caractérisé par la formation d'unités tectoniques longues et bien individualisées (voir notamment les figures I.4.B pour le style naturel et les figures III.7.A ou bien III.19.E pour le style expérimental). Enfin, les valeurs de cohésion et de densité apparente du matériau granulaire sélectionné doivent respecter le rapport de dimensionnement mécanique établi par l'équation IV.21.

3. Critères d'érosion & transport

Comme nous l'avons vu précédemment, il n'existe pas en modélisation morphologique d'équations décrivant la dynamique de l'évolution des paysages à partir desquelles il serait possible d'extraire des nombres sans dimensions (Turowsky et al., 2006). Par conséquent, la recherche et la définition des matériaux dans les expériences « morphologiques » ne sont pas guidées par les mêmes exigences physiques et ne possèdent donc pas autant de critères restrictifs qu'en modélisation tectonique. Elle suit cependant un certain nombre de règles de « bon sens » physique et géologique afin de trouver des matériaux ayant des propriétés et des comportements qui conviennent aux questions scientifiques abordées. On peut considérer qu'il existe un critère physique fondamental qu'il est important d'examiner dès lors que l'on cherche à modéliser les processus morphologiques : il s'agit de l'**érodabilité**.

L'érodabilité est une propriété d'un matériau qui décrit sa capacité à être érodé. Elle s'exprime en m^2/s $[L^2.T^{-1}]$ et correspond à une vitesse d'érosion surfacique. Cette grandeur physique peut être illustrée simplement dans la nature par l'observation du phénomène « d'érosion différentielle ». Ainsi, si l'on imagine deux formations différentes soumises aux

mêmes conditions météorologiques, le contraste lithologique peut générer des morphologies soulignant les formations résistantes et excavant les formations tendres. Cette observation tend à indiquer que l'érodabilité dépend fortement des propriétés physiques intrinsèques du matériau (porosité, perméabilité, cohésion, etc.) mais également de facteurs externes (la température, la capacité d'abrasion de l'agent érosif, etc.). L'érodabilité d'un matériau expérimental définit donc, pour les conditions d'érosion (précipitation) et de déformation (surrection) donnée, sa réponse morphologique et son style topographique. Sur la base d'observation des topographies naturelles (observations directes sur le terrain ou observations de prises de vues satellite), force est de constater que les morphologies naturelles se caractérisent par un certain nombre de traits communs : par exemple le découpage en bassins versants, la chenalisation des écoulements, la présence de crêtes, etc. Dans cette étude, je souhaite dans un premier temps utiliser un matériau homogène pour l'ensemble du modèle. Je simplifie donc à l'extrême les conditions naturelles en ignorant les contrastes lithologiques. Afin que ce matériau réponde de façon « satisfaisante » aux conditions « tectoniques » et « climatiques » imposées dans les modèles en générant des morphologies « réalistes », il doit posséder une érodabilité moyenne qui permette la coexistence des différents processus qui modèlent la topographie (essentiellement les processus gravitaires et les processus fluviatiles). Pour guider au mieux cette recherche de matériau, il est essentiel de comprendre comment les propriétés physiques intrinsèques des matériaux granulaires influencent son érodabilité.

Remarque : Cette érodabilité des matériaux est en quelque sorte prise en compte dans les expressions analytiques des modèles d'érosion-transport fluviatile (Eq.I.45) et des versants (Eq.I.47) sous la forme des coefficients «K ». Pour le modèle d'incision, ce paramètre est directement nommé l'érodabilité du substrat. Dans le second modèle, il s'agit du coefficient de diffusivité.

a) Propriétés du matériau

Dans les dispositifs expérimentaux étudiant les processus morphologiques, peu de travaux font état des caractéristiques d'érosion de leurs matériaux. Pourtant, il s'agit en grande partie des mêmes matériaux qu'en modélisation tectonique (sables plus ou moins fins, d'argiles ; voir Tableau III.1). Les propriétés physiques importantes et discriminantes qui président au choix de ces matériaux sont donc identiques. Il s'agit principalement de la densité, de l'angle de friction interne, de la cohésion et de la forme des grains. Toutefois, la présence d'eau dans les modélisations morphologiques modifie grandement leurs propriétés physiques. Sa présence fait intervenir plusieurs grandeurs physiques qui vont également avoir leur importance : il s'agit de la porosité et de la perméabilité.

(1) Influence de la densité sur l'érodabilité

Avant toute chose, il faut distinguer la densité propre des grains de matière (la **densité spécifique** ou **densité intrinsèque** ; *specific density*), de celle du matériau granulaire ou de la poudre dans son ensemble (la **densité apparente** ; *bulk density*). Dans les précédents travaux de modélisation expérimentale, la densité apparente est fréquemment donnée tandis que la densité spécifique est souvent implicitement définie (l'usage de sable quartzeux implique une densité des grains autour de 2.65).

Dans les expériences « morphologiques », la densité apparente est donnée car elle permet d'apprécier la rhéologie du matériau (contenu granulaire, teneur en eau) et est en outre une grandeur macroscopique permettant de répéter la préparation du matériau. Dans les expériences

qui m'intéressent, il s'agit d'une grandeur fondamentale qu'il faut quantifier avec précision car elle intervient directement dans les règles de dimensionnement des expériences (Eq.IV.21). Sa valeur doit donc être dimensionnée vis-à-vis de la cohésion, de la gravité et des dimensions caractéristiques du modèle afin de considérer le matériau expérimental comme analogue aux roches de la croûte supérieure.

Concernant la densité spécifique (densité des grains), elle doit être considérée en relation avec la granulométrie des particules. Leur apparition conjointe dans les nombres sans dimensions du « cisaillement de Shields » (Eq.I.37) et du nombre de Rouse (Eq.I.40) indique qu'il s'agit de paramètres fondamentaux caractérisant la mise en mouvement des particules et leur dépôt. Ainsi, le rapport entre la densité des particules et ses dimensions détermine si, pour des conditions d'érosion données (taux de précipitation), l'écoulement de surface peut ou non arracher, transporter et déposer les particules. De fait, les gammes de densité des particules qui peuvent être utilisées n'ont en principe pas de limites. Elles doivent juste être associées à des granulométries dimensionnées par rapport à la puissance de l'écoulement qui arrache et transporte les grains de matière.

(2) Influence des paramètres frictionnels sur l'érodabilité

A sec, la granulométrie (taille, polydispersité) et la forme des grains (sphéricité, angulosité) font partie intégrante des propriétés des matériaux granulaires déterminant leur friction et leur cohésion. Si le matériau est humidifié (sous-saturé), les ménisques d'eau aux contacts des grains ajoutent non seulement une composante de cohésion supplémentaire en raison des forces d'attraction capillaire entre les grains (Lague, 2002 ; Soulié, 2005 ; Bonnet & Crave, 2006) mais modifie également les propriétés de surfaces des grains (effet de lubrification). Cette cohésion capillaire détermine alors l'essentiel de la capacité du matériau à se séparer de ses particules sous l'effet des forces d'écoulement. Elle procure également les forces nécessaires au maintien des pentes topographiques et au modelage des morphologies (Crave et al., 2000 ; Lague et al., 2003 ; Turowsky et al., 2006, Bonnet & Crave, 2006). Pour des mélanges très fins, la quantité d'eau ajoutée augmente significativement la cohésion inter-particulaire et détermine sa rhéologie et son érodabilité (Crave et al., 2000 ; Soulié, 2005). En particulier, Crave et al. (2000) notent une modification importante de l'angle de friction de leur matériau (une poudre de silice) entre 25 et 35 % d'eau. C'est pourquoi, ils réalisent leurs expériences avec une teneur en eau définie et constante autour de 27 %. De même Lague et al. (2003) et Turowsky et al. (2006) précisent que leurs préparations à base de loess et de poudre de silice sont également saturées en eau et avoisinent une teneur en eau de 18%.

Dans le cas de mélanges de matériaux, l'ajout de particules fines (silt, argiles) permet de combler les « vides » (les pores) entre les grains. Cela augmente la compacité et donc le coefficient de friction. D'autre part, leur comportement extrêmement cohésif en présence d'eau permet de « cimenter » les particules grossières. Cela concourt à augmenter de manière significative la cohésion du mélange et à diminuer de fait son érodabilité. A l'inverse, et selon les mêmes mécanismes, en ajoutant une proportion croissante d'éléments arrondis (microbilles de verre) dans une pâte de poudre de silice (grains très anguleux), la résistance du matériau diminue et la vitesse d'érosion augmente (Bonnet & Crave, 2006 ; voir fig.III.15.B&B').

Les travaux précurseurs de Schumm et collaborateurs dans les années 1970-1980 (Shepherd & Schumm, 1974 ; Gardner, 1983) ont quantifié la cohésion de leur matériau en effectuant un test sur une boîte de cisaillement direct. Pour leur mélange à base de sable (70%), silt-argiles (11%) et kaolinite (11%), ils trouvent une valeur de 112.5 g/cm^2 (112.5 Pa). Cette valeur est équivalente sur l'ensemble de l'épaisseur du matériau (76.2 cm) malgré la différence de teneur en eau entre la surface (18.3%) et la base (21.5%) due à un temps de latence important entre la préparation et le déroulement de l'expérience.

(3) Influence de la porosité – perméabilité sur l'érodabilité

Les propriétés de porosité et de perméabilité sont fondamentales pour modéliser les processus d'érosion-transport car elles conditionnent les capacités d'infiltration et de ruissellement de l'eau s'écoulant en surface. Elles ont une influence sur les mécanismes d'érosion/transport et l'évolution de la morphologie. La porosité et la perméabilité dépendent directement des propriétés intrinsèques des grains (granulométrie, morphologie des grains, sphéricité) mais également des techniques de préparation et de mise en place des matériaux (densité apparente, degré de compaction). C'est pourquoi, pour des matériaux très fins avec une perméabilité très faible (Lague et al. 2003) voire quasi-nulle (Turowsky et al., 2006), l'essentiel de l'eau diffusée sur le modèle s'écoule en surface et incise le matériau. La morphogenèse est alors entièrement guidée par le ruissellement. Toutefois, si la perméabilité dans le matériau est plus importante, les infiltrations d'eau en surface du modèle sont susceptibles d'affaiblir le matériau, de le rendre sensible aux forces gravitaires et donc de favoriser les mouvements en masse sur les versants.

La perméabilité des matériaux expérimentaux est rarement quantifiée dans les précédents travaux. Seuls Phillips & Schumm (1987) trouvent une valeur de conductivité hydraulique de $3{,}04.10^{-4}$ cm/s ($3{,}1.10^{-13}$ m^2 = 310 mDarcy) pour leur préparation à base de sable fin (60%), sable moyen (20%) et silt-argiles (20%). Dernièrement, Rohais (2007) a mesuré la perméabilité de la poudre de silice utilisée dans les expériences de Géosciences Rennes (Bonnet & Crave, 2003 ; Babault et al., 2005b). Il trouve une faible perméabilité de l'ordre de 10mDarcy. Enfin, quelques travaux de modélisation tectonique ont quantifié la perméabilité à l'air de matériaux granulaires secs (Cobbold & Castro 1999, Cobbold et al., 2001 ; Mourgues & Cobbold, 2003). Ils trouvent des perméabilités de l'ordre de 1 000 à 100 000 mDarcy.

Dans nos expériences, la perméabilité ne doit pas être trop faible car elle est susceptible de favoriser les mouvements gravitaires sur les versants des modèles (glissement en masse, solifluxion) et ainsi d'empêcher la formation de surplombs. C'est pourquoi je n'ai pas cherché à réduire de manière excessive la granulométrie des particules testées. Je me suis par ailleurs intéressé à certains matériaux pouvant présenter des perméabilités assez importantes (microbilles de verre, granules de plastique).

b) Propriétés du fluide

Les propriétés du fluide sont très importantes car elles interviennent aussi bien dans les propriétés du matériau saturé que dans « l'agressivité » de l'agent d'érosion. Le fluide est en effet utilisé pour mouiller le matériau et pour le système de brumisation. Par commodité et sécurité, il est plus évident d'utiliser des fluides neutres qui n'attaquent pas chimiquement les particules du matériau.

(1) Densité

Si l'on considère la possibilité d'une érosion générée par l'impact des gouttes d'eau, la densité du fluide (en relation avec la taille des gouttes), détermine l'énergie d'impact des projectiles à la surface du matériau. L'importance de cette énergie par rapport à la cohésion du matériau conditionne alors si des particules peuvent être arrachées et mises à disposition des écoulements de surface. Sinon, la densité du fluide intervient surtout dans les expressions du transport et de l'incision fluviale. En effet, il s'agit d'une grandeur fondamentale de l'expression de la puissance du courant (*stream power*) et en particulier dans l'expression de la contrainte

cisaillante qu'exerce le fluide à la surface du matériau : $\tau_b = \rho_{eau}.g.h_{eau}.S$ (Eq.I.36). Par conséquent, la densité du fluide doit être suffisamment élevée pour permettre dans les conditions des expériences (pentes des modèles, épaisseur de l'écoulement, gravité) l'arrachage des particules du « substratum ».

(2) Viscosité

La viscosité du fluide intervient dans le nombre de Reynolds de l'écoulement (Eq.IV.29), le nombre de Reynolds particulaire (Eq.I.38) et le nombre de Rouse (Eq.I.40). Elle constitue donc une variable importante conditionnant la dynamique de l'écoulement (laminaire, turbulent), le seuil de mise en mouvement des particules et leurs conditions de dépôt. Les faibles viscosités accentuent l'érodabilité du matériau car elles permettent un écoulement plus rapide sur les pentes des modèles qui atteignent plus facilement le seuil d'incision et de transport des particules.

(3) Tensions superficielles

Les tensions superficielles (ou tensions de surface) correspondent à la force de tension qui existe à la surface de séparation entre le fluide et le grain. A faible teneur en eau, elle est en partie responsable des forces capillaires liant deux grains de matière. Il s'agit d'un paramètre significatif contrôlant la cohésion du matériau (Van Mechelen, 2004). Toutefois, si cet effet peut être important à faible teneur en eau, il devient moins important proche de la saturation.

c) Mécanismes d'érosion & Morphologie

La richesse des processus d'érosion-transport dans la nature est inévitablement simplifiée dans les travaux expérimentaux focalisés sur la morphologie. Généralement, beaucoup font l'hypothèse que l'essentiel des forces érosives et forces de transport de matière dans les bassins versants résulte du ruissellement en surface et du détachement des particules du lit sous l'action cisaillante du fluide en écoulement. Ils utilisent alors principalement l'aspersion de microgouttelettes d'eau à la surface du modèle comme agent d'érosion. Le diamètre des gouttelettes projetées (de l'ordre de quelques dizaines à centaines de micromètres) n'est bien évidemment pas dimensionné vis-à-vis des gouttes de pluie naturelle (discussion dans un sous-chapitre précédent). Néanmoins, en limitant l'effet d'impact de ces gouttelettes, le ruissellement de surface génère un écoulement ayant l'énergie cisaillante suffisante pour arracher des particules sur les versants et dans le lit des chenaux. Les processus de versants (mouvement gravitaires essentiellement) peuvent être très importants et la conséquence de phases d'incision marquées (propagation de knickpoints : Bigi et al., 2006), limités (Pelletier, 2003) ou bien quasiment supprimés (Lague et al., 2003).

Dans notre dispositif, nous souhaitons modéliser une morphologie naturelle de piémonts de chaînes avec les différentes composantes majeures de sa topographie et les principaux mécanismes d'érosion-transport. Ces mécanismes sont principalement l'incision dans les chenaux et les mouvements gravitaires sur les versants. Dans les modèles, ces deux catégories de processus doivent être proportionnées correctement pour permettre la formation d'une morphologie respectant les dimensions caractéristiques des objets naturels. Par exemple, il s'agit de conserver des rapports d'échelle entre les dimensions des bassins versants, les largeurs des rivières, les hauteurs des reliefs, les dénivelés des terrasses, etc. Pour cela, les processus d'incision ne doivent pas être trop importants sinon il se forme des gorges profondes et irréalistes. De même, les processus de versants doivent être limités afin de permettre la formation

d'un bassin versant et l'installation d'un réseau hydrographique. La morphologie expérimentale souhaitée dans nos modèles doit développer des bassins versants où le ruissellement et l'écoulement d'eau permettent de former des chenaux (des rivières). Entre ces bassins versants, l'activité prolongée des différents processus d'érosion doit permettre la formation de lignes de crêtes. Ces lignes de crêtes sont à mon sens des marqueurs de la maturité d'une topographie qui traduisent une évolution pondérée entre l'influence des processus de surface, des processus tectonique (surrection) et la résistance du substrat (lithologie). Enfin, la morphologie du réseau de drainage doit être hiérarchisée et son évolution doit permettre la formation et la préservation de marqueurs morphotectoniques (comme des terrasses).

4. Critères de sédimentation

Outre le développement de modelés morphologiques d'un grand détail, un de nos objectifs principaux est de modéliser l'enregistrement sédimentaire syntectonique. Nous avons en effet vu qu'il s'agit d'un processus influençant l'évolution d'un piémont et qui est susceptible d'enregistrer des informations sur l'évolution des reliefs (voir chapitre I). Afin de développer la stratification de ces dépôts, la ségrégation des particules durant le transport a été encouragée. L'utilisation de matériaux ayant des granulométries étalées et des densités spécifiques contrastées a donc été privilégiée car chacune des granulométries et densités dispose de distances caractéristiques de transport spécifiques favorisant le tri des particules.

5. Critères expérimentaux

Il a été nécessaire d'établir quelques critères expérimentaux afin de faciliter le déroulement des expériences et l'acquisition des mesures. En tout premier lieu, il a été nécessaire d'optimiser la texture du matériau afin d'améliorer la qualité des prises de vue photographiques (netteté, contraste). L'utilisation de particules de couleur contrastée a donc été encouragée. Par commodité, j'ai privilégié l'utilisation de composés aux couleurs naturelles différentes plutôt que d'employer des matériaux colorés artificiellement.

D'autre part, la nécessité de réaliser des coupes au stade final des expériences impose l'utilisation d'un fluide qui disparaît progressivement du matériau. Il est en effet impossible de découper le modèle immédiatement après l'expérience car le matériau est gorgé de liquide et donc très délicat à manipuler. J'ai donc choisi un fluide qui s'écoule au sein du matériau ou s'évapore naturellement. D'autre part, la réalisation des coupes finales a limité l'utilisation de matériaux visqueux pour les domaines inférieurs du modèle (matériaux de type silicone). Lors de la découpe (qui peut prendre plusieurs journées), ces matériaux auraient en effet flué, détruisant ainsi tous les détails structuraux, morphologiques et sédimentaires qui nous intéressent. J'ai pour cela préféré un matériau qui ne flue pas au cours du temps.

Enfin, sur un aspect purement pratique, nous souhaitions réaliser des expériences qui ne durent pas plus de quelques jours car cela entraîne des problèmes logistique (surveillance de l'enregistrement des données, des dispositifs d'aspersion, d'enroulement du film basal) et la réalisation de périodes d'astreinte nocturne. Nous voulions en effet éviter les arrêts prolongés des expériences durant la nuit (plusieurs heures) car les grandes dimensions du modèle et ses caractéristiques physiques (notamment la perméabilité) n'assurent pas une reprise de l'expérience dans des conditions identiques à celle de l'arrêt. C'est pourquoi, comme nous le verrons dans l'article présenté ultérieurement, cela a nécessité l'emploi d'un matériau qui, aux conditions de raccourcissement tectonique (quelques cm/h) et taux de précipitation des expériences (30 mm/h), s'érodent avec des vitesses de l'ordre du millimètre par heure.

C. Les Matériaux de cette étude

J'ai analysé une grande variété de matériaux granulaires afin de déterminer leurs caractéristiques physiques (granulométrie, forme des particules, densités, etc.) et leurs comportements à l'érosion et à la déformation. J'ai choisi de tester un éventail de produits le plus large possible afin de sélectionner dans les comportements observés les plus adaptés aux critères physiques énoncés précédemment. Pour les sélectionner, j'ai mis en avant leur caractère inorganique et la diversité de leurs granulométries et leurs densités. J'ai volontairement écarté les matériaux organiques afin de m'affranchir d'éventuels problèmes d'altération (fermentation notamment) et variations des propriétés physiques. Je me suis plutôt focalisé sur des matériaux inertes car ils présentent des propriétés physiques suffisamment stables au cours du temps, d'une expérience à la suivante.

D'autre part, durant ce travail de prospection, j'ai essayé de tester un maximum de matériaux présentant une densité spécifique comprise entre celle de l'eau (1 $g.cm^{-3}$) et environ 3 - 4 $g.cm^{-3}$. Le choix de ces bornes correspond aux limites des conditions de transport des particules souhaitées par les écoulements de surface des expériences (écoulement d'eau). En dessous de la borne inférieure ($\rho_{spec} < 1$ $g.cm^{-3}$), les particules « flottent » et sont susceptibles d'être transportées en suspension sur de grande distance. Au-dessus de la limite supérieure ($\rho_{spec} > 3 - 4$ $g.cm^{-3}$), le poids du grain est trop important pour que l'écoulement l'entraîne et la distance de transport caractéristique est alors beaucoup plus courte.

Enfin, la sélection des densités de particules s'accompagne nécessairement d'un choix sur les granulométries étudiées. Pour les mêmes raisons de facilité du transport des particules, je me suis limité aux granulométries inférieures à 250 μm. Il s'agit approximativement de la limite supérieure des tailles de particules érodables et transportables sous les taux de précipitation employés (environ 20-30 mm/h) et les écoulements d'eau en surface. Comme limite inférieure, nous avons vu que le dimensionnement géométrique nous imposait en théorie de descendre aussi bas que possible. Toutefois, les particules les plus fines génèrent avec l'eau des forces de tension superficielles et des forces électrostatiques à l'origine de fortes cohésions interparticulaires incompatibles avec l'usage d'un matériau s'érodant facilement et rapidement. C'est pourquoi, j'ai choisi de tester des matériaux très fins dans l'idée de les utiliser en petite proportion dans un matériau mixte.

1. Propriétés physiques des matériaux utilisés

a) Morphologie des grains

(1) Protocole : Microscope Electronique à Balayage

Les différents matériaux granulaires ont été photographiés grâce au Microscope Electronique à Balayage (MEB) du service commun de Microscopie de l'Université de Montpellier II. Cela a permis de caractériser qualitativement la surface des grains ; en particulier leur rugosité, leur angulosité et leur sphéricité.

(2) Résultats

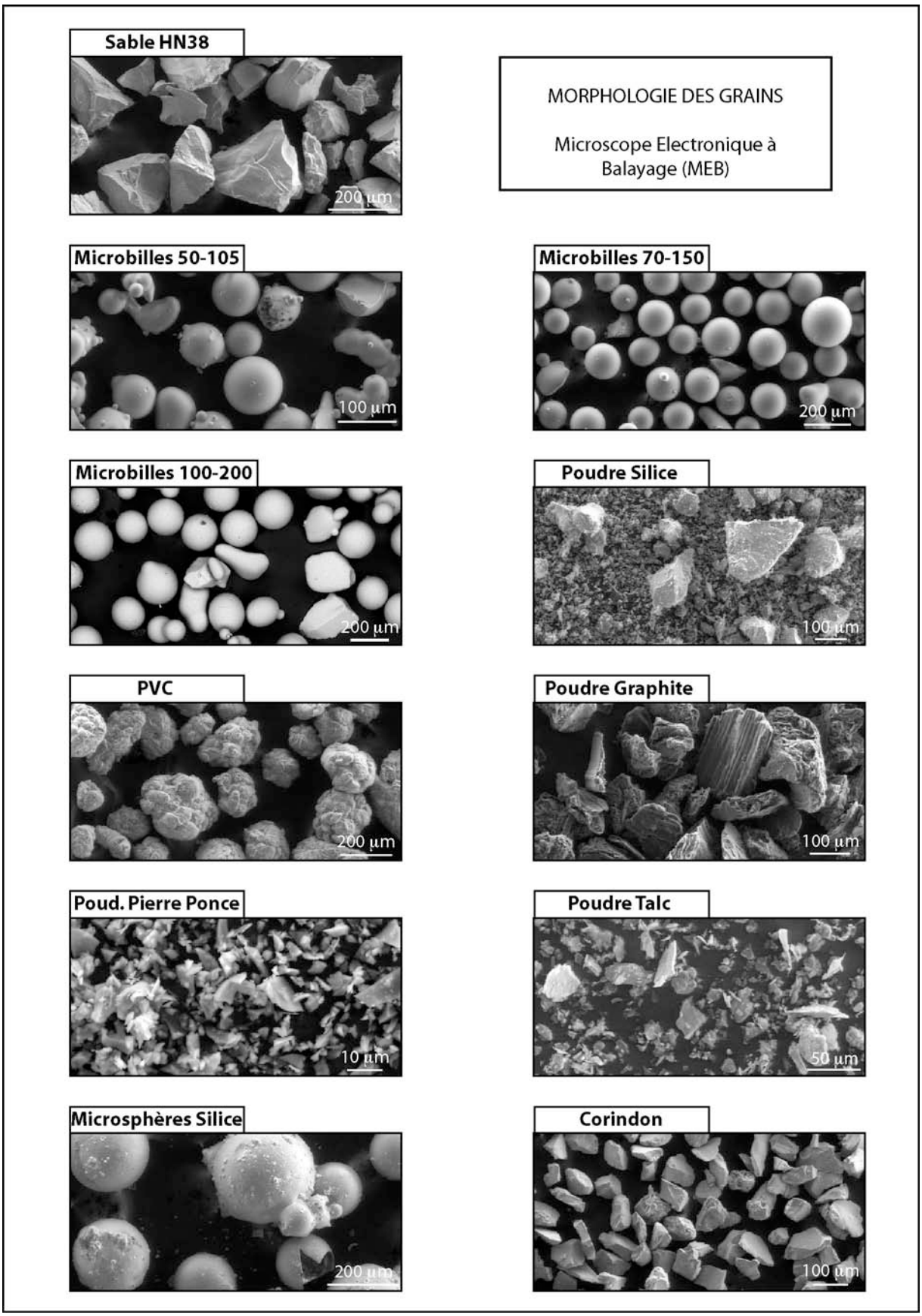


Fig.IV. 5 : Micro-photographies au microscope électronique à balayage des matériaux analysés.

(3) Commentaires

Les différents matériaux granulaires analysés possèdent des caractéristiques morphologiques très différentes (fig.IV.5). Il s'agit aussi bien de particules sphériques quasiment parfaites (notamment les différentes gammes de microbilles de verre ou bien les microsphères de silice) que de particules très anguleuses (sable, poudre de silice, graphite, pierre ponce, corindon), de feuillets (talc) ou encore de grains globuleux (PVC). Ces différences majeures proviennent des modes de fabrication de ces différents matériaux.

Les microbilles et microsphères sont des matériaux artificiels obtenus par fusion d'un mélange de silice et de soude ($NaO\text{-}SiO_2$) injecté dans du vide et cristallisé instantanément (trempe). Ceci explique la géométrie parfaitement sphérique de la majorité des particules mais également les formes parfois plus irrégulières (sortes de « bourgeons globulaires ») soudées à des particules plus grosses. Il semble que ces irrégularités soient plus fréquentes pour la granulométrie fine analysée (microbille 50-105 μm) que pour les plus grossières (70-150 et 100-200 μm). Les microsphères de silice possèdent les mêmes caractéristiques morphologiques (forte sphéricité, irrégularités globulaires de surface) mais sont « creuses » au lieu d'être « pleines » (remarquer la « coquille d'œuf » en bas à droite de l'image ; fig.IV.5). Cela a un effet direct sur la densité spécifique de la particule (2.5 $g.cm^{-3}$ dans le cas des microbilles et 0.7 $g.cm^{-3}$ dans le cas des microsphères).

Les particules anguleuses proviennent pour leur part essentiellement du broyage de matériaux naturels ou artificiels. Par exemple, la poudre de silice résulte du broyage de sable quartzeux naturel ; la poudre de pierre ponce provient du broyage de sédiments volcaniques pyroclastiques ; la poudre de talc résulte du broyage de minerais de talc et le graphite provient du concassage de graphite naturel. Le corindon résulte quant à lui du broyage de matériaux artificiels. Noter dans tous les cas la formation de particules très anguleuses aux arêtes souvent très finement ciselées (pierre ponce).

Enfin, la poudre de plastique (PVC) possède une géométrie de surface très singulière avec un aspect « floconneux ». Cet aspect confère aux particules une géométrie dans l'ensemble globulaire mais une surface spécifique importante et très irrégulière caractérisée par de nombreuses anfractuosités.

Remarque : Par la suite, je dénommerai les différentes poudres de ce travail (poudre de plastique, poudre de graphite, poudre de talc, poudre de pierre ponce) directement par le minéral ou la roche à laquelle elles correspondent ; cela afin de ne pas surcharger le texte avec l'emploi récurrent du terme « poudre ». Seule la poudre de silice sera toujours dénommée de la même façon afin de ne pas créer de confusion avec le sable et les microbilles de verre qui sont eux aussi des composés siliceux.

b) Granulométrie

(1) Protocole

La granulométrie des différents matériaux a été mesurée grâce à un granulomètre laser (BECKMAN COULTER LS 13 320) appartenant à la plate-forme Gladys hébergée au laboratoire Géosciences Montpellier.

(2) Résultats

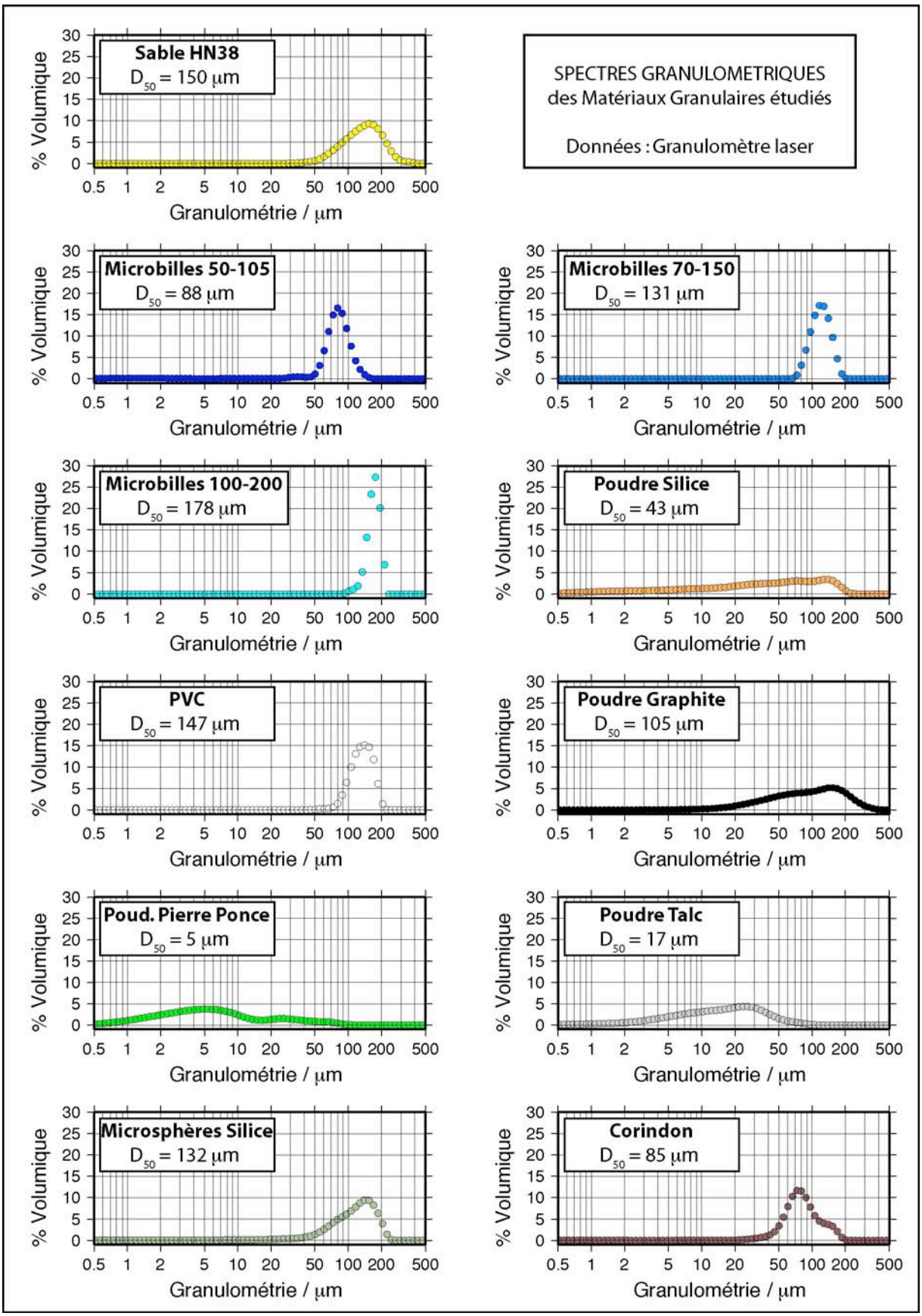


Fig.IV. 6 : Spectres granulométriques des différents matériaux granulaires testés durant ce travail.

(3) Commentaires

Les spectres granulométriques des matériaux granulaires sont représentés sur des diagrammes semi-logarithmiques (fig.IV.6). En abscisses, les granulométries sont exprimées sur une échelle logarithmique afin d'imager la dynamique du spectre vers les fines particules. En ordonnées, la quantité de particules appartenant à chacune des classes granulométriques mesurées est exprimée en pourcentage volumique. Elle représente le pourcentage du volume total de sédiments analysé qui appartient à une classe granulométrique définie selon des normes standard internationales.

Les résultats montrent que les matériaux analysés ont des spectres granulométriques de forme très différentes (fig.IV.6). Il s'agit de profils en cloche très resserrés pour les microbilles de verres et le PVC, de profils plus évasés pour le sable, le corindon et les microsphères de silice et enfin de profils granulométriques très larges pour les poudres (poudres de silice, graphite, pierre ponce, talc). Ces derniers s'étalent depuis des particules extrêmement fines (quelques microns) jusqu'à des particules grossières (quelques centaines de micromètres). Dans le détail, les matériaux les plus fins de ce travail sont les poudres de pierre ponce (médiane D_{50} à 5 μm), le talc (D_{50} = 17 μm) et la poudre de silice (D_{50} = 43 μm). Ensuite une série de matériaux possèdent des médianes comprises autour de 100 ± 15 μm (corindon : D_{50} = 85 μm ; microbilles 50-105 : D_{50} = 88 μm ; graphite : D_{50} = 105 μm). Enfin, les particules les plus grossières sont les deux gammes de microbilles de verre 70-150 (D_{50} = 131 μm) et 100-200 (D_{50} = 178 μm), les microsphères de silice (D_{50} = 132 μm) et le sable (D_{50} = 150 μm).

c) Masses volumiques

Il faut distinguer la masse volumique propre des particules (**masse volumique spécifique / intrinsèque**) de la masse volumique du matériau granulaire dans son ensemble (**masse volumique apparente**). Par la suite, j'utiliserai de manière équivalente les termes « masse volumique » et « densité » (**densité spécifique, densité apparente**) puisqu'ils se réfèrent à la même grandeur physique (simplement normalisée par l'eau dans le second cas).

(1) Protocole

(a) Masse volumique spécifique

Dans ce travail, j'ai considéré les masses volumiques spécifiques fournies par les fabricants. J'ai vérifié quelques-unes de ces valeurs grâce à un dispositif de mesure qui consiste à mesurer le volume d'eau occupé par une masse connue de matériau granulaire (fig.IV.7.A). Pour cela, une éprouvette est remplie d'un volume d'eau (V = 300 ml). Une masse connue de matériau (M = 200 g) est ajoutée et la différence de volume d'eau par rapport au stade initial est mesurée. Cette masse représente le volume de matériau. Pour les quelques échantillons testés, les mesures sont équivalentes à celles du fabricant, avec un écart d'environ 5 à 10%. Dans la suite de ce travail, j'utiliserai les valeurs du fabricant lorsque celles-ci sont disponibles.

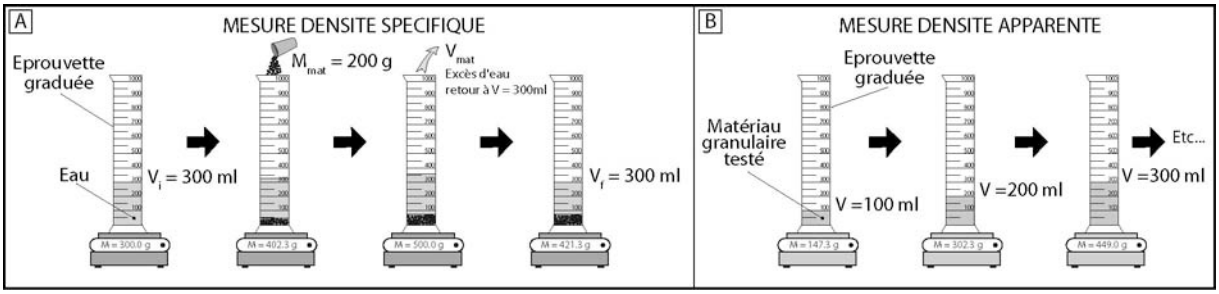


Fig.IV. 7 : Protocole de mesure des densités spécifiques et apparentes des matériaux granulaires. *A) Mesure de la densité spécifique. Cela consiste à mesurer le volume d'eau déplacé par une masse connue de matériau. B) Mesure de la densité apparente (d'après Cobbold & Castro, 1999). Cela consiste à mesurer la masse de volumes successifs incrémentaux de matériau. Cette dernière méthode, bien que non basée sur des mesures de volumes indépendants (vidage et remplissage pour chacun des essais), permet de contraindre statistiquement une valeur de densité apparente.*

Remarque :

Dans le cas d'un matériau granulaire mixte, il est possible d'estimer une masse volumique spécifique moyenne ($\overline{\rho}_{spec}$) à partir d'un simple bilan de masse ou de volume.

Soit un matériau granulaire sec composé de « i » ingrédients. Le volume total de ce matériau est :

$$V_{tot} = \sum_i V_i \qquad \text{Eq.IV. 47}$$

d'où

$$\frac{M_{tot}}{\overline{\rho}_{spec}} = \sum_i \frac{M_i}{\rho_i} \qquad \text{Eq.IV. 48}$$

et

$$\frac{1}{\overline{\rho}_{spec}} = \sum_i \frac{\chi_m^i}{\rho_i} \qquad \text{Eq.IV. 49}$$

avec $\chi_m^i = \frac{M_i}{M_{tot}}$ la proportion massique du composé i Eq.IV. 50

Enfin :

$$\overline{\rho}_{spec} = \left(\sum_i \frac{\chi_m^i}{\rho_i} \right)^{-1} \qquad \text{Eq.IV. 51}$$

Cette expression sera utilisée par la suite afin d'estimer une masse volumique spécifique « moyenne » du matériau composite sélectionné.

NB : Il existe une relation équivalente utilisant les proportions volumiques $\chi^i = V^i/V_{tot}$ du type :

$$\overline{\rho}_{spec} = \sum_i \chi_v^i \cdot \rho_i \qquad \text{Eq.IV. 52}$$

(b) Masse volumique apparente

La masse volumique apparente des matériaux granulaires peut être très simplement estimée en mesurant la masse de plusieurs volumes de matériau (fig.IV.7.B ; Cobbold & Castro, 1999). La pente de la régression linéaire établie entre la masse et le volume des différentes mesures donne la masse volumique apparente. Généralement, la corrélation est bonne et traduit une faible compaction du matériau lors des différentes étapes incrémentales d'ajout de matériau. Durant ce

travail, la masse volumique a été mesurée à la fois pour des matériaux secs et « saturés » en eau (voir ci-dessous pour une définition de la saturation).

Mesure à sec :

La mesure à sec vise à contraindre les propriétés des matériaux dans des conditions les plus simples possible. Les matériaux « secs » employés proviennent directement des sacs de conditionnement stockés dans un lieu sec et ventilé (hygrométrie ambiante autour de 60-70 % et température voisine de 15-20 °C). Les matériaux n'ont pas été systématiquement étuvés préalablement aux tests car cela n'a pas été jugé nécessaire au vue de leur texture à la sortie des sacs. Les tests ont été réalisés sur des matériaux saupoudrés et vibrés. Par la suite, je commettrai souvent l'abus de langage de parler de propriétés « saupoudrées » ou « vibrées » (par exemple : la densité « vibrée », la porosité « vibrée », etc.). Ce choix a été motivé afin d'alléger la structure des phrases. Le saupoudrage a été réalisé avec une salière à une hauteur voisine de 30 cm au-dessus de la surface du remplissage. Les mesures « vibrées » ont été effectuées en déposant progressivement le matériau dans l'éprouvette et en frappant régulièrement sa base sur un support rigide. Je n'ai pas réalisé de tests avec des matériaux déposés dans l'éprouvette car cette mesure dépend étroitement des conditions de compaction du matériau dans son emballage (matériaux « aéré », matériau tassé, etc.) et faiblement répétable. Plusieurs tests ont montré que cette méthode de préparation donne des valeurs de densité les plus faibles qui soient (Schellart, 2000).

Mesure à saturation en eau :

La mesure des propriétés à saturation en eau vise à contraindre les propriétés des matériaux dans des conditions comparables à celles des expériences (pour plus de détail concernant la définition de la saturation en eau et ses conséquences physiques sur le comportement mécanique du matériau, se référer à l'encart grisé précédent dans ce chapitre). Les matériaux sont jugés saturés en eau lorsque l'ajout prolongé de liquide dans le matériau sec n'est plus absorbé par la porosité. Pour les matériaux granulaires les plus grossiers (microbilles de verre, sable, corindon, PVC, graphite), cette saturation est déterminée visuellement par la persistance d'une pellicule d'eau en surface du matériau. Pour les composés les plus fins, (poudre de talc, pierre ponce), il est difficile de déterminer visuellement le passage d'un régime sous-saturé à sur-saturé. Le qualificatif « saturé » employé pour ces matériaux doit donc être pris avec beaucoup de précaution. Toutefois, il correspond au rapide changement de comportement de ces poudres lorsque la proportion d'eau augmente : passant d'un régime plastique à un régime liquide (bien que non quantifiée, cette limite devrait correspondre sensiblement à la limite de liquidité définie en géotechnique par les essais d'Atterberg). Cette précaution est a fortiori valable pour les microsphères de silice qui, avec une densité spécifique de 0.7, ne peuvent par définition pas être saturées en eau (les particules « flottent »).

D'un point de vue pratique, des contraintes expérimentales ont empêché de réaliser ces tests « saturés » avec des matériaux saupoudrés. Le saupoudrage et la saturation simultanés sont en effet délicats et très imprécis dans une éprouvette car des particules s'agglomèrent sur les parois. C'est pourquoi j'ai effectué ces mesures avec des matériaux préalablement saturés dans un récipient et déposés manuellement dans des volumes de référence. Ces mesures correspondent à un état de compaction moyen. Elles ont été comparées avec des mesures isolées faites sur des échantillons ayant servi aux tests de perméabilité (voir sous chapitre suivant). Lors de ces tests, la compaction était importante (quasi maximale) afin d'éviter tout mouvement de particules sous l'action du fluide percolateur sous pression.

(2) Résultats

(a) Masse volumique spécifique des grains

Le tableau IV.1 résume les données de masses volumiques spécifiques des différents matériaux. Le sable et la poudre de silice sont issus de produits naturels à base de quartz. Leur densité est donc relativement bien contrainte (autour de 2.65). Pour ce qui est des microbilles de verre (quelle que soit la granulométrie) et le corindon, le fournisseur indique des densités respectives de 2.5 et 3.94. De même, le PVC et les microsphères de silice sont « censés » avoir des densités spécifiques autour de 1.38 et 0.7, respectivement. On peut toutefois faire remarquer ici que ces valeurs doivent être prises avec précaution en raison de la nature très particulière des grains. Dans le premier cas, les nombreuses anfractuosités à la surface du grain sont en effet susceptibles de garder prisonnières des bulles d'air et donc de fausser le calcul (diminution artificielle de la densité spécifique du grain). Dans le second cas, la microsphère de silice est un objet très fragile qui, s'il est cassé (voir photographie MEB sur la figure IV.5), devient une particule ayant la densité spécifique de la silice (soit autour de 2.5). Pour ce qui est de la pierre ponce, du talc et du graphite, les fournisseurs ne délivrent pas d'information sur la densité des particules. Les valeurs moyennes des mesures réalisées sont de 2.4 $g.cm^{-3}$ pour la pierre ponce, 2.75 $g.cm^{-3}$ pour le talc et 2.25 $g.cm^{-3}$ pour le graphite.

$g.cm^{-3}$	**Sable HN38**	**Mb 50-105**	**Mb 70-150**	**Mb 100-200**	**Poudre Silice**	**PVC**	**Poudre Graphite**	**Poudre Pierre Ponce**	**Poudre Talc**	**Microsphères Silice**	**Corindon**
ρ_{spec}	**2.65**	**2.5**	**2.5**	**2.5**	**2.65**	**1.38**	**2.25**	**2.4**	**2.75**	**0.7**	**3.94**

Tableau IV. 1 : Tableau récapitulatif masses volumiques spécifiques des matériaux granulaires.

Remarque : Vers d'autres matériaux ?

En dehors des tests effectués sur les matériaux présentés dans ce tableau, j'ai recherché des composés ayant des densités spécifiques voisines de 2 $g.cm^{-3}$. Force est de constater qu'ils sont rares. Il y a certes quelques minerais et minéraux comme les oxydes de soufre, l'halite ou le gypse qui possèdent des densités spécifiques voisines de 2 mais leur dangerosité ou leur solubilité à l'eau les ont écartés naturellement de nos investigations. Une solution se trouve certainement vers la recherche de nouveaux produits synthétiques comme les poudres de plastique.

(b) Masse volumique apparente sèche – Matériaux saupoudrés

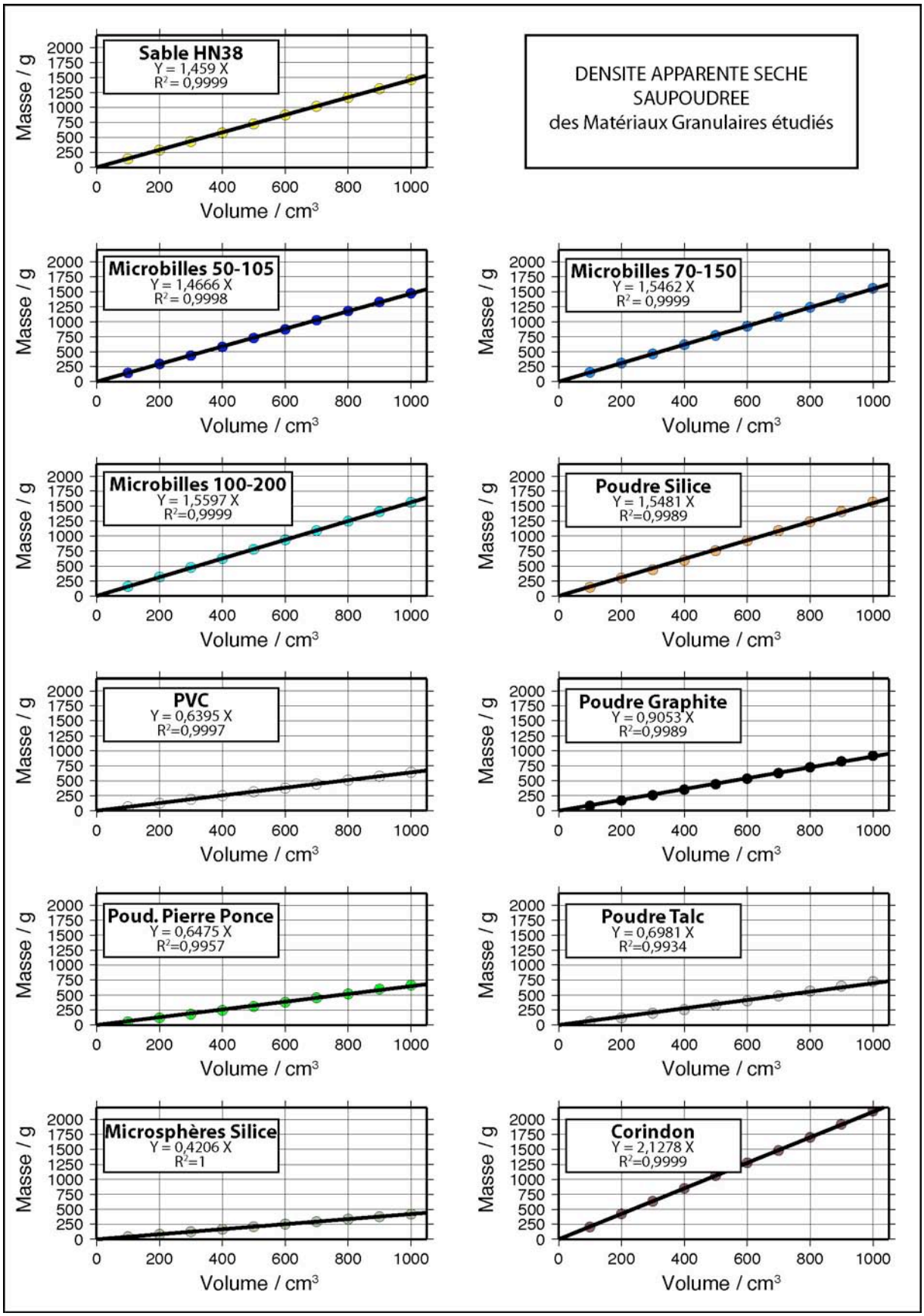


Fig.IV. 8 : Masses volumiques apparentes des matériaux secs, saupoudrés.

(c) Masse volumique apparente sèche – Matériaux vibrés

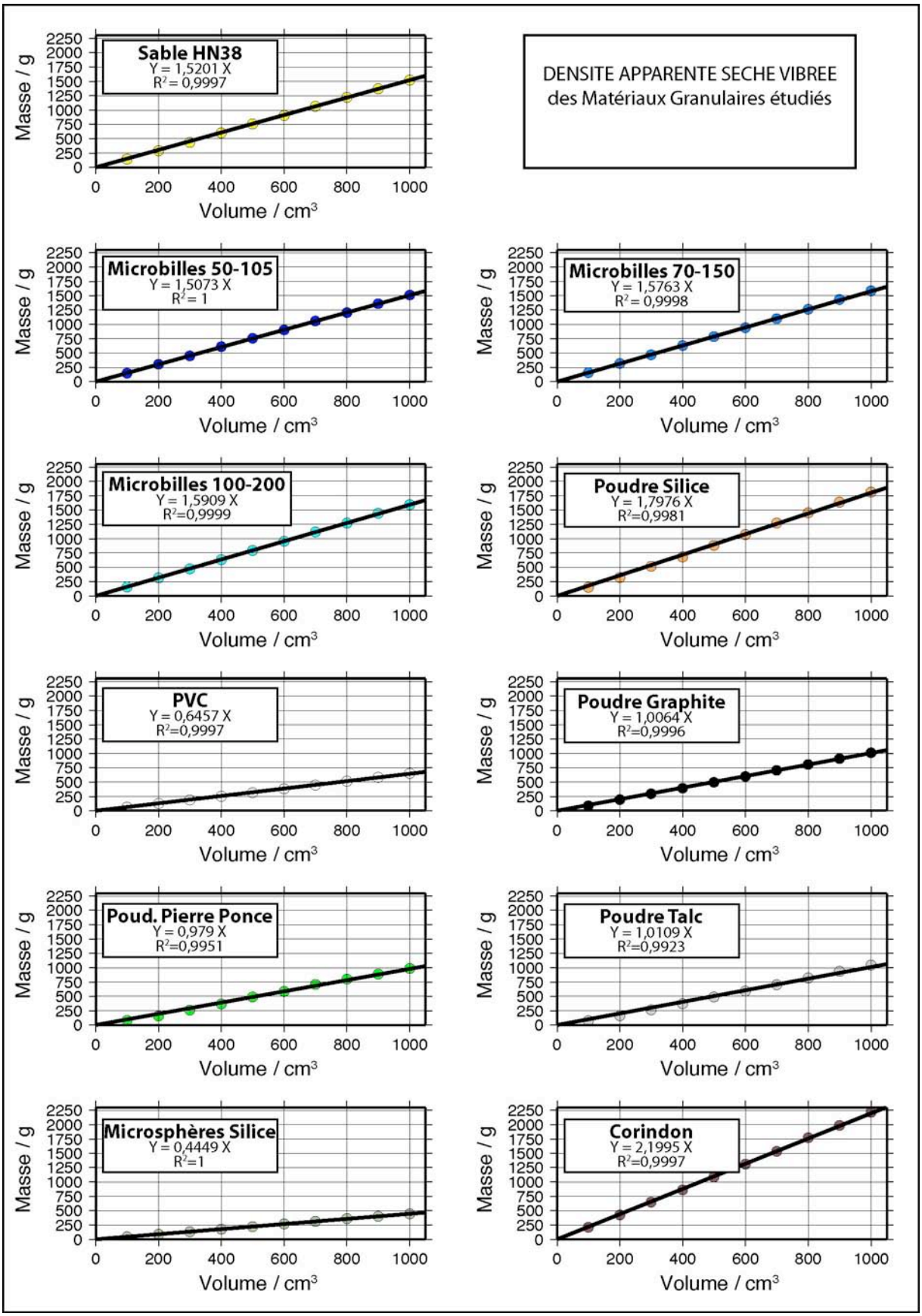


Fig.IV. 9 : Masses volumiques apparentes des matériaux secs, vibrés.

(d) Masse volumique apparente saturée en eau – Matériaux déposés manuellement

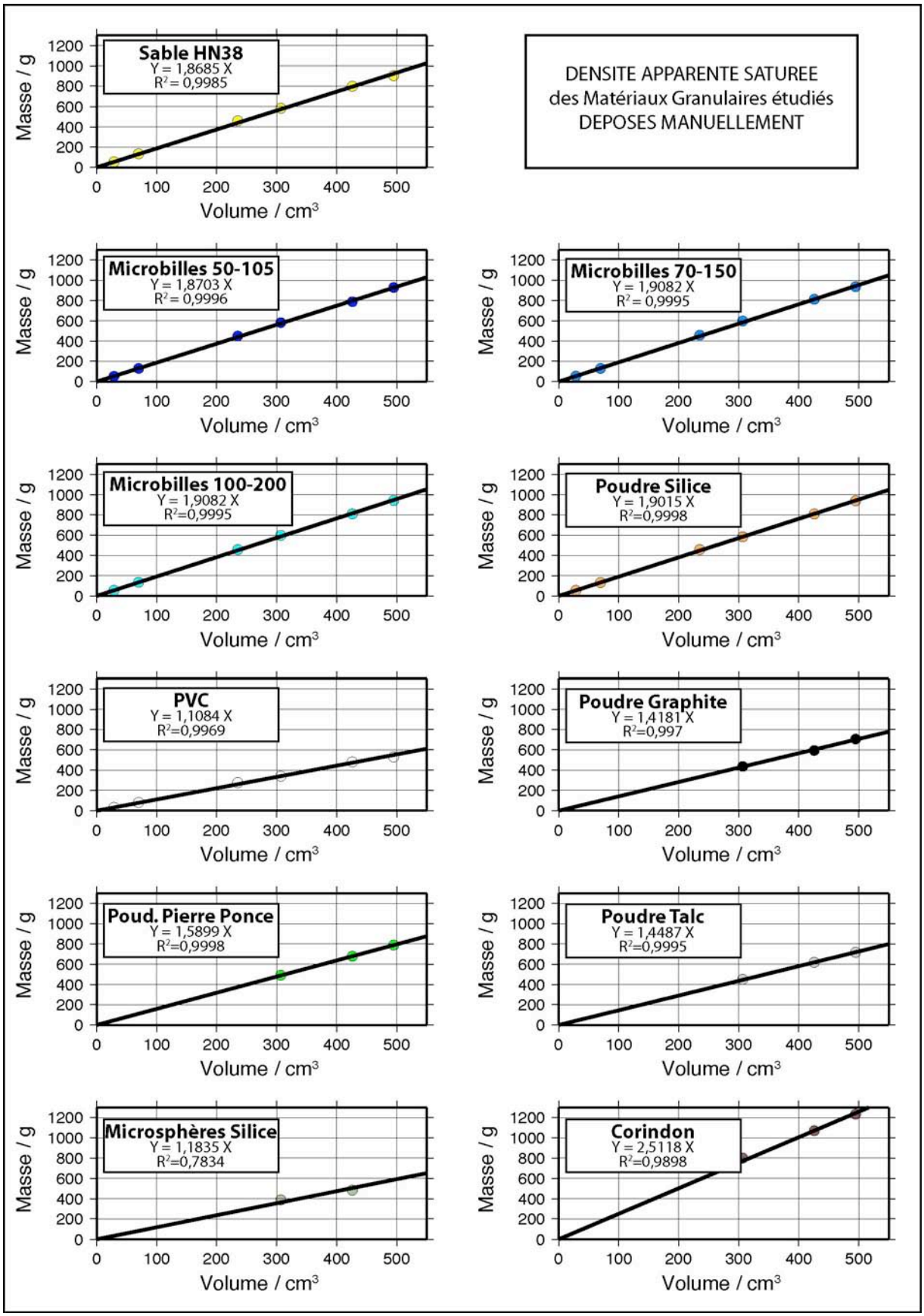


Fig.IV. 10 : Masses volumiques apparentes des matériaux saturés, déposés manuellement.

(e) Tableau récapitulatif des résultats de masses volumiques apparentes

Le tableau IV.2 reprend les masses volumiques apparentes de chacun des matériaux sous les trois états de préparation définis (voir les courbes et régressions fournies en annexe). A titre comparatif, les variations relatives entre les masses volumiques apparentes des différents états ont été calculées et sont indiquées dans la partie inférieure du tableau.

$g.cm^{-3}$	Sable HN38	Mb 50-105	Mb 70-150	Mb 100-200	Poudre Silice	PVC	Poudre Graphite	Poudre Pierre Ponce	Poudre Talc	Microsphères Silice	Corindon
ρ_{app} sec, saup.	1459	1466	1546	1560	1548	640	905	648	698	421	2128
ρ_{app} sec, vibrée	1520	1507	1576	1591	1798	646	1006	979	1010	445	2200
ρ_{app} sat. déposée	1869	1870	1908	1911	1902	1108	1418	1590	1449	1184	2518
ρ_{app} sat, vibrée	1940	1925	1954	1963	2028	1182	1450	1600	1553	780	2631
Variation relative de la densité (%)											
sec vib. / sec saup.	4	3	2	2	16	1	11	51	45	6	3
Dep. sat. / vib. sat.	4	3	2	3	7	7	2	1	7	-34	4
vib. sat. / vib. sec	28	28	24	23	13	83	44	63	54	75	20

Tableau IV. 2 : Tableau récapitulatif des résultats de mesure de masses volumiques apparentes des matériaux granulaires (secs et saturés). *Les abréviations sont les suivantes : vib. =vibrée ; saup. = saupoudrée ; dep. = déposée ; sat. = saturée. Les valeurs sur fond grisé permettent de différencier les mesures effectuées à saturation en eau.*

(3) Commentaires

Quel que soit le mode de préparation ou la teneur en eau dans le matériau, le composé le plus dense est systématiquement le corindon ; le moins dense est celui composé de microsphères de silice. C'est un résultat attendu puisque ces deux matériaux se situent aux extrémités des densités spécifiques de notre étude (le paramètre porosité doit de fait être négligeable). Ensuite se distingue un groupe de matériaux dominé par la silice (sable, microbilles, poudre de silice) avec des densités apparente à sec proches de 1.5 ± 0.05 et des densités « à saturation » de l'ordre de 1.9 ± 0.05. Enfin, le dernier groupe de matériau correspond au PVC et aux différentes poudres (graphite, pierre ponce et talc). Ils possèdent des densités apparentes « à sec » de l'ordre de 0.6-0.9.

Pour un même matériau, la densité « vibrée » est supérieure à la densité « saupoudrée ». En vibrant le matériau, celui-ci se compacte : le rapport entre le volume des grains et le volume total augmente (et la porosité diminue corrélativement).

Dans le détail, l'accroissement de densité est faible pour les sables, les microbilles, le corindon et les microsphères de silice (de l'ordre de + 2 à + 5 %), moyen pour le graphite et la poudre de silice (+ 11 % et + 16 %) et nettement plus élevé pour la pierre ponce et le talc (+ 44 et + 51 %). La très faible augmentation de densité des microbilles s'explique par la forme sphérique des grains. Dès le saupoudrage, les billes adoptent un agencement granulaire quasi optimal. En vibrant, la structure granulaire n'est que faiblement modifiée. Le sable et le corindon possèdent des particules beaucoup plus anguleuses qui favorisent les « vides » lorsqu'elles sont saupoudrées. En vibrant l'échantillon, des réarrangements se produisent et font augmenter la compacité du squelette solide et donc la densité apparente. Ce phénomène est plus important encore pour les poudres très fines. Plus la granulométrie est fine, plus le matériau peut se

compacter : comparer en effet le graphite (D_{50} = 105 μm ; $\Delta\rho_{app}$= 11%), la poudre de silice (D_{50} = 43 μm ; $\Delta\rho_{app}$= 16%), le talc (D_{50} = 17 μm ; $\Delta\rho_{app}$= 45%) et la pierre ponce (D_{50} = 53 μm ; $\Delta\rho_{app}$= 51%).

Remarque : Pour une même série de tests, on peut noter que les matériaux siliceux (sable, microbille de verre et poudre de silice) ont des densités apparentes équivalentes. Ceci est très bien marqué lorsque les matériaux sont saupoudrés ($<\rho_{app}>$ = 1.5 ± 0.5 g.cm^{-3}) et moins net lorsqu'ils sont vibrés. Cette différence est due à la faible capacité de compaction des microbilles par rapport à la poudre de silice (voir commentaire ci-dessus). Au sein des trois classes de microbilles, la masse volumique apparente croît avec la granulométrie. En effet, ρ_{app}= 1.46 g.cm^{-3} pour la gamme 50-105 ; ρ_{app}= 1.54 g.cm^{-3} pour la gamme 70-150 et ρ_{app}= 1.56 g.cm^{-3} pour la gamme 100-200). Ces particules ayant une densité spécifique identique, la porosité semble inversement proportionnelle à la granulométrie. D'autre part, l'allure du spectre granulométrique (plus resserré pour les microbilles 100-200 μm) semble assez faiblement influencer les variations de densités apparentes entre l'état « saupoudré » et « vibré ». L'augmentation de densité apparente n'est guère plus importante pour les microbilles 50-105 (+ 3%) que pour les gammes 70-150 et 100-200 (+ 2%).

Pour un même matériau saturé en eau, la mesure de densité « vibrée » est supérieure à celle qui résulte d'un dépôt manuel. Ce résultat est donc équivalent à l'observation faite à sec. Toutefois, les augmentations sont nettement plus réduites que dans le cas sec. En effet, si l'accroissement de densité demeure toujours faible pour les sables, microbilles et corindon (de l'ordre de + 2 à + 4 %), il l'est également pour les poudres de silice, graphite, talc, pierre ponce et le PVC (+ 1 à + 7%). Les matériaux pulvérulents sont donc beaucoup moins sensibles à la compaction lorsqu'ils sont saturés en eau que lorsqu'ils sont secs.

Enfin, si l'on compare les densités des matériaux secs et saturés pour des conditions de préparation identique (conditions « vibrées »), on constate que les densités saturées en eau sont fort logiquement supérieures aux densités à sec. En ajoutant de l'eau, les pores se remplissent et cela fait augmenter la densité apparente du matériau. La différence est assez faible pour la poudre de silice (+ 13%), moyenne pour les microbilles de verre, le sable et le corindon (respectivement + 20 à 25-30 %) et forte à très forte pour les poudres de graphite, pierre ponce, talc, microsphères de silice et le PVC (+ 44 à 83 %). On ne peut pas pour autant dire que saturer un matériau amène de la compaction car il faudrait pour cela distinguer l'augmentation de densité liée à l'ajout d'eau de celle qui est liée à une véritable compaction. Pour trancher entre ces hypothèses, il faut comparer la porosité (voir sous-chapitre suivant).

d) Porosité

La porosité est le pourcentage de vide dans un matériau. Elle s'exprime comme le rapport entre le volume des vides V_{vide} [L^3] et le volume total de l'échantillon V_{total} [L^3].

$$\theta = \frac{V_{vide}}{V_{total}} \qquad \text{Eq.IV. 53}$$

Durant ce travail, j'ai estimé la porosité pour les matériaux secs ou saturés en eau, vibrés ou saupoudrés. Dans un premier temps, je montre les relations analytiques de conservation de la masse qui permettent de calculer les porosités sèches ou saturées. Ensuite, j'expose le protocole expérimental développé pour mesurer ces grandeurs.

(1) Estimation analytique de la porosité

Pour des matériaux secs et saturés en eau, la porosité à sec θ peut être calculée à partir d'un simple bilan de masse utilisant les masses volumiques apparentes et spécifiques.

Dans le cas d'un matériau sec (fig.IV.11.A), on peut montrer que :

$$\theta_{sec} = \frac{V_{vide}}{V_{total}} = \frac{V_{total} - V_{grains}}{V_{total}} = \frac{\frac{M_{grains}}{\rho_{app}} - \frac{M_{grains}}{\rho_{spec}}}{\frac{M_{grains}}{\rho_{app}}} \qquad \text{Eq.IV. 54}$$

avec θ_{sec} la porosité à sec, ρ_{app} la masse volumique apparente et ρ_{spec} la masse volumique spécifique.

En simplifiant et arrangeant légèrement, on obtient :

$$\theta_{sec} = \frac{\rho_{spec} - \rho_{app}}{\rho_{spec}} \qquad \text{Eq.IV. 55}$$

La porosité à sec se calcule simplement comme la différence de masse volumique entre la valeur spécifique et la valeur apparente normalisée par la masse volumique spécifique.

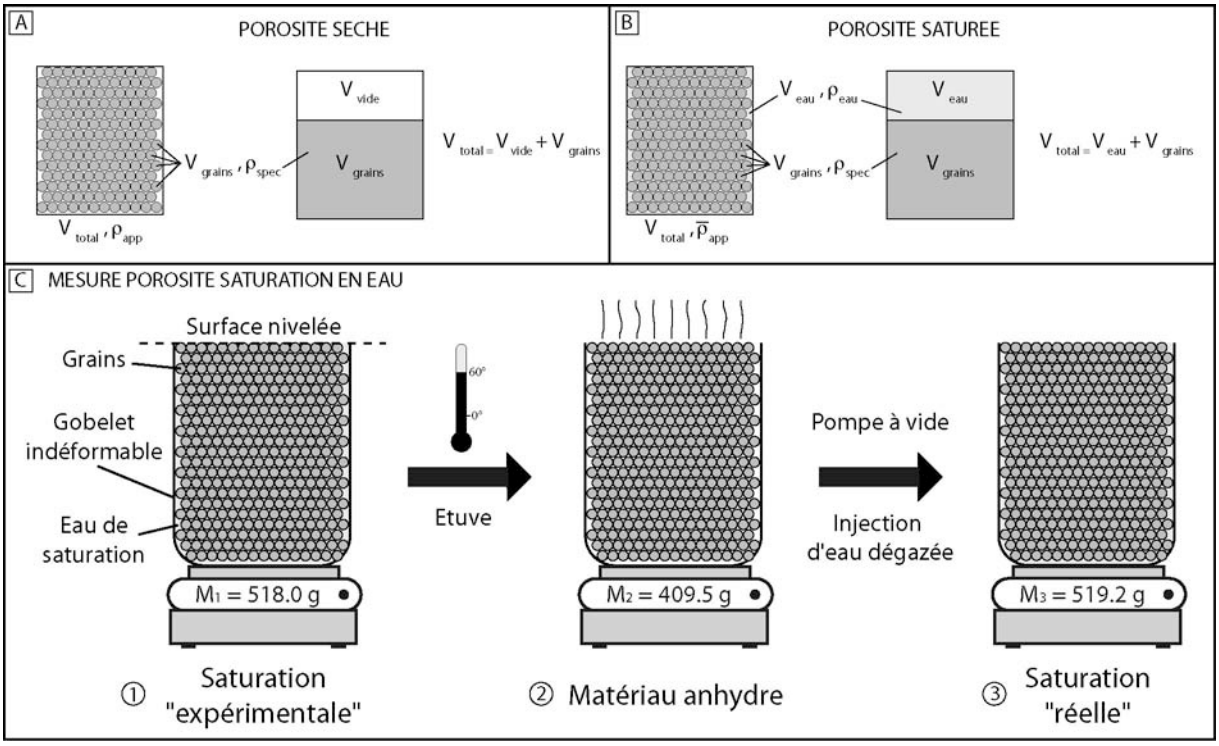


Fig.IV. 11 : Estimation de la porosité des matériaux granulaires. *A&B) Calcul de la porosité sèche et saturée en eau à partir d'un bilan de masse. B) Mesure de la porosité et de la teneur en eau à saturation.*

De même, dans le cas d'un matériau granulaire saturé en eau (fig.IV.8.B), on obtient en réutilisant l'expression de la densité spécifique moyenne d'un matériau mixte (Eq.IV.38) une expression du type :

$$\overline{\rho} = \theta_{sat}.\rho_{eau} + (1-\theta_{sat}).\rho_{spec} \qquad \text{Eq.IV. 56}$$

avec θ_{sat} la porosité du matériau granulaire à saturation en eau.
En arrangeant, on obtient :

$$\overline{\rho} = \theta_{sat}.(\rho_{eau} - \rho_{spec}) + \rho_{spec} \qquad \text{Eq.IV. 57}$$

soit

$$\theta_{sat} = \frac{\overline{\rho}_{app} - \rho_{spec}}{\rho_{eau} - \rho_{spec}} \qquad \text{Eq.IV. 58}$$

(2) Mesures expérimentales

(a) Protocole

J'ai mesuré la porosité à saturation des différents matériaux par un système de double pesée. Cela consiste à peser une première fois un gobelet rempli de matériau saturé en eau (fig.IV.11.C.1) puis une seconde fois après un passage à l'étuve (t° = 60°C ; fig.IV.11.C.2). On mesure ainsi la masse d'eau initialement présente dans les pores et qui s'est évaporée. Le rapport de ce volume d'eau par le volume total du gobelet indique la porosité.

(b) Tableau synthétique des résultats de porosité

Le tableau IV.3 récapitule les résultats des calculs et des mesures de porosité pour les différents matériaux. Encore une fois, la partie inférieure de ce tableau mesure les écarts entre les différentes valeurs pour un même matériau.

%	Sable HN38	Mb 50-105	Mb 70-150	Mb 100-200	Poudre Silice	PVC	Poudre Graphite	Poudre Pierre Ponce	Poudre Talc	Microsphères Silice	Corindon
θ_{app} sat, vibrée	**39**	**36**	**34**	**35**	**35**	**46**	**35**	**41**	**60**	**35**	**41**
θ_{app} sec, saup.	*45*	*41*	*38*	*38*	*42*	*54*	*60*	*72*	*75*	*40*	*46*
θ_{app} sec, vibrée	*43*	*40*	*37*	*36*	*32*	*53*	*55*	*58*	*63*	*36*	*44*
θ_{app} sat, déposée	*47*	*42*	*39*	*36*	*45*	*72*	*67*	*55*	*74*	*ND*	*48*
θ_{app} sat, vibrée	*43*	*38*	*36*	*36*	*38*	*52*	*64*	*54*	*68*	*27*	*45*

Variation relatives (%)											
vibrée saturée théorique / vibrée saturée mesurée	4	2	2	1	3	6	29	13	8	-8	4
vibrée sec / saupoudrée sec	-2	-1	-1	-2	-10	-1	-5	-14	-12	-4	-2
vibrée saturée / deposée saturée	-4	-4	-3	0	-7	-20	-3	-1	-6	-134	-3
vibrée saturée / vibrée sec	0	-2	-1	0	6	-1	9	-4	5	-9	1

Tableau IV. 3 : Tableau récapitulatif des calculs et mesures de porosité des matériaux granulaires (secs et saturés)*. Les valeurs en gras sont les mesures directes (double pesée). Les valeurs en italique résultent du calcul à partir des densités apparentes et spécifiques. Les valeurs sur fond grisé indiquent les tests effectués avec des matériaux « saturés » en eau.*

(c) Commentaires

Tout d'abord, si l'on compare les estimations analytiques avec les mesures expérimentales, on relève des différences faibles pour les microbilles de verre (1 à 2%), la poudre de silice (3%), le sable (4%) et le corindon (4%). Cette différence augmente pour le PVC (6 %), pour les microsphères de silice (8%), le talc (8%), la pierre ponce (13%) et le graphite (29%). Ceci semble montrer que les densités spécifiques des premiers matériaux sont assez fiables alors que celles des seconds le sont certainement moins. Ces dernières estimations présentent sans doute une erreur plus importante que les premières. Cela suggère de prendre ces estimations analytiques de la porosité avec précaution. Toutefois, elles fournissent des ordres de grandeur intéressants permettant de comparer les propriétés des matériaux.

Si l'on compare à présent les valeurs de porosité obtenues analytiquement pour les différents états de préparation (sec, saturé, vibré, saupoudré, déposé), on constate que les tendances relatives d'accroissement ou de chute des porosités entre les différents tests sont identiques à celles qui sont décrites pour les densités. Ainsi, on observe bien pour un matériau sec, que la porosité « vibrée » est systématiquement inférieure à la porosité « saupoudrée ». Les variations sont faibles pour les microbilles, le sable et le corindon (de l'ordre de 1 à 2 %) et plus élevées pour les poudres (-10 % pour la poudre de silice, -12 % pour le talc, -14 % pour la pierre ponce). Comme indiqué précédemment, ces derniers matériaux semblent donc posséder une capacité de compaction plus importante.

De même, pour un même matériau saturé en eau, les variations de porosité suivent les mêmes tendances que celles des densités. La porosité « vibrée » est généralement plus faible que celle « déposée ». Les variations dépassent rarement les -5% dans l'essentiel des cas (sable : -4 % ; microbilles de verre : 0 – 4 % ; graphite : -3 % ; pierre ponce : -1 % ; corindon : -3 %) mais atteignent parfois -10 à -20 % (poudre de silice : -7 % ; PVC : -20 %). Si dans le premier cas on peut avancer l'hypothèse d'une compaction du matériau du fait de l'ajout d'eau (nous avons vu que les estimations analytiques de la poudre de silice sont assez fiables par rapport aux valeurs expérimentales), la tâche est plus délicate pour le PVC. En effet, les incertitudes sur la valeur de la densité spécifique (différence de 6% entre l'estimation analytique et la mesure expérimentale) pourraient en partie fausser les interprétations de ce changement de porosité.

Enfin, si l'on compare les porosités des matériaux secs et saturés pour des conditions de préparation identiques (conditions « vibrées »), on constate que les matériaux réagissent différemment à l'apport d'eau. Nous avions vu précédemment que dans tous les cas, la densité augmente. Nous avions cependant fait remarquer qu'il était impossible à partir de la seule mesure de la densité d'identifier la composante liée à la compaction (réduction de l'espace poral) de celle qui est liée à l'ajout d'une masse d'eau dans les pores. Avec les estimations de porosité fournies par le tableau IV.3, on constate tout d'abord que les matériaux granulaires ayant une médiane supérieure à 130-150 μm ne changent quasiment pas de porosité (cas du sable, microbilles 70-150 et 100-200, PVC et corindon). L'eau ajoutée remplit simplement les pores du matériau. Aucune compaction ne se produit. Pour les microbilles les plus fines (50-105) et la poudre de pierre ponce, la porosité diminue plus fortement (-2 à -4 % respectivement), traduisant ainsi une légère compaction du matériau. Enfin, pour les particules les plus fines (poudre de silice, graphite, talc), la porosité augmente ; traduisant de fait une expansion volumique du matériau. Cette observation peut éventuellement être expliquée par un phénomène équivalent au « gonflement des argiles » sous l'action de l'eau. Des interactions chimiques ou électriques entre l'eau et les fines particules génèrent alors des forces qui font augmenter le volume des matériaux. Si ce mécanisme semble probable pour le talc et le graphite qui sont des minéraux à structure en feuillets, il demeure plus étonnant pour la poudre de silice. Pour les microsphères de silice, aucune conclusion ne peut être faite car les mesures de densités (et donc de porosité) à saturation en eau sont inévitablement fausses du fait de la flottabilité des particules dans l'eau utilisée.

e) Teneur en eau à saturation

(1) Protocole

A partir de l'opération précédente de mesure de la porosité à saturation en eau, il est possible de mesurer la teneur en eau du matériau lorsque le degré de saturation est maximal (tous les pores sont remplis d'eau). Pour cela, il suffit de faire le ratio de la masse d'eau M_{eau} [M] sur la masse des grains M_{grains} [M] :

$$\omega = \frac{M_{eau}}{M_{grains}} \qquad \text{Eq.IV. 59}$$

Pour certains matériaux, les plus fins en particulier, la « saturation » en eau effectuée à pression atmosphérique ambiante en mélangeant manuellement l'eau et le matériau jusqu'à observer la sur-saturation en surface n'est pas assurée car des bulles d'air peuvent rester piégées autour des grains. J'ai effectué des tests sous vide afin de vérifier si la saturation des matériaux réalisée à pression atmosphérique est correcte vis-à-vis de la valeur effectuée sous vide (valeur susceptible de s'approcher au mieux de la valeur vraie). Partant de l'état anhydre défini précédemment (fig.IV.11.C.2), j'ai injecté dans le matériau de l'eau distillée dégazée sous une cloche à vide (fig.IV.11.C.3). Les différences de masse d'eau sont faibles (de l'ordre de 5%) et tendent à indiquer que peu d'air est emprisonné dans le matériau lors de son mélange avec de l'eau.

De même que pour la porosité, ces mesures pour les matériaux pulvérulents et les microsphères de silice doivent être prises avec précaution. Elles fournissent toutefois des ordres de grandeur précieux permettant de comparer les matériaux.

(2) Résultats

Le tableau V.4 résume les résultats des mesures de la teneur en eau des différents matériaux granulaires étudiés.

%	Sable HN38	Mb 50-105	Mb 70-150	Mb 100-200	Poudre Silice	PVC	Poudre Graphite	Poudre Pierre Ponce	Poudre Talc	Microsphères Silice	Corindon
ω	**25**	**23**	**21**	**21**	**21**	**63**	**31**	**35**	**64**	**ND**	**18**

Tableau IV. 4 : Tableau récapitulatif des teneurs en eau (à saturation) des matériaux granulaires.

(3) Commentaires

Le corindon est le matériau possédant la teneur en eau à saturation la plus faible (18%) du fait de sa densité spécifique élevée (ρ_{spec} = 3.94 g.cm^{-3}). De même, les microsphères de silice (ρ_{spec} = 0.70 g.cm^{-3}) et le PVC (ρ_{spec} = 3,94 g.cm^{-3}) possèdent les teneurs en eau maximales (respectivement 81 et 63%). Le talc possède quant à lui une forte teneur en eau à saturation du fait de sa très forte porosité (60%). La pierre ponce et le graphite possèdent des teneurs en eau moyennes (autour de 30 – 35 %). Enfin, les matériaux siliceux possèdent une teneur en eau voisine de 20 - 25%. Cette constance s'explique par les faibles variations de porosité et de densité spécifique entre ces différents composés.

f) Perméabilité

(1) Définition

La perméabilité se définit comme « l'aptitude d'un milieu à se laisser traverser par un liquide ou un gaz » (Foucault & Raoult, 1995). En 1856, Henry Darcy, travaillant au service des Fontaines publiques de la Ville de Dijon, met en évidence une loi qui relie le débit transitant au travers d'un échantillon, ses dimensions (superficie, longueur traversée) et le gradient de pression appliqué au fluide :

$$\frac{Q}{S} = \frac{k}{\eta} . \frac{\Delta P}{\Delta x} \qquad \text{Eq.IV. 60}$$

avec Q le débit [$L^3.T^{-1}$], S la section de l'échantillon [L^2], η la viscosité dynamique du fluide [$M.L^{-1}.T^{-1}$], $\Delta P/\Delta x$ le gradient de pression [$M.T^{-2}.L^{-2}$], et k la perméabilité [L^2].

Remarque : Si Q est exprimé en cm/s, S en cm^2, $\Delta P/\Delta x$ en atm/cm (1atm ≈ 1bar = 10^5Pa) et η en poise (1Po = 10^{-1} Pa.s), la perméabilité k s'exprime en **Darcy** : **1 Darcy = 0,97.10^{-12} m^2 ≈ 10^{-12} m^2**. Cette expression demeure valable tant que les conditions d'écoulement sont laminaires (nombre de Reynolds granulaire $Re^* < 20$) et pour un milieu homogène, isotrope et continu.

La **perméabilité** (aussi appelée **perméabilité intrinsèque** ou **perméabilité spécifique**) représente donc la facilité du matériau à permettre le transfert de fluide au travers d'un réseau connecté, sous l'effet d'un gradient de pression. Elle caractérise les interactions du fluide avec le milieu poreux qu'il traverse. Le fluide n'interagit pas avec le milieu mais simplement avec la géométrie du réseau poreux qui peut être assimilable à la surface utilisable pour l'écoulement.

Quelques valeurs typiques de perméabilité pour des roches et sédiments sont résumées dans tableau IV.5.

	Graviers	Sables	Argilites	Grès	Basalte	Calcaire	Granite	Roche Métam.
k (m^2)	10^{-9} 10^{-11}	10^{-10} 10^{-12}	10^{-18} 10^{-22}	10^{-12} 10^{-16}	10^{-14} 10^{-17}	10^{-14} 10^{-22}	10^{-16} 10^{-21}	10^{-15} 10^{-19}
k (mDa)	10^{4} 10^{6}	10^{3} 10^{5}	10^{-3} 10^{-7}	10^{-1} 10^{3}	10^{-2} 10^{1}	10^{-7} 10^{1}	10^{-6} 10^{-1}	10^{-4} 10^{0}
K (m/s)	10^{-4} 10^{-2}	10^{-5} 10^{-3}	10^{-15} 10^{-11}	10^{-9} 10^{-5}	10^{-10} 10^{-7}	10^{-15} 10^{-7}	10^{-14} 10^{-9}	10^{-12} 10^{-8}

Tableau IV. 5 : Tableau récapitulatif de quelques perméabilités et conductivités hydrauliques pour des roches et sédiments (source Site Planet-Terre, ENS LYON). *Les mesures ont été effectuées sur des échantillons et non en forage.*

La perméabilité ne doit pas être confondue avec la **conductivité hydraulique K**, exprimée en m/s. Celle-ci caractérise les conditions d'écoulement dans un matériau donné et pour un fluide donné. Elle est reliée à la perméabilité par l'expression :

$$K = \frac{k.g.\rho}{\eta} \qquad \text{Eq.IV. 61}$$

où g est l'accélération de la pesanteur. Dans cette expression, la conductivité hydraulique prend directement en compte les propriétés physiques du fluide (densité, viscosité) et caractérise donc davantage les interactions entre le fluide et son milieu d'écoulement. Quelques valeurs sont indiquées à titre indicatif dans le tableau IV.5

(2) Estimation analytique de la perméabilité

Comme nous venons de le voir, la perméabilité est une grandeur physique du milieu qui dépend fortement de la géométrie de sa porosité (volume de vide). Pour un milieu granulaire, celle-ci est fondamentalement déterminée par la dimension et la forme des particules. Au cours du siècle dernier plusieurs travaux d'hydrologie ont tenté de prédire la perméabilité de sables ou de graviers à partir des caractéristiques physiques du matériau.

(a) Formule de Hazen

Tout d'abord, Hazen (1892, 1911) développe une formule empirique pour prédire la perméabilité d'un sable saturé à partir des seules données granulométriques :

$$k = C_H . D_{10}^2 \qquad \text{Eq.IV. 62}$$

avec k la perméabilité (cm/s), C_H la constante de Hazen et D_{10} le dixième pourcentile de la granulométrie (cm). Dans la littérature géotechnique, C_H est généralement supposée entre 1 ou 1000 (voir Carrier, 2003, pour une synthèse). Bien que simple d'utilisation, cette expression est limitée par la faible gamme granulométrique où elle demeure valide, ie entre 0,1 et 3 mm (Carrier, 2003) et l'absence de la porosité dans sa formulation.

(b) Formule de Kozeny-Carman

Se basant sur les travaux de Hazen, Kozeny (1927) puis Carman (1938, 1956) développent une autre formule semi-empirique et semi-théorique pour prédire la perméabilité des milieux poreux. L'originalité de leur formule réside dans l'intégration de la porosité en plus des données granulométriques. Pour les milieux granulaires, **l'équation de Kozeny-Carman (KC)** prend la forme (Revil & Cathles, 1999) :

$$k = \frac{d^2 . \Phi^3}{\left[A.(1-\Phi)\right]^2} \qquad \text{Eq.IV. 63}$$

avec d le diamètre moyen des gains [L], Φ la porosité totale et A la constante de Kozeny. Cette constante varie entre 60 et 180 et caractérise l'architecture du milieu. Pour un milieu poreux disposant d'une distribution granulométrique unimodale, A est généralement compris autour de 180 (Walsh & Brace, 1984 ; Revil, 1999)

Cette expression peut être améliorée en introduisant un paramètre électrique évaluant la « géométrie » de la porosité et notamment son degré d'interconnection (Johnson et al., 1986). En mesurant la conductivité électrique du milieu granulaire, on distingue en effet les propriétés efficaces de celles globales (porosité, rayon hydraulique). L'équation de KC devient alors :

$$k = \frac{d^2.\Phi^{3m}}{24} \qquad \text{Eq.IV. 64}$$

avec m « l'exposant de cimentation » qui varie dans une gamme allant de 1 à 4 (Waxman & Smits, 1968, Sen et al., 1981). Plus la valeur de m est grande, plus la porosité est « fermée ». Un sable ou des billes de verre possèdent généralement des valeurs de m comprises entre 1.5 et 2 (Revil & Cathles, 1999). Théoriquement, m = 1.5 pour des grains parfaitement sphériques (Sen et al., 1981). m tend vers 2 au fur et à mesure que les grains deviennent anguleux.

(3) Mesures expérimentales

(a) Dispositif

Afin d'estimer expérimentalement les valeurs de perméabilité des différents composants granulaires employés durant cette étude, j'ai utilisé et adapté un dispositif de perméamétrie construit au Laboratoire Géosciences Montpellier. Ce dispositif a été élaboré pour mesurer la perméabilité de carottes de roches sédimentaires gréseuses ou de matériaux granulaires fins (Belghoul, 2007). Il se compose de trois parties (fig.IV.12):

- Une cellule de PVC contenant l'échantillon granulaire (longueur L, diamètre D).
- Un couple de capteurs de pression en entrée et sortie de la cellule (P_E et P_S ; précision 0.01 bar).
- Une pompe imposant un débit d'entrée fixe (précision 0,01 ml/h).

(b) Protocole

Le tube est rempli progressivement de matériau sec puis saturé en eau distillée. Il est régulièrement vibré afin de compacter la structure et d'évacuer les bulles d'air. Cette compaction, quasi maximale, est nécessaire afin d'éviter toute mobilité des particules lors de l'écoulement. Les matériaux les plus fins étaient préalablement saturés en eau dans un récipient annexe, déposé dans le tube et vibré. Des mesures de masse réalisées avant et après le remplissage permettent d'estimer la densité apparente et la porosité du mélange testé.

Lors de chaque test, la pompe injecte un débit (Q) d'eau distillée fixe (pompe 0 - 500 ml/h ; précision 0,1 ml/h). Les pressions d'entrée (P_E) et de sortie (P_S) sont mesurées toutes les secondes grâce à deux capteurs de pressions (capteurs 0-1 bar ; précision 0.01 bar). Aux extrémités de l'échantillon, une série de papier-filtre, crépines rigides et homogénéisateurs de pression servent d'une part à confiner le matériau dans la cellule pour éviter tout échappement de particules et d'autre part à stabiliser les flux d'eau entrant et sortant. Les perméabilités respectives de chacun de ces objets sont considérées comme infinies. Les tests sont réalisés à température ambiante, proche de 20°C. La perméabilité est estimée en effectuant une succession de paliers de débit en entrée et en mesurant le gradient de pression associé. Selon l'expression de Darcy (Eq.IV.60) réadaptée :

$$Q = \frac{k.S}{\eta.L}\Delta P \qquad \text{Eq.IV. 65}$$

avec L [L] la longueur de l'échantillon. La pente $\frac{k.S}{\eta.L}$ de la régression linéaire Q = f (ΔP) caractérise directement la perméabilité. Dans les expériences, S = 5,43.10^{-4} m^2, L = 0.250 m et η_{eau} = 0.001 Pa.s.

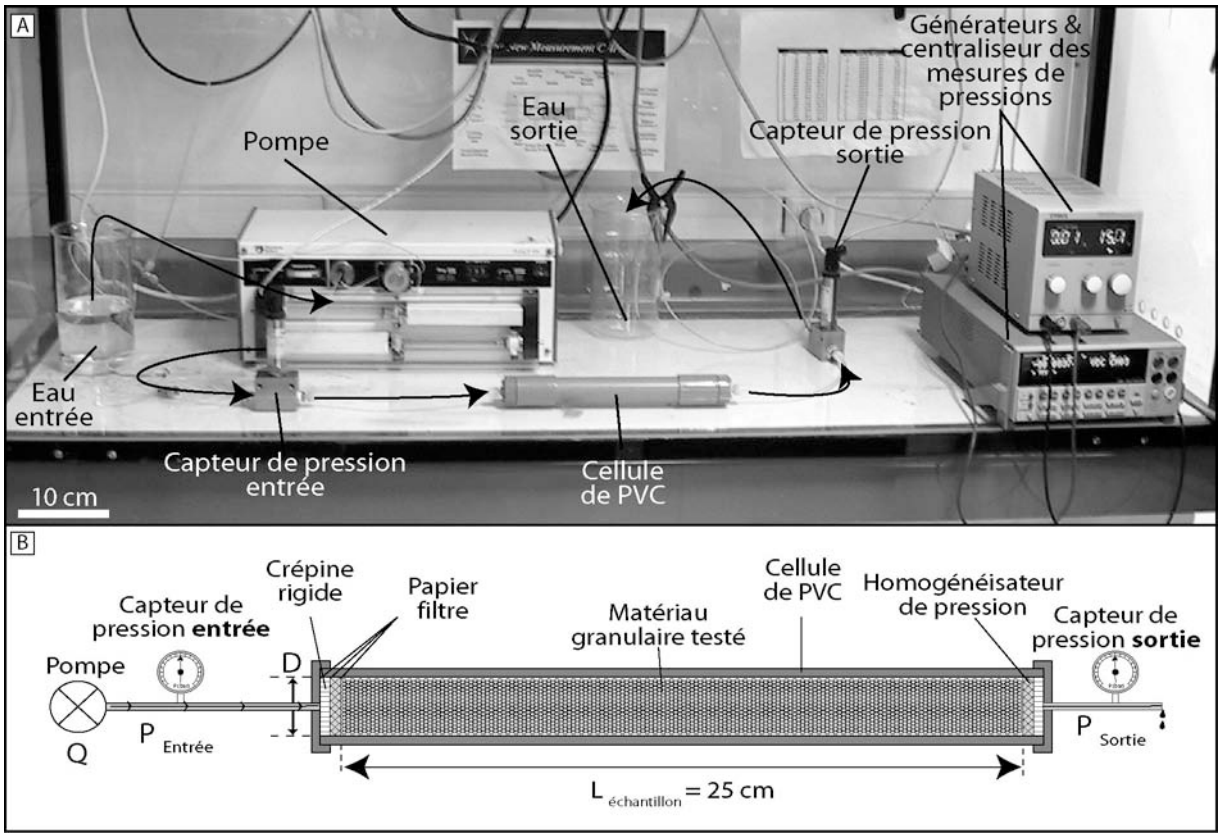


Fig.IV. 12 : Perméamètre expérimental. *A) Photographie et B) schéma simplifié du montage. Une pompe injecte un débit fixe d'eau distillée qui transite au travers d'une cellule de PVC remplie de matériau granulaire. Des capteurs de pression mesurent en entrée et sortie le gradient de pression. Des rondelles de papier-filtre et crépines rigides confinent le matériau et évitent tout échappement de particules.*

(c) Résultats

Avec ce dispositif, j'ai mesuré les perméabilités des trois classes de microbilles de verre, du sable, du PVC et de la poudre de silice. Pour les cinq premiers matériaux, il a été possible de procéder par paliers de débits successifs et de mesurer pour chacun le gradient de pression aux extrémités de l'échantillon (fig.I.12.B). Pour chaque matériau, les couples de valeurs débit / gradient de pression s'alignent sur une droite. La loi de Darcy s'applique donc. En revanche, il n'a pas été possible de suivre ce protocole pour la poudre de silice. Sa perméabilité trop faible a été estimée à partir d'une seule valeur de débit. Enfin, je n'ai pas mesuré les propriétés des autres matériaux (graphite, pierre ponce, talc, microsphère de silice et corindon) parce qu'ils ne constituent pas les composés majeurs du matériau analogue que j'ai utilisé pour mes expériences. Toutefois, j'utilise l'expression de KC pour estimer l'ordre de grandeur de leur perméabilité (nous verrons par la suite que cette expression livre des résultats ayant une assez bonne correspondance avec les données expérimentales).

(d) Commentaires

Les résultats expérimentaux montrent que les matériaux granulaires étudiés possèdent des perméabilités s'échelonnant sur trois ordres de grandeur (Fig.IV.13 et tableau IV.6).

Tout d'abord, la poudre de silice est le matériau qui possède la perméabilité la plus faible (50 mDa). Ceci est dû à la très faible granulométrie des particules (de 1 μm à 100 μm) et à un spectre granulométrique très évasé qui donne une architecture poreuse très fine et donc faiblement drainante. Les différentes gammes de microbilles de verre montrent des perméabilités de deux ordres de grandeur au-dessus de la poudre de silice. Ces perméabilités augmentent avec la granulométrie (3500 mDa pour les microbilles 50-105 μm, 4000 mDa pour 70-150 μm et 15000 mDa pour 100-200 μm). Le sable et le PVC possèdent des perméabilités mesurées du même ordre de grandeur que les microbilles de verre (autour de 6000 mDa et 7000 mDa respectivement).

Dans l'ensemble, ces valeurs expérimentales sont dans les mêmes ordres de grandeur que les calculs avec l'équation de Kozeny-Carman. Pour les microbilles, j'ai pris un exposant de cimentation m = 1.5 car les particules sont très sphériques. La faible dispersion des granulométries autour de la valeur médiane et les bonnes contraintes sur la valeur de la porosité expliquent certainement ce bon accord. Pour le sable, la valeur trouvée expérimentalement est très bien prédite par l'équation de KC si l'on considère un coefficient m proche de 1.9 ; valeur par ailleurs justifiée par l'aspect et l'angulosité des grains révélée au MEB. De même, avec un coefficient m proche de 2 (particules extrêmement anguleuses), l'équation de KC pour la poudre de silice prédit assez bien la valeur expérimentale.

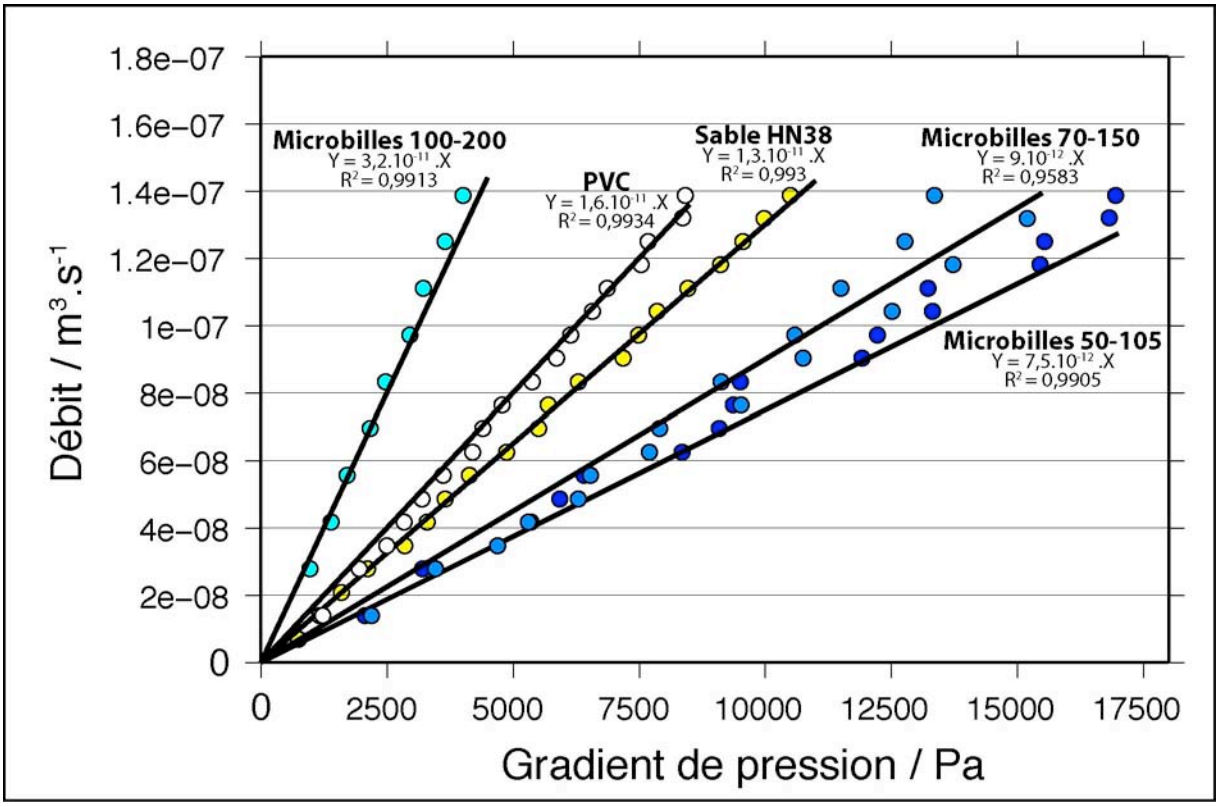


Fig.IV. 13 : Résultats des mesures de perméabilité des matériaux granulaires.

En revanche, pour le PVC, la valeur de perméabilité trouvée expérimentalement (environ 7000 mDa) est assez éloignée des valeurs prédites pas l'équation de KC (17 000 mDa). La différence peut être liée à une mésestimation du diamètre efficace des particules de PVC pris en compte dans l'équation de KC. En effet, la valeur utilisée dans ce calcul résulte des mesures

effectuées par granulométrie laser et n'intègre pas l'extrême rugosité de la surface des particules. Dans le calcul de KC, il ne faudrait donc pas utiliser la valeur globale de 147 μm (assimilable au diamètre de l'enveloppe sphérique du grain) mais plutôt un diamètre surfacique ou volumique équivalent. En outre, nous avons déjà vu que la mesure de la porosité est délicate pour ce matériau dont l'influence est significative dans le résultat de KC (la porosité est mise à la puissance « 3m » ; Eq.IV.63)

		Sable HN38	Microbilles de Verre			PVC	Poudre de silice
			50-105 μm	70-150 μm	100-200 μm		
Expérience	Pente	1,30.E-11	7,5.E-12	9.E-12	3,2.E-11	1,6.E-11	-
	k_{mes} (m^2)	5,8.E-12	3,5.E-12	4,2.E-12	1,4.E-11	7,2.E-12	5.E-14
	k_{mes} (mDa)	**6 000**	**3 500**	**4 000**	**14 500**	**7 000**	**50**
Théorie	m	1,9	1,5	1,5	1,5	1,7	2
	Porosité (%)	0,43	0,40	0,37	0,36	0,46	0,38
	d_{moy} (μm)	150	88	131	178	147	43
	k_{th} (m^2)	7,63.E-12	5,22.E-12	8,15.E-12	1,35.E-11	1,72.E-11	8,27.E-14
	k_{th} (mDa)	**7 500**	**5 000**	**8 000**	**13 500**	**17 000**	**80**

Tableau IV. 6 : Tableau récapitulatif des mesures de perméabilité et comparaison avec les calculs théoriques selon la loi de Kozeny-Carman. *Les perméabilités sont exprimées en m^2 et milliDarcy. L'exposant de cimentation « m » a été évalué empiriquement en analysant la forme des grains au MEB. Noter que les mesures expérimentales sont dans les mêmes ordres de grandeur que les valeurs théoriques sauf pour le PVC. L'écart observé pour ce dernier est sans doute lié à une mésestimation du diamètre des particules.*

Remarque :

A titre indicatif, j'ai estimé les perméabilités pour les matériaux « secondaires » de ce travail en utilisant l'expression de Kozeny-Carman (Tableau IV.7). Les valeurs obtenues reflètent assez fidèlement les estimations intuitives que l'on pourrait proposer. Par exemple, la très fine granulométrie de la pierre ponce génère une très faible perméabilité (30 mDarcy) comparable à l'ordre de grandeur de la poudre de silice. Ensuite, les perméabilités pour le graphite et le corindon correspondent à l'ordre de grandeur des plus fines microbilles de verre (autour de 1000 - 2000 mDarcy). Au vu de la physionomie des matériaux, cela semble une estimation correcte. Pour l'exemple des microsphères de silice, une perméabilité de l'ordre de 5000 mDa semble également raisonnable. Enfin, il faut prendre avec précaution l'estimation de la perméabilité pour le talc. La valeur calculée (1000 mDarcy) est en effet étonnamment élevée par rapport à ce que l'on peut attendre d'un matériau aussi proche des argiles (perméabilités des argiles : autour de 10^{-20} m^2 = 10^{-5} mDarcy). L'erreur vient certainement d'une mauvaise estimation de la porosité de ce matériau ou d'une inadaptation de l'expression de KC pour ce genre de matériaux (KC est initialement calibrée sur des matériaux granulaires s.s)

		Graphite	Pierre Ponce	Talc	Microsphères de Silice	Corindon
Théorie	m	1,9	2	2	1,6	1,9
	Porosité (%)	0,35	0,41	0,60	0,35	0,41
	d_{moy} (μm)	119	12	22	130	90
	k_{th} (m^2)	1,49.E-12	2,85.E-14	9,41.E-13	4,56.E-12	2,09.E-12
	k_{th} (mDa)	**1 500**	**30**	**1 000**	**4 500**	**2 000**

Tableau IV. 7 : Tableau récapitulatif des estimations de perméabilité pour les matériaux secondaires de ce travail *(même légende que le tableau précédent).*

g) Propriétés frictionnelles

(1) Définitions

Les propriétés frictionnelles d'un matériau granulaire sont **l'angle de friction interne** et la **cohésion**. Celles-ci apparaissent lorsque l'on trace l'enveloppe de rupture définie par le critère de Mohr-Coulomb (voir encart grisé au sous-chapitre IV.A.3). A sec, elle s'exprime sous la forme :

$$\tau_r = C + \mu.\sigma_n \qquad \text{Eq.IV. 1}$$

avec C la cohésion [$M.T^{-2}.L^{-1}$] et μ le coefficient de friction interne. Rappelons que μ est un coefficient sans dimension défini comme la tangente de l'angle de friction interne ϕ tel que $\mu = \tan \phi$. τ_r et σ_n [$M.T^{-2}.L^{-1}$] sont les contraintes cisaillantes et normales à la rupture (*yield stress, normal stress*).

Dans un diagramme ($\tau_r = f(\sigma_n)$), cette relation définit une droite, **l'enveloppe de rupture** (*yield locus*) de pente μ et d'ordonnée à l'origine C. Un exercice classique de mécanique des sols consiste à contraindre cette enveloppe de rupture en effectuant différents essais de cisaillement permettant de mesurer plusieurs couples (τ_r, σ_n) qui caractérisent la rupture du matériau. L'angle de friction interne est estimé au moyen d'une régression linéaire (pente de la régression) tandis que la cohésion est prise à l'intersection entre l'enveloppe de rupture et l'axe des abscisses.

Le coefficient de friction interne est une caractéristique intrinsèque des matériaux granulaires. Elle dépend fondamentalement de l'imbrication des grains les uns par rapport aux autres (elle dépend donc de leur forme), de la granulométrie et de leur rugosité de surface. Ainsi, des particules sphériques, homométriques et lisses présentent un coefficient de friction interne inférieur à celui de particules anguleuses, hétérométriques et rugueuses. En particulier, cette différence est très bien connue pour la comparaison des microbilles de verre (sphériques et lisses) et des poudres de silice (anguleuses et rugueuses ; Schellart, 2000). Cependant, ce coefficient de friction interne dépend également de la méthode de préparation du matériau : et notamment de son degré de compaction (corrélé naturellement à la densité apparente ; Krantz, 1991). C'est pourquoi lors d'un essai de cisaillement classique, il est fréquent d'obtenir deux valeurs de contrainte de cisaillement à la rupture τ_r. La première, **la contrainte « pic »** (τ_{rp} : résistance pic sur la figure IV.1.C) caractérise la friction du matériau pour l'état de compaction de la préparation. Un matériau d'autant plus compacté (forte densité apparente) possédera une induration anté-rupture (« strain-hardening ») beaucoup plus marquée (et donc une contrainte pic plus élevée) qu'un échantillon faiblement compacté (faible densité apparente). La seconde contrainte de cisaillement à la rupture caractérise quant à elle le régime permanent de friction de grains les uns par rapport aux autres : c'est la **contrainte « résiduelle »** ou « stable » (τ_{rs}) de la figure IV.1.C). Cette valeur est indépendante des propriétés de compaction du matériau et caractérise donc véritablement la friction grain à grain des particules. **Cette valeur sera donc privilégiée dans la suite de ce travail pour comparer l'angle de friction des matériaux de cette étude à ceux des roches naturelles.**

Si la mesure du coefficient de friction interne par cette méthode est relativement robuste, l'estimation de la cohésion est pour sa part beaucoup plus imprécise. Sa mesure repose sur une estimation graphique de l'intersection entre la droite de régression de l'enveloppe de rupture et l'axe des abscisses. Plusieurs travaux de modélisation analogique (Schellart, 2000) montrent que pour des faibles contraintes normales de confinement, la tendance linéaire s'infléchit et tend vers une cohésion quasiment nulle. De fait, l'estimation de la cohésion des matériaux granulaires

dépend des pressions de confinement auxquelles les essais de cisaillement sont effectués. En général, les essais de cisaillement sont effectués pour des pressions de confinement de l'ordre de la centaine/millier de Pascals pour certains dispositifs et dizaine/centaine de kPa sur d'autres (voir les détails au paragraphe ci-après).

(2) Dispositifs expérimentaux

Divers dispositifs géotechniques ont été employés dans la littérature pour mesurer les propriétés frictionnelles des matériaux granulaires. Il s'agit classiquement de boîtes de cisaillement de type « Hubbert » (Hubbert, 1951 ; Krantz, 1991 ; Cobbold & Castro, 1999 ; Schellart, 2000 ; Cobbold et al., 2001 ; Lohrman et al., 2003 ; Mourgues & Cobbold, 2003 ; Van Mechelen, 2004 ; Galland et al., 2006 ; Richefeu et al., 2006, 2007), de type « Casagrande » (Casagrande, 1932 ; Rossi & Storti, 2003) ou bien de machines à cisaillement annulaire (Schulze, 1994 ; Hampel, et al, 2004 ; Adam et al., 2005 ; Hoth et al., 2007). Ces dispositifs se distinguent principalement par l'ordre de grandeur des contraintes normales qu'ils appliquent à l'échantillon granulaire. Typiquement, la boîte de type « Casagrande » fonctionne dans des gammes de contraintes normales autour de 10 à 50 kPa. Cette charge normale est exercée au moyen de masses directement posées sur le matériau. A l'inverse, les dispositifs de type « Hubbert » et « cisaillement annulaire » fonctionnent sous des contraintes normales beaucoup plus faibles de l'ordre de quelques dizaine de Pascal à quelques milliers de Pascal. La charge normale peut être alors simplement exercée par le propre poids du matériau.

Durant ce travail, j'ai réalisé des mesures sur un dispositif de type boîte de Hubbert. **Sa description et les résultats fournis sont détaillés dans l'article sur les matériaux de la section suivante.**

h) Propriétés d'érosion

Le dispositif et les résultats des tests visant à caractériser les propriétés d'érosion des principaux matériaux de cette thèse sont présentés dans l'article sur les matériaux de la section suivante.

i) Tableau synthétique général

Le tableau IV.8 synthétise l'ensemble de propriétés physiques des différents matériaux granulaires purs testés durant cette thèse. Quelques commentaires peuvent être réalisés au regard de la confrontation de l'ensemble de ces données :

- Hormis pour les poudres, la densité apparente des matériaux granulaires est corrélée positivement à la densité spécifique des grains.
- L'augmentation de densité apparente entre un état « saupoudré » et un état « vibré » dépend de l'allure du spectre granulométrique. Plus le spectre est large, plus le matériau peut se compacter et accroître sa densité apparente entre les deux états de préparation. Cette compaction est plus marquée pour un état de préparation « à sec » que pour un état « saturé » en eau.
- La porosité des matériaux (à sec ou saturés en eau) est une fonction complexe de la dimension médiane des particules et de leur dispersion granulométrique.
- La perméabilité des matériaux dépend de la granulométrie des particules (médiane, largeur du spectre).

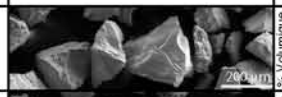
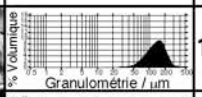
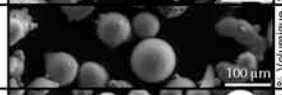
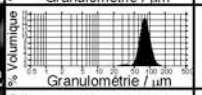
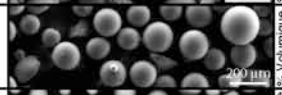
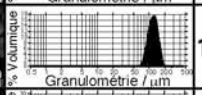
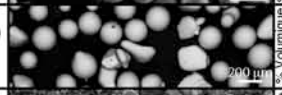
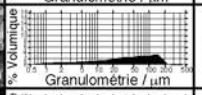
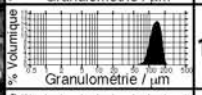
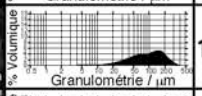
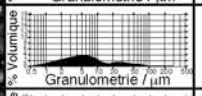
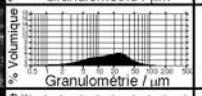
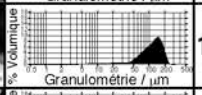
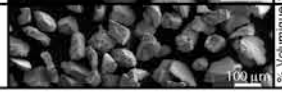
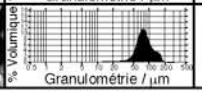
		Morphologie des grains	Granulométrie		Masse volumique (g/cm³)					Porosité (%)					Teneur en eau (%)	Perméabilité (mDarcy)
			Spectre granulométrique	D_{50} (µm)	Spécifique	Apparente				A sec		Saturée en eau				
						Saupoudré (sec)	Vibré (sec)	Déposé (saturé)	Vibré (saturé)	Saupoudré	Vibré	Déposé	Vibré	Vibré		
Sable				**150**	2,65	**1,46**	**1,52**	**1,87**	**1,94**	45	43	47	43	**39**	**25**	**6 000**
Microbilles de Verre	50 -105 µm			**88**	2,50	**1,47**	**1,51**	**1,87**	**1,92**	41	40	42	38	**36**	**23**	**3 500**
	70 -150 µm			**131**	2,50	**1,55**	**1,58**	**1,91**	**1,95**	38	37	39	36	**34**	**21**	**4 000**
	100 - 200 µm			**178**	2,50	**1,56**	**1,59**	**1,91**	**1,96**	38	36	36	36	**35**	**21**	**14 500**
Poudre de Silice				**43**	2,65	**1,55**	**1,80**	**1,90**	**2,03**	42	32	45	38	**35**	**21**	**50**
PVC				**147**	1,38	**0,64**	**0,65**	**1,11**	**1,18**	54	53	72	52	**46**	**63**	**7 000**
Poudre de Graphite				**105**	2,25	**0,90**	**1,01**	**1,42**	**1,45**	60	55	67	64	**35**	**31**	1 500
Poudre de Pierre Ponce				**5**	2,40	**0,65**	**0,98**	**1,59**	**1,60**	73	59	58	57	**41**	**35**	30
Poudre de Talc				**17**	2,75	**0,70**	**1,01**	**1,45**	**1,55**	75	63	74	68	**60**	**64**	1 000
Microsphères de Silice				**132**	0,70	**0,42**	**0,44**	**1,18**	**0,78**	40	36	ND	27	**35**	**84**	4 500
Corindon				**85**	3,94	**2,13**	**2,20**	**2,52**	**2,63**	46	44	48	45	**41**	**18**	2 000

Tableau IV. 8 : Tableau synthétique des propriétés des matériaux granulaires étudiés. *Les données en gras reflètent les mesures effectuées. Les valeurs en police « normale » résultent de calculs analytiques réalisés soit à partir des mesures de densités (notamment pour les valeurs de porosité à sec et saturée en eau), soit à partir de la porosité et de la granulométrie (notamment pour les perméabilités). Les valeurs soulignées doivent être prises avec précaution puisque leurs mesures/calculs ont été effectués à partir de données moins fiables. Toutefois, je les indique afin de donner un ordre de grandeur pour permettre la comparaison avec les autres matériaux. ND signifie « Mesure non déterminée ». Les valeurs sur fond grisé représentent les mesures réalisées avec des matériaux saturés en eau.*

2. Matériaux granulaires sélectionnés

Les matériaux présentés ci-dessus ont été testés afin d'évaluer leurs propriétés physiques aussi bien d'un point de vue déformation que d'un point de vue érodabilité et « rendu » morphologique (tests le plus souvent réalisés à saturation en eau). Ils montrent qu'une composition pure ne convient pas à nos critères expérimentaux. C'est pourquoi, de nombreux mélanges ont été effectués (dans des proportions variables) et testés successivement (Graveleau, 2003). Il serait long et fastidieux de décrire chacun de ces tests et résultats. C'est pourquoi j'ai choisi de ne présenter que les composés qui entrent dans la composition du matériau composite sélectionné pour modéliser la croûte supérieure dans nos modèles. Cela consiste à évaluer le comportement à l'érosion et à la déformation des différents pôles purs composant le matériau choisi et à évaluer leur adéquation avec les critères physiques et expérimentaux établis précédemment. **Ces résultats sont présentés sous la forme d'un article ci-après**. L'objectif de cet article est de montrer que le matériau développé satisfait aux critères de déformation et d'érosion et qu'il est de fait adapté à l'étude des interactions Tectonique-Erosion-Sédimentation dans les piémonts de chaîne de montagnes.

Avant de présenter cet article, je décris les matériaux qui ont servi à modéliser un équivalent de croûte moyenne.

a) Matériaux pour la croûte moyenne

Les conditions aux limites géométriques de notre dispositif (voir figure III.30) et en particulier l'utilisation de la rampe imposent la mise en place d'une épaisseur de matériau d'environ 10-15 cm au niveau de la butée rigide. Etant donné le dimensionnement géométrique (1 cm équivaut plus ou moins à 500 - 1000 mètres dans la nature ; se référer à l'article sur les matériaux), une telle épaisseur de matériau nous conduit à modéliser des profondeurs maximales de l'ordre de 10-15 km. Dans la nature, nous avons vu qu'à ces profondeurs, le régime cassant cède progressivement la place au régime ductile de la croûte inférieure. Dans notre dispositif, la base du modèle ne se situe pas véritablement dans la croûte inférieure. Elle se situe plutôt à la transition entre une croûte supérieure et une croûte inférieure, soit une croûte moyenne. Dans ces conditions, la température croissante et les éventuels fluides diminuent la résistance de la roche et font coexister le régime cassant et le régime ductile. A ces profondeurs, on imagine que les roches ont une faible résistance à la déformation et une rhéologie de type visco-plastique permettant la localisation de la déformation le long de zones de cisaillement ductile.

Durant mon travail, je n'ai pas utilisé de composés à base de gomme de silicone (composé largement employé pour modéliser des niveaux rhéologiques incompétents) car j'avais la nécessité de conserver le modèle durant plusieurs jours (voire semaines) afin de permettre une découpe finale. Avec l'utilisation de silicone, pareil temps d'attente aurait permis à la silicone de s'écouler visqueusement et de détruire les morphologies de surface. Une alternative aurait pu être de « congeler » le modèle (à faible température, la silicone est en effet moins visqueuse et le

modèle peut être conservé plus longtemps). Cependant, nous ne disposions pas d'un « réfrigérateur » suffisamment grand (!) pour accueillir l'ensemble de la table de déformation.

C'est pourquoi, j'ai cherché à mettre au point un matériau ayant des propriétés globalement cassante (formation de failles) mais néanmoins légèrement ductile afin de permettre une déformation plus aisée en base du modèle. Mes investigations se sont tournées vers différents composés bruts (pâte à modeler, plastiline) ou bien des composés visqueux à base d'huile minérale (huile moteur, vaseline, paraffine), de produits gélifiants (silice colloïdale) et de composés granulaires. Faute de temps, ces investigations n'ont pas abouti à un résultat aussi satisfaisant que le composé de la croûte supérieur et aucun matériau définitif n'a été retenu. C'est pourquoi, les expériences présentées dans ce travail n'ont pas été réalisées avec un matériau « basal » homogène mais elles ont été tantôt réalisées avec un mélange à base d'huile minérale et de talc et tantôt avec un mélange de matériaux granulaires et de silice colloïdale. Les dernières expériences ont été réalisées avec un matériau purement granulaire faiblement résistant (mélange de microbilles de verre 70-150 μm et de poudre de PVC mentionné dans l'article sur les matériaux).

Dans tous les cas, les matériaux utilisés ont un comportement mécanique favorisant la localisation de la déformation (formation de failles et/ou de chevauchements ductiles) et sont suffisamment peu visqueux pour permettre la préservation des expériences durant le temps de séchage et le temps de la découpe finale. Toutefois, ils présentent une résistance à la déformation qualitativement encore trop importante pour favoriser une déformation continue du cœur des modèles.

b) Matériau pour la croûte supérieure

Article : « A new analogue material for modeling interactions between tectonics and surface processes »

L'objectif de cet article est de présenter la démarche expérimentale qui m'a conduit à mettre au point la composition du matériau analogue sélectionné durant cette thèse. Elle repose sur la nécessité de trouver un matériau qui se déforme et s'érode simultanément en générant des styles morphologiques et structuraux comparables aux équivalents des piémonts naturels. Basés sur des tests de « déformation » et « d'érosion » de trois matériaux granulaires principaux (la poudre de silice, les microbilles de verre et le PVC), les résultats montrent que des compositions pures ne remplissent pas simultanément les critères physiques satisfaisant l'érosion et la déformation. Un mélange a donc été mis au point et sélectionné. Ses principales propriétés pour la déformation (propriétés frictionnelles) et l'érosion (taux d'érosion moyen et loi d'érosion) ont été mesurées. La validation de ce matériau pour l'étude des interactions tectonique, érosion et sédimentation est illustrée par la présentation du stade final d'une expérience typique de formation et d'évolution d'un piémont expérimental. La morphologie et les structures tectonique au stade final sont pour cela détaillées et commentées. A cette occasion, une discussion est également ouverte sur les processus tectoniques et d'érosion-transport se produisant dans le modèle ainsi que sur le dimensionnement des expériences.

A new analogue material for modeling interactions between tectonics and surface processes

to be submitted

F. Graveleau, J.-E. Hurtrez, S. Dominguez, J. Malavieille

Université de Montpellier II - CNRS - Géosciences Montpellier, UMR 5243, Cc060, Place E. Bataillon, 34095 Montpellier (France) & LIA (Laboratoire International Associé) ADEPT France-Taiwan

Corresponding author : graveleau@gm.univ-montp2.fr

Abstract :

We have developed a new experimental material to study the evolution of morphology in active mountain belt piedmonts. Our investigations have been guided by physically scaled and empirical properties related to deformation, erosion-transport and sedimentation processes. First, the material should deform brittlely to satisfy the Mohr-Coulomb failure criterion and it should localize deformation along discrete faults. Second, it should erode through hillslope and channelized processes and generate alluvial deposits under a rainfall system dedicated to model natural erosion processes. Finally, the material should produce scaled topographies with morphological features similar to natural landscapes (drainage basin, drainage network, alluvial fan, terrace).

We have studied many assemblages of water saturated granular materials (including powders) and we have finally selected a quaternary composition (MatIV) made of glass microbeads (40%), silica powder (40%), plastic powder (18%) and graphite powder (2%). We have performed laboratory tests to measure its physical, mechanical and erosional properties. Mechanical measurements have been realized on a Hubbert-type direct shear apparatus for normal stress values between 1500 and 6500 Pa. Cohesion and coefficient of internal friction for MatIV are respectively 1600 Pa and 40°. Erosional properties have been investigated with a specific set-up that measure the evolution of sediment yields of tilted relaxation topographies. We have investigated the evolution of mean erosion rates and stream power erosion law exponents in 1D as a function of slope. Slopes have been fixed at 10, 13, 15 and 20°. Our results indicate that MatIV erodes at mean erosion rate between 0.2 and 1 mm/h under a 30 mm/h precipitation rate. Erosion laws for 10, 13 and 15° is best explained by stream power exponents m ranging from 1.4 to 3.2 and $n = 1$ which indicate that incision dominate erosion-transport processes. For slopes greater than 20°, misfit between stream power law and data suggests that topography is not shaped by incision but rather by landsliding.

Finally, we have tested this material under realistic conditions of modeling of piedmont formation and evolution. The new experimental set-up merges accretionary wedge deformation style from classic “sand-box” device and surface run-off erosion from “erosion box” set-up. Our results show that MatIV generates faults with moderate dip (around 20°) and topographies with detailed morphological features (drainage basins, channels, terraces, alluvial fans). Difference in particle densities induces the segregation of grains during transport allowing stratification of syntectonic deposits. This material fulfills the required properties and appears promising for modeling geological issues concerned with interactions between tectonics and surface processes.

Keywords: Analogue modeling; granular material; piedmont; morphological evolution; thrust wedges; erosion.

I – INTRODUCTION

Understanding interactions between tectonics, erosion and sedimentation processes in mountain belts is hard to achieve because actual morphologies and structures represent a finite state of landscape evolution and deformation. One way to address this issue to use experimental modeling. Two types of approaches can be distinguished. First, the "tectonic" approach, commonly called "sandbox modeling", studies accretionary wedge and fold-and-thrust belt dynamics [Figure 1.a ; Cadell, 1889 ; Hubbert, 1951 ; Davis et al., 1983 ; Dahlen et al., 1984 ; Malavieille, 1984]. Erosion and sedimentation are mainly modeled in 2 dimensions by removing material from relief [Mulugeta et Koyi, 1987] and by sifting fresh material in basins [Cobbold et al., 1993 ; Larroque et al., 1995 ; Konstantinovskaia and Malavieille, 2005]. Second, the "morphologic" approach analyzes landscape dynamics in response to change in tectonic, climatic or initial boundary conditions [Hasbargen and Paola, 2000 ; Pelletier, 2003 ; Bonnet and Crave, 2003 ; Lague et al., 2003 ; Babault et al., 2005]. Erosion and sedimentation are induced by sprinkling water micro-droplets on model surface and tectonics consists essentially in pure material uplift [Figure 1.b ; Schumm et al., 1987 ; Niemann et Hasbargen, 2005 ; and references herein].

Model materials used in both set-ups are generally granular media, such as sand, beads, microspheres or powders. This is partly due to their mechanical behavior that make them suitable analogue to simulate upper continental crust rocks [Hubbert, 1951 ; Ramberg, 1981 ; Lohrmann et al., 2003], partly to their properties that make them easily erodible and partly to their simple use and cheap price. In tectonic modeling, materials are natural sand or silt. They are used almost systematically dry [see Cobbold and Castro, 1999, for a review]. Only few works have used moistened materials because liquid bridges and capillary forces between grains increase drastically bulk cohesion [Van Mechelen, 2004]. Some artificial components are often used to weaken or strengthen the sand pack and to improve monitoring techniques. These materials are silica powders [Galland et al., 2006 ; Bonnet et al., 2007], glass microbeads [Hoth et al., 2007 ; Bonnet et al., 2007], glass or aluminum microspheres [Rossi et Storti, 2003], mica flakes [Storti et al., 2000], Pyrex grains [Baby et al., 1995] or walnut shells [Cruz et al., 2008]. In "geomorphic" settings, granular materials are generally sandy particles or fine powders systematically moistened with water. It is natural sands [Schumm et al., 1987 ; Wittmann et al., 1991], sand/silt/clay mixtures [Flint, 1973 ; Schumm and Parker, 1973 ; Phillips et Schumm, 1987 ; Koss et al., 1994 ; Gabbard et al., 1998 ; Bryan et al., 1998 ; Pelletier, 2003], loess [Lague et al., 2003 ; Rieke-Zapp et Nearing, 2005], artificial fly ashes [Hancock and Willgoose, 2001] or silica powders [Crave et al., 2000 ; Bonnet and Crave, 2003 ; Babault et al., 2005 ; Turowsky et al., 2006]. Finally, graphite powders are used for modeling coastal stratigraphy [Heller et al., 2001 ; Paola et al., 2001] and plastic powders are used for studying the evolution of submarine canyon morphology [Métivier et al., 2005].

We have developed a new experimental set-up based on both "tectonic" and "geomorphologic" set-ups [Figure 1.c ; Graveleau et Dominguez, 2008 ; Dominguez et al., in prep]. It aims at studying the morphological evolution of an active piedmont that encompasses experimental accretionary wedge deformation (fault propagation) and coeval 3D erosion-transport-sedimentation processes. The set-up and acquisition technique is presented in details in a complementary paper hereafter mentioned as Dominguez et al. (in prep). The present paper focuses on the new specific material that was necessary to invent to model simultaneously orogenic wedge deformation mechanisms (faults) and realistic surface processes (incision, hillslope processes). In the first section, we present and discuss the physical properties required to model deformation and erosion processes. Then, we describe the four investigated granular materials and focus on the selected composition. We describe the typical morphological, tectonic and sedimentary features obtained with this material and finally discuss deformation and erosion/transport processes and the experimental scaling of model.

II - REQUIRED PHYSICAL PROPERTIES OF MODEL MATERIALS

To model tectonic and geomorphic processes, experimental materials should satisfy several scaling rules and physical properties to correctly simulate both natural deformation and erosion processes. Additional experimental constraints arise also from the device, measurement techniques and experimental facility.

II.1 – Scaling

Experimental modeling is ruled by a set of geometrical, kinematical and dynamical similarities that imply, respectively, proportionality of lengths, times and forces between prototype and model [Hubbert, 1937 ; Ramberg, 1981]. Tectonics processes are scaled using the Cauchy's equations of motion for continuum medium in a non-dimension form [Davy et Cobbold, 1991]. It produces two dimensionless numbers that must be preserved between nature and experiment [Horsfield, 1977 ; Weijermars and Schmeling, 1986]. The first number (Froude number) links inertial to gravity forces. It is neglected as tectonic velocities are slow (in cm/yr) compared to timescales of tectonic processes (in Myr). The second number links body to surface forces. Its conservation between model and experiment leads to the expression :

$$\sigma^* = \rho^* g^* L^* \quad (1)$$

L* are the model to nature ratio for stress (or cohesion), density, gravity and length, respectively. It implies that cohesion, density, gravity and characteristic length scale of modc length scale of model should be proportionally linked to natural values. Generally, most experiments are performed in a normal gravity field, so g* equals 1. In addition, length ratio L* is imposed by set-up dimensions and typically ranges around 10^{-5} (1 cm ≈ 1000 m).

Modeling upper crust rheology generally assumes that natural rocks deform according to a linear Mohr-Coulomb failure criterion [Byerlee, 1978] :

$$\tau = \mu.\sigma_n + C \quad (2)$$

n defined by (= tan (,defined by (= tan (,defined by (= tan (,defined by $\mu = \tan \phi$, where ϕ is the angle of internal friction. Granular media are satisfying coulombian materials with angles of internal friction similar to natural rocks (around 25 - 45°) and correct downscaled values for density (ρ = 1.5 –1.7 g.cm^{-3}) and cohesion (10 - 500 Pa) that validate the dimensionless calculation of equation 1. Very few experiments use moist because the addition of small amount of water to granular materials changes their mechanical strength [Hornbaker et al., 1997 ; Halsey and Levine, 1998 ; Mitarai and Fori, 2006]. Water creates interstitial liquid bridges between particles that generate capillary forces and increase cohesion [Rumpf, 1962; Schubert, 1984 ; Pierrat and Caram, 1997]. Only Van Mechelen (2004) use moist sand so as to model continental crust strengthening toward depth. It shows that sand moistened by 8-10% in weight displays cohesion that can be properly scaled to natural cohesion of basement rocks. The liquid used is a water-ethanol mixture whose composition is precisely defined to control the surface tension forces of liquid, the capillary forces and therefore the capillary cohesion.

Downscaling geomorphic processes from nature to model is difficult to achieve despite striking analogies between natural and experimental landscapes [Schumm et al., 1987 ; Peakall et al., 1996 ; Lague et al., 2003 ; Niemann and Hasbargen, 2005]. The main problem is to properly downscale the whole length, force and time boundary conditions from nature to model without introducing scale distortions [Turowsky et al., 2006 ; Bonnet and Crave, 2006]. In nature, erosion and transport processes occur over a wide range of time-scales (from rapid landsliding or river flooding to slow hillslope creeping) and sediment grain size ranges from millimeter scale particles to decimeter boulders. In the laboratory, a rigorous reduction in space

and time is therefore impossible as it would require to use nanometer particles and geomorphic processes occurring in tenth or hundredth of second [Schumm et al., 1987 ; Bonnet and Crave, 2006]. On a mechanical point of view, Niemann and Hasbargen (2005) analyzed hydraulic dimensionless numbers of Reynolds and Froude and demonstrate that the dynamic similarity between model and nature is imperfect. Froude numbers in experiments compare well with natural values from United States catchments although Reynolds numbers are significantly lower. Although not totally scaled, they suggest that natural and experimental dynamics are both dominated by gravitational forces which themselves overcome inertial and viscous forces. According to the authors, this is probably the reason why striking analogies between natural and experimental landscapes are observed.

II.2 - Deformation and surface processes in models

At pressures and temperatures of the upper continental crust (around 200-400 MPa and 300-400 °C), deformation of rocks is brittle and responds to the Mohr-Coulomb failure criterion [Byerlee, 1978]. In mountain belt piedmont, this deformation is characterized by several imbricated thrusts that deep toward the hinterland and that branch on deep crustal décollements [Molnar and Lyon-Caen, 1988]. It generates wedge-shape geometry and traduces the forward propagation of deformation toward the undeformed foreland [Chapple, 1978 ; Davis et al., 1983]. In classic “sand box” experiments, such deformation style and mechanisms are well reproduced with dry granular materials [Figure 1.a ; Davis et al., 1983 ; Malavieille, 1984]. Deformation generates shear planes that nucleate in sequence and propagate toward the undeformed material [Mandl et al., 1977]. In our model, we expect such accretionary wedge deformation style and thrust nucleation and propagation.

Mountain belt relief is shaped by a variety of surface processes that occur at different space and time scales [Bull, 1991]. In piedmont drainage basins, erosion and transport processes are mainly controlled by topographic slopes [Montgomery, 2003]. Large slopes are observed at high elevation and are shaped by hillslope processes triggered by gravity forces (landslides, debris flows, slumping) whereas low slopes lay at low elevation and are shaped by dominant fluvial processes (river incision). Sedimentation occurs in flexural basins [Jordan, 1981] and piggy-back basins [Ori and Friend, 1984] where rivers decrease their transport capacity. In morphological experiments, erosion and transport processes are mainly the consequence of rainfall sprinkling over model surface (Figure 1.b). Overland flow generates runoff detachment in channels [Lague et al., 2003] and may trigger landslides [Bigi et al., 2006]. Similarly, active processes on hillslopes and along channels should shape our model morphology. Concerning hillslope processes, we avoided the rainsplash effect induced by droplet impacts because it would destroy the morphological details of drainage basins, channel networks and alluvial fans. As in nature, hillslope processes in our models should result from slope destabilization induced by river incision at hillslope toe or by fluid infiltration. They are required to avoid excessive gradients and particularly overhangs in channel valleys. Fluid transitory overpressures being negligible in fine sandy wedges of models [Mourgues et al., 2006], destabilization processes in model are mainly controlled by the ratio between cohesive and body forces in hillslope material. To promote slope failures, body forces should be larger than cohesion and frictional properties. Intuitively, it encourages materials with high specific density, low surface roughness, high sphericity, high granulometry, high permeability and high water content. To reduce capillary forces that generate cohesion, liquid should display low surface tension and high density and should be near saturation proportion in material. Concerning channelized processes, incision occurs as a consequence of overland flow and surface runoff [Lague et al., 2003]. Water flow in channels can erode the substrate if the basal shear stress applied by the fluid on the sediment or bedrock surface can exceed thresholds for transport or detachment [Howard, 1994]. Infiltration capacity of granular materials is controlled by permeability that is itself a function of porosity

and grain-size distribution [Kozeny, 1927 ; Carman, 1938, 1956]. Porosity is essentially a function of grain size, grain shape and packing. Grain size, porosity and permeability should be therefore reduced to promote runoff. However, grain-size could not be excessively reduced, because cohesion generated by electrostatics forces or capillarity increases dramatically for very small particles [Lague et al., 2003], increasing therefore detachment threshold and reducing incision. In addition, particles would be easily detached and transported by runoff if the specific density and size of grains are low. Finally, on a sedimentological point of view, we aim at modeling high definition stratigraphic features with great details in surface and cross-section. Accordingly, wide grain-size distribution, various specific density and grains shapes are sought in order to produce transport dynamics with various characteristic transport distances. This would promote segregation of particles during transport and generate layering of syntectonic deposits.

II.3 - Experimental constraints

Experimental constraints arise from our set-up facility. First, by convenience and simplicity, we follow all previous experimental works concerned with morphological modeling and use standard water for both the precipitation device and saturation of materials. Second, material grains should have contrasted colors to give texture to digital pictures of experiments and improve optical measurement techniques [Dominguez et al., in prep]. Finally, experimental runs should last no more than 2-3 days to avoid overnight stops and consecutives changes in material rheology due to excessive desiccation.

III - SUITABLE MODEL MATERIALS

We have first tested pure granular materials and then mixtures so as to progressively constrain a composition that fulfills our required properties. In the following sections, we focus on the main components of the material we have finally selected and we analyze their properties in water-saturated conditions.

We measured the water-saturated properties of glass microbeads (GM), plastic powder (PVC), silica powder (SilPwd) and graphite powder (Graphite). They are the main components of our selected mixture called “quaternary material” (MatIV). Its composition is made up with 40 % of GM, 40 % of SilPwd, 18 % of PVC and 2 % of Graphite (mass percent). The physical properties of these granular materials are detailed in Table 1. The measured properties are grain shape (sphericity, roughness), grain-size (median D_{50}), specific density of grain (ρ_{spec}), bulk density of material (ρ_{bulk}), porosity (θ), coefficient of permeability (k) and frictional properties (angle of internal friction ϕ and cohesion C). All measurements have been realized at Geosciences Montpellier Laboratory.

III.1 - Grain size and specific density

Figure 2 presents scanning electron micrograph pictures and grain size histograms for each tested granular material. GM has a grain size of about 50-150 μm with a median D_{50} at 88 μm (Figure 2.a). The grains are spherical and very smooth. Manufacturer (Eyraud S.A, France) gives a specific density around 2.5. SilPwd has a grain size of about 1-250 μm with a median D_{50} at 43 μm (Figure 2.b). The grains are very angular due to fabrication technique based on natural quartz sand grinding. The specific density is 2.65 (pure quartz). The grain shapes and the wide size distribution generate macroscopic cohesion due to particles interlocking and overlapping. PVC has a grain size of about 75–225 μm with a median at 147 μm (Figure 2.c). The grains are

globular and their density is around 1.38 according to manufacturer (Solvay S.A., France). Graphite has a grain size of about 50–450 μm with a median at 172 μm (Figure 2.d). The grains are foliated and angular due to their origin by pure graphite grinding. According to the manufacturer (GraphTek S.A., France), particle density is 2.25. Finally, the selected MatIV has a grain size ranging from 1–250 μm with a median at 105 μm (Figure 2.e). It is possible to evaluate a mean specific density for MatIV ($<\rho_{Spec_MatIV}>$) by assuming a volume conservation equation :

$$< \rho_{Spec_MatIV} >= \left(\frac{\chi_{GM}}{\rho_{GM}} + \frac{\chi_{SilPwd}}{\rho_{SilPwd}} + \frac{\chi_{PVC}}{\rho_{PVC}} + \frac{\chi_{Graph}}{\rho_{Graph}} \right)^{-1} \quad (3)$$

with

$$\chi_i = \frac{M_i}{M_{MatIV}} \quad (4)$$

χ_i is mass proportion of pure component I in MatIV. According to this expression, MatIV has a mean specific density close to 2.22 g.cm^{-3}. This value will be used for erosion test measurements reported in the next section.

III.2 - Bulk density

Water-saturated apparent density for each material has been calculated by weighting successive known volumes of material [Cobbold et Castro, 1999 ; Figure 3.A.1]. As density is a function of compaction and handling technique [Krantz, 1991 ; Lohrmann et al., 2003], each test has been realized with a homogeneous technique. It consists in mixing the material with saturation proportion of water in a basin before filling various volumes. Plots of mass versus volume indicate linear correlation whose slope equals density (Figure 3.A.2 ; Table 3). The calculated densities are 1.90 ± 0.05 g/cm^3 for GM (dry : 1.50 ± 0.05 g/cm^3), 1.90 ± 0.05 g/cm^3 for SilPwd (dry : 1.80 ± 0.05 g/cm^3), 1.10 ± 0.05 g/cm^3 for PVC (dry : 0.65 ± 0.05 g/cm^3), 1.40 ± 0.05 g/cm^3 for Graphite (dry : 1.00 ± 0.05 g/cm^3) and 1.60 ± 0.05 g/cm^3 for Mat IV (dry : 1.40 ± 0.05 g/cm^3).

III.3 – Porosity

We measured water-saturated porosity for each material by weighting a volume of material that was initially mixed with water and secondly dried in an air oven. The mass difference between the two measurements is assumed to represent the lacking mass of water that initially filled pores and then evaporated. Saturation of material is performed at atmospheric pressure with the same protocol as for density. Material compaction is moderate as shaking was slightly applied. With this method, water-saturated porosity for GM, SilPwd, PVC, Graphite and MatIV are respectively around 36 %, 35%, 46%, 35 % and 34 %.

III.4 – Permeability

Intrinsic permeabilities were measured with a Darcy's pipe device (Figure 3.B.1). It consists in measuring the pressure gradient at the edges of a cylindrical PVC cell filled with material and prone to increasing water discharge steps. Water is injected in the PVC cell with an accurate discharge pump, cross the material and then goes out freely. Strainers, pressure equalizers and filter paper are located at both extremity of the PVC cell to stabilize flow line across the sample. Two pressure gauge record fluid pressure at both input and output edges. Linear relationship between discharge velocity and pressure gradient indicates that permeability

follows the Darcy's law (Figure 3.B.2). With a viscosity for water of 10^{-3} Pa.s, a cell length and section of 0.25 m and $5.43.10^{-4}$ m^2 respectively, mean-square correlations indicate permeabilities around 10^{-11} m^2 (10 000 mDarcy) for GM and PVC. It is 10^{-12} m^2 (1000 mDarcy) for MatIV. Such a step-by-step measurement was not possible for SilPwd because it has a very low permeability under the set-up capabilities. Accordingly, we estimated a 10^{-14} m^2 (10 mDarcy) permeability from one single measurement of water discharge and pressure gradient. Graphite has not been measured, since it represents a minor proportion of the selected composition. These measurements are consistent with permeability already calculated for silica powder in geomorphologic experiments (k = 10 mDarcy ; Rohais, 2007) or sand in tectonic modeling (10 000 – 100 000 mDarcy ; Cobbold et al., 2001).

III.5 - Strain properties and deformation behavior

Granular materials deform according to the linear Mohr-Coulomb criterion that links shear stress τ to normal stress σ_n on the failure plane (Eq. 2). Their frictional properties are determined with various geotechnical apparatus that measure shear stress at failure for increasing normal stress. These device are classically the Hubbert-type set-up [Hubbert, 1951 ; Krantz, 1991 ; Cobbold and Castro, 1999 ; Schellart, 2000 ; Cobbold et al., 2001 ; Lohrmann, 2003 ; Mourgues and Cobbold, 2003 ; Van Mechelen, 2004 ; Galland et al., 2006 ; Richefeu et al., 2006, 2007], the Casagrande shear box [Casagrande, 1932 ; Rossi and Storti, 2003] and the ring shear tester [Schulze, 1994 ; Hampel, et al, 2004 ; Adam et al., 2005 ; Hoth et al., 2007]. The coefficient of internal friction μ corresponds to the slope of the regression curve (yield locus) of couples (σ_n,τ) defined at failure. The cohesion C corresponds to the extrapolated shear stress of the yield locus toward zero normal stress. There is a distinction between frictional properties of an undeformed and an already deformed material (Byerlee, 1978 ; Lohrmann et al., 2003). The higher strength of the former defines "peak friction" conditions whereas the lower strength of the latter defines the "dynamic-stable friction" conditions. Both cohesion and internal friction angle measurements are classically realized for dry or under-saturated sands. Only Shepherd and Schumm (1974) measured a cohesion of 112.5 Pa for their water-saturated mixture (made of sand, silt and kaolinite) developed in their experimental set-up.

To measure the strain properties of our water-saturated granular materials, we have built a Hubbert-type direct shear apparatus specifically designed (Figure 4). It consists in two cylinders, 8 cm in diameter (D), which contain the granular material sample. The lower cylinder (3 cm deep) is assembled on a mobile plateau whose displacement is controlled by a stepping motor. The upper one (5 cm deep) is fixed on a rigid pendulum equipped with a rigid force gauge. When the lower cylinder moves toward left, the granular sample is sheared and the upper cylinder presses on the force gauge. The test stops after 5 mm of displacement. It is generally enough to fracture the sample.Both displacement and force gauge data are recorded on a computer. A 0.1 mm gap between both cylinders controls the location of the shear plane. It avoids friction between the cylinders and limits material escapements. In each tests, the whole sample height (h) of tested material is 4 cm. The thickness of material above the failure plan (1 cm) is set to avoid significant friction between the granular material and the cylinder walls. With a height to diameter ratio h/D = 0.125, it is well below the limit of the ratio of 0.6 where Jansen correction should be considered (Mourgues & Cobbold, 2003). Note that this limit has been estimated for dry materials (sand). We presume that for our water-saturated materials, the limit should be slightly below but still above the calculated ratio. The 1 cm thickness is also sufficient to avoid internal deformation in the upper cylinder. The normal load corresponds to the sum of the sample material in the upper cylinder ($m=\rho.D.h$), a rigid disc surface (m_{disc} = 209 g) and a standard mass M. Each failure test has been performed with the same material volume, rigid disc but with an increasing standard mass (from 500 g to 3000 g). Normal and shear forces are converted to normal and shear stresses by dividing by the area of the shear plane (A = 0.005 m^2).

In that conditions, we have performed failure tests with normal stresses in the range of 500-6500 Pa. It exceeds slightly typical normal stresses in experiment (around 0 – 1500 Pa) but do not influence significantly the frictional results (particularly cohesion estimations). Finally, materials have been settled in the cylinder with the same technique as for density and porosity measurements. They were totally removed and replaced by new one between each test.

Our results indicate that a Mohr-Coulomb failure is obtained for the four tested materials at "peak friction" and "stable friction" (Figure 5). The best linear fit to the data gives a slope equal to the coefficient of internal friction and an interpolated cohesion. Results for each material are summarized in Table 1, except for Graphite and SilPwd. It has not been possible to measure SilPwd friction because our set-up is inappropriate for such a resistant material. We estimate that its angle of internal friction should be in the range of 45-50° and cohesion equal to several thousand Pa. For GM, coefficient of peak friction is $\mu_{GM\text{-}peak} = 0.94$ (i.e., $\phi_{GM\text{-}peak} = 43°$) and coefficient of stable friction is $\mu_{GM\text{-}stable} = 0.64$ ($\phi_{GM\text{-}stable} = 33°$). Both peak and stable cohesion are low and close to zero Pa (respectively $C_{GM\text{-}peak} = -70$ Pa and $C_{GM\text{-}stable} = 40$ Pa). For PVC, coefficients of peak and stable friction are high ($\mu_{PVC\text{-}peak} = 1.05$; that is $\phi_{PVC\text{-}peak} = 46°$; $\mu_{PVC\text{-}stable} = 0.92$; that is $\phi_{PVC\text{-}peak} = 43°$). Cohesion are $C_{PVC\text{-}peak} = 300$ Pa and $C_{PVC\text{-}stable} = 50$ Pa. Finally, Mat IV has median coefficients of internal friction for peak friction ($\mu_{MatIV\text{-}peak} = 0.82$; that is $\phi_{MatIV\text{-}peak} = 39°$) and stable friction ($\mu_{MatIV\text{-}stable} = 0.67$; that is $\phi_{MatIV\text{-}stable} = 34°$). However, cohesions are remarquably high. It $C_{MatIV\text{-}peak} = 1600$ Pa at peak friction and $C_{MatIV\text{-}stable} = 750$ Pa at stable friction.

Finally, we have performed small tests in a classic sand box set-up to analyze the accretionary wedge deformation patterns for each water-saturated materials. In Figure 6, we present pictures of model surface obtained after 5 cm of bulk shortening. The thickness of incoming material is 2 cm. As for classic dry sand accretionary wedges [Davis et al., 1983], deformation for water-saturated materials occurs along shear planes dipping toward the rigid buttress. We can distinguish two categories of deformation style according to the geometry of surface ruptures. First, the GM, PVC and MatIV group displays 2 to 3 main in-sequence thrusts that cross the whole width of the box. Surface ruptures are slightly curved along the borders because of sidewall frictions. Second, SilPwd presents a much more complicated structural morphology composed of numerous and shortly spaced thrusts and backthrusts. Each fault accommodates a short proportion of bulk shortening. This geometry can be explained by the high cohesive strength and friction of the material that prevent from the formation of long thrust slices as for GM and PVC. According to these deformation tests, deformation style for GM, PVC and MatIV reproduces accretionary wedge deformation pattern constituted by well individualized in sequence thrust faults dipping toward the buttress whereas SilPwd displays small, very numerous and closely spaced thrusts. To model accretionary wedge deformation style in piedmont domains, these results indicate that SilPwd doesn't fit our physical requirements whereas GM, PVC and MatIV do.

III.6 - Erosive properties

III.6.1 - Experimental set-up and protocol

We have built an experimental set-up to analyze the erosion-transport properties of each water-saturated materials. It consists in measuring their eroded sedimentary fluxes to determine mean erosion rates and erosion law parameters (Figure 7). The measurement protocol is based on several previous techniques [Hasbargen and Paola, 2000 ; Métivier and Meunier, 2003]. It consists in a PVC box (35.8 cm long, 34.7 cm large and 5 cm deep) filled with water-saturated material. It can be tilted by an angle α from few degrees to 30°. A rainfall system delivers water micro droplets (precipitation rate around 25-30 mm/h and mean droplet diameter near 100 μm) that trigger erosion-transport of the material. Calculation of impact kinematical energy released

by micro-droplets shows that their energy is below natural range of grain-grain binding energy [5 - 600 μJ ; Salles et al., 2000 ; Lague et al., 2003]. Rainsplash is therefore limited and erosion occurs mainly by surface runoff and/or mass slides. Removed particles flow down the slope and fall in a first basin (basin1) initially filled with water. Its volume is maintained constant thanks to an overflow device. As eroded particles fall in basin 1, excess water flows toward a second basin (basin 2). Two mass balances measure the weight of both basins allowing the measurement of water and sediments output fluxes (accuracy at 0.1 g). The first balance at basin 1 measures the cumulative mass of eroded sediment. The second balance at basin 2 controls water supply. Each experiment is prepared in the same way. Materials is firstly saturated with water and then poured in the box. Excessive material is delicately scrapped off with a ruler. The initial surface of the box is therefore smooth and similar from an experiment to another. The box is then allowed to settled overnight. This waiting time is sufficient for water to slightly evaporate and allows tilting the model surface at the beginning of the experiment. During the experiment, eroded particles falling in basin 1 replace water. Accordingly, cumulative measurements at balance 1 correspond to the continuous substitution of water by sediment. It can be expressed by the following mass conservation formula :

$$M_1 = M_{sed-input} - M_{water-output} \quad (5)$$

Here, M_1 is the mass recorded at balance 1, $M_{sed\text{-}input}$ is the mass of eroded particles and $M_{water\text{-}output}$ is the mass of expulsed water (in g). $M_{water\text{-}output}$ is controlled with balance 2. The total volume in basin 1 remaining constant, the volume of expulsed water equals the volume of sediment (V_{sed}) and equation 5 simplifies :

$$M_1 = V_{sed}.(\rho_{sed} - \rho_{water}) \quad (6)$$

Here, ρ_{sed} and ρ_{water} are respectively the density for sediment particles (specific density) and water (both in $g.cm^{-3}$). For each pure component, the sediment density is directly equivalent to the specific density (Table 1). For MatIV, we used a mean grain density calculated according to formula 2 ($<\rho_{Spec_MatIV}> = 2.22$ g/cm^3). For each material, specific density is greater than water so the cumulative curves described at balance 1 are positive.

III.6.2 - Basic morphologies and fluxes

To compare how GM, SilPwd, PVC and MatIV typically erode, we present four tests performed with a constant surface slope of 15°. This slope is imposed at the beginning of the experiment by tilting the erosion box. It corresponds to topographic relaxation experiments as no additive tilting is performed during the test [Crave et al., 2000 ; Lague et al., 2003]. On figure 8, we present the resulting morphologies and recorded mass evolution curves obtained for each material. Pictures are taken at different time (15 min for PVC, about 1 or 2 hours for GM and SilPwd, and 6 hours for MatIV) because materials erode at various erosion rates (see below).

On a qualitative point of view, morphologies of pure materials are significantly different for both GM and PVC (Figure 8.b&c) and for SilPwd and MatIV(Figure 8.d&e). GM and PVC have preserved a wide tilted plateau at 15° in the uppermost part of the drainage basin where no erosion occurred. The lower part is poorly channelized and corresponds to slightly tilted surfaces. Their slopes are about 9.7-10.1° for GM and 2.4-2.9° for PVC. In both cases, the erosion front display concave scarps that indicate erosion processes occurring mainly through landsliding. The absence of overland flow suggests that precipitation is lower than infiltration capacity. All precipitated water seeps through material pores and generate subsurface flow. The impermeable bottom of the box deviates the flow lines toward the outflow device and subsurface

flows weaken the base of the erosion front, triggering landslides. This hypothesis is supported by high values of measured permeabilities for GM and PVC (Table 1). On the contrary, SilPwd displays a clear channelized drainage pattern with at least five main catchments (Figure 8.d). Some relics of the initial tilted plateau are preserved along the upper borders but their surface is reduced. The downstream zone has a homogeneous slope of 10-10.3° and is composed of deposited particles or outcropping "bedrock". Erosion processes generate drainage basins delimited by well-defined crests. The transition between channels and hillslopes displays frequent overhanging banks that can be removed by landslides. Finally, MatIV test present six well-defined drainage basins (Figure 7.e). Remnants of the initial surface are preserved along the upper border of the drainage basins and crestlines delimitate their boundaries. Hillslopes display rare overhangs along channels because landslides are much more frequent. Bedrock and alluvial terraces can form and be preserved in the middle section. Theses terraces are formed by the migration and incision of streams. The flat tilted zone in the downstream domain has a mean slope of 8° and display both alluvial and "bedrock" portions. In all these examples, the flat downstream surface seems to be a "by pass zones" (most of the particles eroded from above are simply transmitted along this surface toward the overflow device) or "buffer zones" (the flat zone regulates the incoming and outgoing fluxes of particles according to transport capacity).

On a quantitative point of view (Figure 8.f), the erosion curve for GM has a steep slope during the first 10 minutes (49 g/min) that rapidly decreases during the last hour (sediment yield around 2 g/min). The time of transition to stable phase t_{GM} is around 15 min. For SilPwd, the evolution curve is much more regular and grows with a relatively constant slope (16 g/min). However, a slight inflexion in sedimentary transport curve can be proposed around t_{SilPwd} = 30 min. Before, this time, mean sediment yield is around 22 g/min whereas it is about 13 g/min after. For PVC, the yield curve is much more shorter as the experiment lasts only 15 min. The sediment production is very important (88 g/min) for the first 5 min and then progressively decreases around t_{PVC} = 7-8 min (50 g/min). The global trend of the curve defines a high mean sediment yield (35 g/min). Finally, the quaternary material has a regular concave-down yield curve with a mean slope around 15 g/min during the first 20 minutes and around 5 g/min for the last 30 min. As we will present on figure 9, a transition time can be proposed around 100-150 minutes.

These tests indicate that compositions like PVC or GM display high erosion rates and favor mass wasting processes. This behavior comes from the relatively well-rounded particles, high granulometry and consequently high porosity and permeability. In that conditions, no drainage basin and channel forms. On contrary, SilPwd and MatIV favors incision processes and generate drainage basins and drainage networks with hillslopes and crests. The large granulometric dispersion of particles allows detailed morphological features in catchments. On a morphological point of view, PVC or GM do not fit our physical requirements but SilPwd and MatIV do.

III.6.3 - Erosion properties for Mat IV

III.6.3.1 - Mean erosion rate

The previous deformational and erosional tests have demonstrated that Mat IV is an interesting experimental material that accounts for first order deformation characteristics of the continental crust (faults, thrust slices) and first order morphologies of mountainous relief (valley, channel, crest and hillslopes). In the following, we concentrate our work on this material and try to characterize its erosional properties (mean erosion rate and erosion law parameters under typical precipitation rate of experiments).

Figure 9.e presents evolution curves of mass versus time performed with MatIV at 10°, 13°, 15° and 20° slopes and for a constant precipitation rate (about 25 mm/hr). Upper pictures show surface views of each final stage that allow comparing morphology (figure 9.a-d). Firstly,

evolution curves show that the steeper the initial slope of the material, the quicker the evolution curves. It demonstrates that sediment yield of MatIV depend on slope. Secondly, each curve can be broadly divided into two successive domains. The first lasts from 0 to 150-250 minutes for slopes 10, 13 & 15° and 10-15 minutes for 20° and has a broad logarithmic evolution. It can be interpreted as a transitory phase of drainage network evolution, which however does not correspond to the growth of the drainage network [Lague et al., 2003] as full connectivity is achieved after only 5 or 10 minutes. In the following, we will not analyze this part of the curve but focus on the second phase. This second phase lasts till the end of the experiment and is characterized by a seemingly linear evolution of sediment yields with time. We presume that this phase would tend to flatten and reach a near zero mass flux after several tens of hours or days [Schumm and Rea, 1985]. This constant sediment flux indicates that topography is transferring material at a steady rate. As in nature where solid load measurements at a channel outlet can be interpreted in terms of upstream mean denudation rates [Summerfield and Hulton, 1994], we try to estimate a minimum erosion rate for each steady curve. Sediment yield is Q = 0.6 g/min for 10°, 1.4 g/min for 13°, 2.8 g/min for 15° and 16.2 g/min for 20°. Given that the mean specific density and porosity of MatIV are respectively $<\rho_{Spec_MatIV}>$ = 2.22 g/cm^3 and θ_{MatIV} = 34 % (Table 1) and given that the total area of the box is A_{total} = 1242 cm^2, mean erosion E for each slopes can be calculated with the following formula :

$$E = \frac{Q}{< \rho_{Spec_MatIV} > .(1 - \theta_{MatIV}).A_{total}} \tag{7}$$

It gives erosion rate around 0.20 mm/h at 10°, 0.46 mm/h at 13°, 0.92 at 15° and 5.34 mm/h at 20°. The relationship between mean erosion rates and slopes appears strongly non linear and follows an exponential evolution (figure 9.f). This evolution is symptomatic of the evolution of MatIV erosion rate under a 25 mm/hr precipitation rate. The sharp increase in erosion rate around 20± 2° indicates a change in the dominant erosion processes shaping MatIV. It is incision processes below 20± 2° and mass wasting processes above.

III.6.3.2 - Erosion law

The cumulative sediment yield curves established for each slope can be used to evaluate the erosion law that best explains the data. Channelized processes, and particularly fluvial processes, are modelled by considering that sediment transport and incision result from the shear stress acting on the riverbed [Howard and Kerby, 1983]. The so-called “stream power” model assumes that incision can be linked to upstream drainage area A and local slope S according to equation 8 [Howard *et al.*, 1994, Stock and Montgomery, 1999, Tucker and Whipple, 2000]

$$\frac{dz}{dt} = k.A^m.S^n \tag{8}$$

where m and n are positive exponent and k is a dimensional coefficient of erosion. Employing Hack's law [Hack, 1957] :

$$A = k_H.x^h \tag{9}$$

where k_H a dimensional constant, h the reciprocal of the Hack exponent, and x the streamwise distance downstream of the drainage divide, equation 8 can be written

$$\frac{dz}{dt} = K.x^{hm}.S^{n} \quad (10)$$

where K is a parameter describing hydraulic roughness and bed sediments, which depends on lithology, climate and sediment load [Whipple and Tucker, 1999 ; Stock and Montgomery, 1999]. Equation 10 allows modelling the evolution of longitudinal profile within the experimental box, with outlet position held at same elevation. It is therefore possible to calculate the elevation difference due to this incision for each point representing the river profile and the resulting sediment flux exported at basin outlet. This longitudinal profile is then integrated over the width of the box (i.e. 347 mm) in order to calculate the sedimentary flux over the whole box. This sediment budget can be compared to the measurements collected during experiments. As we are looking for the best fitting equation, with 3 unknowns (hm, n and K), following Stock and Montgomery (1999), we force hm and n to vary by increments of 0.1 between 1 and 3, and then K is optimized for each combination to minimize the sum of the differences between the model and the measurements. From the collection of 441 couples of hm, n and best value of K, a least-square algorithm is then used to determine the best fitting stream power law parameters.

Our results show that the best fitting parameters in experiments are independent on the initial slope of the box (see Table 2 and Figure 10). As experiments are performed in the same conditions (uniform lithology, precipitation), we are in conditions where K, hm and n are supposed to be constant [Whipple and Tucker, 1999], which is in agreement with our results. It is noticeable that the mismatch between modelled sediment flux and measurements is much more important for the experiment with 20° initial slope than for the other (see rms, in Table 2). Looking at the evolution of sediment flux with time in the experiments and comparing them with the best fitting models (Figure 10), we observe that the modelled sediment flux is consistent with data for an initial slope lower or equal to 15°, but fails to reproduce the sediment flux evolution when initial slope is 20°. This probably reflects that the dominant erosion process in this experiment (landsliding) is not well accounted by the stream power law. In particular, the equation used is not appropriate to reproduce the very important sediment flux measured in the first 10 minutes.

Best fitting slope exponent (n) of stream power law is equal to 1.0 in our experiments (see inset, Figure 10). This value is within the range of typical values derived from field data [Howard and Kerby, 1983 ; Tarboton et al., 1989 ; Stock and Montgomery, 1999] and theoretical considerations [Whipple and Tucker, 1999 ; Tucker and Whipple, 2002]. This suggests that dominant erosion process in our experiment catch the essence of dominant erosion processes in natural watersheds. In addition, the exponent hm is relatively high (best fitting value : 3.0, Table 2). Given typical range of reciprocal Hack exponent (h from 0.93 to 2.12 [Hack, 1957 ; Rigon et al., 1996 ; Stock and Montgomery, 1999]), this would lead to an exponent m between 1.42 and 3.20. In our experiments, the m/n ratio is therefore out of the typical range in nature, indeed between 0.35 and 0.6 [Whipple and Tucker, 1999]. However, this exponent m represents a discharge-drainage area relation that is weigted by the importance of discharge on incision. In our experiments, precipitations are hold constant through time. On the contrary, in natural catchments, precipitations are non-uniform in space and time, and the transport capacity can be strongly increased during a high precipitation episode. Thus, the uniform distribution of precipitation in our experiments probably leads to value of m higher than for natural basins.

From a theoretical approach, Whipple and Tucker (1999) have demonstrated that the sensitivity of river to varying lithology, climate or uplift is strongly related to the slope exponent n. In our experiments, this exponent scales like natural catchments, which indicates that our modelling is appropriate to catch the fundamental aspect of landscapes evolution.

IV - DISCUSSION

IV.1 - Example of application

We have tested MatIV in a typical experiment of piedmont deformation and erosion to illustrate how it deforms and erodes. We used the experimental setup presented in Graveleau & Dominguez (2008) and sketched on Figure 1.c. Deformation processes are induced by pulling a basal film beneath a rigid backstop. Surface processes are triggered by sprinkling water micro-droplets over model surface. By combining deformation and erosion-transport-sedimentation processes, we expect to generate various morphotectonic markers (alluvial fans, fault scarps, channels, drainage basins, terraces, etc.) and stratigraphic markers (layered syntectonic deposits).

The example described in figure 10 illustrates the final stage of an experiment that lasts 12 hours at constant rainfall and convergence rates (respectively at 25 mm/h and 30 mm/h). The model is composed of three main layers that represent a 16 cm thick pile of material near the buttress. Given a length ratio of 1-2. 10^{-5} (1 cm ≈ 500-1000 m ; see next section), we model the upper 10-15 km of the brittle continental crust. The deeper layer is composed of 6 cm of a GM and PVC mixture (50/50 mass ratio). This material (MatII) replaces the visco-plastic material used in Graveleau & Dominguez (2008) and aims at modeling a potential rheology lying at depth around 10-15 km within the continental crust. At these depths, pressure, increasing temperature, and fluids may weaken the crust and decrease its strength [Byerlee, 1978]. That's why MatII presents lower frictional properties than overlying MatIV (internal friction angle is around 45° and cohesion is around 300 Pa). Above, a MatIV layer covers the binary mixture. It is 10 cm thick toward the backstop and 4 cm thick toward the rigid ramp. This layer represents the continental basement. Finally, a 6 cm thick stratified layering overlies the rigid ramp and tapers on the MatIV. It is composed of alternating layers of MatIV (0.7 cm) and GM (0.3 cm). This domain aims at modeling the pre-existing stratified foreland sedimentary basin. The GM layers between MatIV levels weaken the bulk strength of the foreland domain so as to promote folding during wedge widening and propagation of deformation.

Figure 11.B.a presents a 3D view of the cross-sectioned model at final stage. Two close up pictures of the surface morphology (Figure 11.B.b) and the internal structures (Figure 11.B.c) are provided to detail how the selected quaternary material erodes and deforms. The model is characterized by a single thrust that deeps toward the rigid backstop with a mean slope of about 20°. In plan view, the active thrust scarp is underlined by the juxtaposition of two contrasted materials : the dark gray original MatIV in the hanging wall, and a bright gray material in the footwall (syntectonic sediments). In cross-section, a close view of the fault geometry indicates that the thickness of the shear zone is relatively thin (about 1 mm) and is highlighted by bright particles (silica or PVC particles). A minor backthrust is associated to the main thrust (Figure 11.B.c) and resulted from a minor change in thrust dip toward the surface. Finally, the hanging wall is slightly folded as underlined by GM bent layers.

In plan view, the experimental topography display various morphological features. First, cumulative relief about 2-4 cm above the flat undeformed lowland underline the active deformation front. These topographies are shaped by several adjacent drainage basins whose geometries are elongated perpendicularly to the fault trend. These basins are about 20-25 cm long and 8-10 cm wide and separated by straight crestlines. Drainage surface are in the range of 50 to 200 cm^2. These catchments display a drainage network with two to three streams orders according to Strahler classification [Strahler, 1957]. Due to the flat initial conditions, drainage basins increase their surface by headward erosion. Channel widths are 2-3 cm large in downstream domains but they rapidly narrow upstreamward. Down the valley, strath and alluvial terraces are preserved. They appeared in response to the simultaneous relief uplift and channel incision. Their differences in height never exceed 1 or 2 mm and their lengths range from few centimeters to 7-10 cm.

Downstream to the active thrust, fan shape sedimentary bodies lies at drainage basin outlets (Figure 11.B.b). Their frontal geometry is underlined by Graphite particles (black sediments) and lies at about 15 - 17 cm from the fan apex. Alluvial surfaces are around 150-180 cm^2. Sediments have contrasted colors according to their position relative to the active front (Figure 11.B.b'). Close to the fault, "proximal" facies are composed of silica (either glass microbeads or silica powder). Mid-distance facies are composed of black Graphite particles whereas distal facies correspond to white particles of PVC. This sorting results from the density contrast between MatIV particles. GM and SilPwd have the heaviest specific density (around 2.5-2.65 ; Table 1) and therefore have the shortest characteristic transport distances. On the contrary, Graphite and PVC, with specific densities around 2.25 and 1.38 respectively (Table 1), are much lighter and are transported much farther. In cross-section, internal domains thrusts over syntectonic deposits that correspond to alluvial fan sediments accumulated at the bottom of the uplifting and eroding relief (Figure 11.B.b&c). They have a tapered geometry that points toward the underformed lowland. Their thickness below the active thrust is about 2 cm. These sediments are finely stratified and display downlap structures that indicate a forelandward progradation of sedimentation. In cross-section, "proximal" and "distal" sediments can be distinguished according to their characteristics (Figure 11.B.c'). Few PVC particles are preserved in this cross-section because they depose farther toward the free boundary conditions in the lowland. Note that some other experiments have shown that PVC powder could be preserved in syntectonic deposits of piggy-back basin and indented with graphite and silica [Graveleau et al., 2008]. Finally, graphite powder underlines the unconformity between ante-tectonic stratification and syntectonic sediments (Figure 11.B.c'). The amalgamation of alluvial fans deposits is notably recorded by the upper graphite set near the surface.

IV.2 - Modeling deformation and surface processes

Our experimental tests shows that pure compositions made of GM, PVC or SilPwd do not satisfy our experimental and physical requirement. GM and PVC has satisfying deformational style but morphologies shaped by single mass wasting processes. On contrary, SilPwd has unrealistic deformation style at the scale of a piedmont (too much minor faults) but has an interesting diversified morphology shape by channelized processes (runoff). Accordingly, we have performed mixtures with these three components and we have selected a quaternary material (MatIV) whose composition (40% of GM, 40 % of SilPwd, 18% of PVC and 2 % of Graph) takes advantage of each pure material. Deformation style is induced by GM and PVC materials whereas morphological behavior and features originate from SilPwd. The observation of internal structures in experiment shows that MatIV generates faults whose dip (20-30°) is in the range of natural orogenic wedge thrusts. On a morphological point of view, figure 11.B.a&b show that MatIV erodes by dominated incision processes that generate drainage basins and ramified channels. Continuous observation of model evolution shows that punctual landslides occur on steep hillslopes. Their occurrences may explain why overhangs along channels are rare and why sharp crests can form between adjacent watersheds. Finally, the composition of MatIV based on wide granulometric distribution and contrasted color and density particles facilitates the analysis of alluvial fan evolution. In surface, they display detailed morphological features (terraces, distributary channels) and proximal and distal facies due to various characteristic transport distances of particles. In cross-section, the evolution of this sedimentary dynamics is recorded by finely stratified layers whose geometry (downlap, cut-off, proximal and distal sets) traduces the morphological and sedimentary evolution of the piedmont.

IV.3 - Scaling Issue

To investigate geometrical, dynamical and kinematical scaling between model and nature, we compare the experiment of figure 11 with Tian Shan mountain belt morphology and tectonics (NW China ; Figure 12). We choose the southern Tian Shan piedmont because it displays morphological and tectonic markers that illustrate interactions between tectonics, erosion and sedimentation similar to our model. Tian Shan is an intracontinental mountain belt presently characterized by slow convergence rates (10-20 mm/yr) [Reigber et al., 2001] and semi-arid climatic conditions (mean precipitation rate inferior to 300 mm/yr) [Poisson, 2002].

We firstly compare adimentional geometrical values for drainage basins (relief ratio) and alluvial fans (surface slope) in experiment and nature to investigate the geometric similarity. In the experiment described on figure 11&12.a, shortening rate was 30 mm/hr and rainfall rate was 25 mm/hr during 12 hours. Within these boundary conditions, relief ratio of model topography is about 30-58% (16-30°) and alluvial fan slope is about 5-9% (3-5° ; see Table 3). In Tian-Shan, relief ratio of several river catchments are in the range of 7-17% (4.0-9.7°) and associated fan slopes are around 2.7-5.1 % (1.5-2.9° ; Graveleau, 2008 ; Figure 12.b). Consequently, slopes in model and nature are in the same range for alluvial fans but not for relief. The agreement for alluvial fan slopes suggests that horizontal and vertical scaling factors in experiments are somewhat similar. The difference in relief ratio could traduce an excessive uplift velocity compared to erosion ability of material. This ability is probably illustrated by the 8° downstream zone observed in relaxation erosion tests (Figure 8.e&9). This slope may traduce an erosion threshold for incision and transport under experimental precipitation rates [Lague et al., 2003].

We have compared the sizes of several morphological features in experiment and Tian Shan southern piedmont to propose a mean geometrical scaling for both horizontal and vertical dimensions (Table 3 ; Figure12). It is not a trivial issue as drainage basins and alluvial fans grow during the experiment. However, morphologic features in model display generally homogeneous sizes from one experiment to the other because the set-up is always the same and because experiments are performed with constant rainfall (around 25-30 mm/h) and shortening rates (in the range of 30-40 mm/h). We have compared the dimensions of catchments, channels, alluvial fans and terraces (height, length, width) and summarized the results in Table 3. Experimental measurements were previously mentioned in this manuscript. Field data are issued from morphometric measurements reported in Graveleau (2008). The result indicates that geometrical scaling factors vary from one morphological feature to the other. Vertical scaling for piedmont relief (1cm = 1250-2000m) is twice the scaling of terrace height (1cm = 500-750m). Horizontal dimensions start from high scaling factors for valley width (1cm = 750-1200m) or terrace length (1cm = 100-500m) to low scaling factors for drainage basin length (1cm = 200-300m) and width (1cm = 500-1500m). This dispersion illustrates the difficulty to catch a single value to compare nature to model. It may result from the relaxation of some other scaling factors. Particularly the relaxation of the dynamical scaling (see below) would induce unscaled erosional and transport processes that would results in unscaled morphological features. However, one can notice that all these geometrical scaling factors are on average in the range of $1\text{-}2.10^{-5}$ (1 cm in experiment = 500 – 1000 m in nature). Although the dispersion of such scaling factor is dependant on active processes in model and on the evolution of the experiment, it gives a first order value that is consistent from one experiment to the other [Graveleau and Dominguez, 2008]. It provides therefore a valuable mean for comparing model to natural morphologies and to analyze the geometrical evolution of morphotectonic features.

Dynamical scaling in this experiment can be investigated on a tectonic and hydraulic point of view [Davy and Cobbold, 1991 ; Niemann and Hasbargen, 2005]. For tectonic processes, dynamical scaling is governed by Equation 1. Table 4 sums up characteristic values of density, length and stress in experiment and nature. Gravity in model and nature are similar so $g^*=1$. A mean length ratio in our model has been estimated to $1\text{-}2.10^{-5}$ (Table3). Considering the density

of MatIV ρ_{MatIV} = 1600 kg.m-3 and natural rock densities comprised between 2000 kg.m^{-3} (sandstone) and granite (2800 kg.m^{-3}), the density ratio ρ^* is between 0.59 and 0.8. Finally, cohesion in natural rocks are comprised between 10^7 Pa (sandstone, granite, etc.) and 10^8 Pa (marble, limestone ; Schellart, 2000). Within these parameters, cohesion in our model should be in the range of 60 – 1600 Pa to be in agreement with Equation 1 relationship. With a measured cohesion of 1600 Pa in peak friction conditions and 700 Pa in stable friction, MatIV is at the upper limit of the appropriate stress values. The angle of internal friction (40°) is in the right range of natural rock value (Schellart, 2000). In conclusion mechanical properties of MatIV are not fully scaled compared to natural rocks but it remains in an acceptable range of values.

Concerning hydraulic processes, we have followed Niemann and Hasbargen (2005) and have calculated the Froude and Reynolds numbers in experiment. Flow depth in experiments range from 5.10^{-4} m to 10^{-3} m and velocities range from 0.001 to 0.01 m/s. Using a kinematic value of 10^{-6} Pa.s for pure water, these values imply laminar flow with $0.5 < Re < 100$ and fluvial flow with $0.01 < Fr < 1$. Hydraulic measurements along the Urumqi river in Northern Tian Shan indicate Re ~ 370 000 ± 280 000 and Fr ~ 0,44 ± 0.18 [Liu et al., 2008]. Thus, Reynolds numbers for experiment are well below those observed in natural rivers but Froude numbers slightly fit. Accordingly, it brings us to the same conclusion as Niemann and Hasbargen (2005). Although not perfectly similar on a dynamical point of view, channels in experiment and nature seems to respond to the same balance of forces that promotes gravitational forces on inertial and viscous forces.

Kinematical scaling in experimental modeling of landscapes is hard to achieve because numerous time scales for erosion-transport processes coexist in natural settings [Schumm et al., 1987 ; Lague et al., 2003]. However, we challenge the idea to evaluate a mean temporal scaling factor by simply comparing mean erosion velocities between model and nature. In simple tests performed at initial slopes ranging from 10 to 15° (Figure 9), we have shown that MatIV is characterized by a mean erosion rate around 0.2 to 1 mm/h for most of topographic slopes. It is a minimum erosion rate as these tests concern relaxing topographies and no uplift sustains relief. Experiments with active tectonics (as on figure 11) would have a higher erosion rate. In nature, mean erosion rates in mountain ranges are difficult to measure and change sharply form one mountain belt to the other. For instance, in active mountain belts, it is about 0.2 ± 0.1 mm/yr in Tian Shan [Charreau, pers. com.] and one order of magnitude higher in Taiwan [about 5 ± 2 mm/yr ; Dadson et al., 2003], Himalaya [6-7 mm/yr ; Burbank et al., 1996 ; Shroder and Bishop, 2000] and New-Zealand [9 ± 4 mm/yr ; Hovius et al., 1997 ; Montgomery and Brandon, 2002]. In relaxing topographies, erosion rates are one or two orders of magnitude lower. For example, it is 0.02 ± 0.01 mm/yr in the Appalachians [Matmon et al., 2003]. One should notice that the Appalachians mountains are not fundamentally relaxing topographies because isostasy may sustain topography during erosion [Matmon et al., 2003]. Given the geometrical scaling ratio between model and nature ($L^* = 1\text{-}2.10^{-5}$), we can calculate a mean temporal scaling factor between our relaxation experiments and the Appalachians. Considering the order of magnitude of the experimental erosion rate (that is 0.1 mm/h), we can estimate $t^* = 3\text{-}6\ 10^{-10}$ that is 1 s = 50 - 100 years. This temporal scaling factor must be considered with cautions because of the simplifications on both experimental and natural measurements that have been done. However, it provides valuable temporal boundary conditions that would help to model different mountain belts lying at contrasted deformation and erosion rates.

V. – CONCLUSION

We have developed an experimental method for modeling simultaneously accretionary wedge deformation and erosion-transport-sedimentation processes at the scale of a mountain range piedmont. It was necessary to develop a new model material as conventional dry sand for

tectonic modeling and silica powders for morphologic modeling were not appropriate. In order to find a material that erode and deform simultaneously, we have defined physical properties required for the model material. On a tectonic point of view, model material should satisfy a Mohr-Coulomb failure criterion, localize deformation along shear zones (faults) and have a cohesion between 60 Pa and 1600 Pa and an angle of internal friction between 26° - 45°. On a morphological point of view, it should erode by channelized processes (incision) and hillslope processes (mass landslide, slumping, solifluction). Under experimental rainfall and tectonic deformation rates, it should generate topographies with morphological features similar to natural landscapes. Particularly, it should display drainage basins with channel networks, crests and terraces. On a sedimentological point of view, transport processes should generate sedimentary deposits similar to fan shape geometry. Fans should present detailed features in plan view (active / inactive channels) and cross-section (stratification, segregation of distal / proximal deposits). For practical reasons, materials are saturated and eroded with water and they should present contrasted granular texture to improve digital picture quality.

On this basis, we test several water saturated granular materials (glass microbeads “GM”, silica powder “SilPwd”, plastic powder “PVC” and graphite “Graphite”) to study their deformation and erosion-transport styles and processes. We demonstrate that these pure materials do not satisfy our physical criterions and propose a mixture that seems to represent an interesting compromise between satisfying deformation styles and morphologies. This material (MatIV) is made up with 40% of GM, 40% of SilPwd, 18% of PVC and 2 % of Graphite. Its cohesion is about 1600 Pa and its angle of internal friction is about 40°, which are at the upper limit of reasonable values for downscaled frictional properties. We investigate its erosional properties in eroded sediment fluxes at topographic slopes ranging from 10 to 20° and constant precipitation rate (25 mm/hr). Steady erosion fluxes allow estimating a mean erosion rate and evaluating stream power erosion exponents for our model. Mean erosion rates are in the range of 0.2 to 1 mm/h. Stream power exponents are $1.4 < m < 3.2$ and $n = 1$. This last parameter scale like natural catchments and indicate that erosion-transport processes in our model are somewhat comparable to natural mass transfer laws in natural drainage basins.

Finally, we used this new material in a specific set-up designed for studying the morphological evolution of a piedmont encompassing both accretionary wedge deformation style and surface processes. It accounts for the formation and evolution of several morphological and structural features. For instance, the material deforms in generating thrust faults. Erosion and transport processes generate various morphological markers such as watershed, drainage network, alluvial fans and terraces. Its particles are segregated during erosion and transport and generate stratified syntectonic deposits with detailed internal structures. Accordingly, this material is a promising experimental tool that should help to investigate new geological issues concerned with interaction between tectonic and surface processes.

Acknowledgments :

The “Reliefs” and “Eclipse” INSU-CNRS programs funded this study. F. Graveleau acknowledges a PhD grant from the Ministère de l’Enseignement Supérieur et de la Recherche (France). The authors thank C. Romano, E. Berthebaud, J. Oustry for building the experimental set-up and for technical assistance. Many thanks to the Gladys project (www.gladys-littoral.org) for allowing granulometric measurements, to the University of Montpellier II and its microscopy service for Scanning Electron Microphotographs and to D. Loggia, P. Azais and A. Belghoul for their help, discussion and technical assistance with permeameter measurements. We are thankful to A. Taboada, N. Estrada, F. Radjaï and S. El Youssoufi for discussion about granular materials. Constructive comments and fruitful discussion with xxxx led to further improvements of the manuscript.

VI. – References

Adam, J., Urai, J., Wieneke, B., Oncken, O., Pfeiffer, K., Kukowski, N., Lohrmann, J., Hoth, S., van der Zee, W. and Schmatz, J., 2005. Shear localisation and strain distribution during tectonic faulting - new insights from granular flow experiments and high-resolution optical image correlation techniques. *Journal of Structural Geology*, 27 : 283-301.

Babault, J., Bonnet, S., Crave, A. and Van Den Driessche, J., 2005. Influence of piedmont sedimentation on erosion dynamics of an uplifting landscape: an experimental approach. *Geological Society of America*, 33(4) : 301-304.

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). *Société Géologique de France,* 166 : 797-811.

Bigi, A., Hasbargen, L., Montanari, A. and Paola, C., 2006. Knickpoints and hillslope failures: Interactions in a steady state experimental landscape, in GSA Special Paper 398, Tectonics, climate, and landscape evolution (edited by Sean D. Willett, Niels Hovius, Mark T. Brandon, and Donald M. Fisher), p. 295-308.

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*, 26, TC6016, doi:10.1029/2006TC002048.

Bonnet, S. and Crave, A., 2003. Landscape response to climate change: insights from experimental modeling and implications for tectonic versus climatic uplift of topography. *Geology*, 31(2) : 123-136.

Bonnet, S. and Crave, A., 2006. Macroscale dynamics of experimental reliefs. In : Buiter, S.J. H. & Schreurs, G. (eds), Analogue and numerical modelling of crustal-scale processe, *Journal Geological Society of London, Special Publication*, 253 : 327-339.

Bryan, R.B., Hawke, R.M. and Rockwell, D.L., 1998. The influence of subsurface moisture on rill system evolution. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23 : 773-789.

Burbank, D.W., Leland, J., Fielding, E.J., Anderson, R.S., Brozovic, N., Reid, M.R. and Duncan, C.C., 1996a. Bedrock incision, rock uplift, and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas. *Nature*, 379 : 505-510.

Bull, W.B., 1991. Geomorphic response to climatic change. Oxford university press, 326 p.

Byerlee, J., 1978. Friction of rock, *Pure applied Geophysics*, 116, 615–626.

Cadell, H.M., 1889. Experimental researches in mountain building. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh,* 35 : 339–343.

Carman P.C., 1956. Flow of gases through porous media. London : Butterworths scientific publications,. London, 169 p.

Carman, P. C., 1938. The determination of the specific surface of powders. *Transactions of the Journal of the Society of Chemical Industry*, 57, 225-234.

Casagrande, A.,1932. Research on the Atterberg limits of soils. *Public Roads,* 13(8) : 121–136.

Chapple, W.M., 1978. Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts. *Geological Society of America Bulletin*, 89 : 1189-1198.

Charreau, J., Chen, Y., Gilder, S., Dominguez, S., Avouac, J.P., Sen, S., Sun, D., Li, Y. and Wang, W., 2005. Magnetostratigraphy and rock magnetism of the Neogene Kuitun He section (northwest China) : implications for Late Cenozoic uplift of the Tianshan mountains. *Earth and Planetary Science Letters*, 230 : 177–192.

Charreau, J., Gilder, S., Chen, Y., Dominguez, S., Avouac, J.P., Sen, S., Jolivet, M., Li, Y. and Wang, W., 2006. Magnetostratigraphy of the Yaha section, Tarim Basin (China) : 11 Ma acceleration in erosion and uplift of the Tian Shan mountains. *Geology*, 34(3), 181–184.

Cobbold, P.R, Durand, S. and Mourgues, R., 2001. Sandbox modelling of thrust wedges with fluid-assisted detachments. *Tectonophysics*, 334 : 245-258.

Cobbold, P.R. and Castro, L., 1999. Fluid pressure and effective stress in sandbox models. *Tectonophysics*, 301 : 1-19.

Cobbold, P.R., Davy, P., Gapais, D., Rossello, E.A., Sadybakasov, E., Thomas, J.C., Tondji Biyo, J.J. and Urreiztieta, M., 1993. Sedimentary basins and crustal thickening. *Sedimentary Geology*, 86 : 77-89.

Crave, A., Lague, D., Davy, P., Kermarrec, J.J., Sokoutis, D., Bodet, L. and Compagnon, R., 2000. Analogue modelling of relief dynamics. *Physics and Chemistry of the Earth,* (A), 25(6-7), 549-553.

Cruz, L., Teyssier, C., Perg, L., Take, A. and Fayon, A., 2008. Deformation, exhumation, and topography of experimental doubly-vergent orogenic wedges subjected to asymmetric erosion. *Journal of Structural Geology*, 30 : 98-115.

Dadson, S.J., Hovius, N., Chen, H., Dade, B., Hsieh, M.L., Willett, S.D., Hu, J.C., Horng, M.J., Chen, M.C., Stark, C.P., Lague, D. and Lin, J.C., 2003. Links between erosion, runoff variability and seismicity in the Taiwan orogen. *Nature*, 426, 648-651.

Dahlen, F.A., Suppe, J. and Davis, D., 1984. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges : cohesive coulomb theory. *Journal of Geophysical Research,* 89 (B12), 10 087-10 101.

Davis, D., Suppe, J. and Dahlen, F.A., 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research,* 88 (B12), 1153-1172.

Davy, P. and Cobbold, P.R., 1991. Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere. *Tectonophysics*, 188 : 1-25.

Dominguez et al., submitted

Flint, J.J., 1973. Experimental development of headward growth of channel networks. *Geological Society of America Bulletin*, 84(3) : 1087–1094.

Gabbard, D.S., Huang, C., Norton, L.D. and Steinhardt, G.C., 1998. Landscape position, surface hydraulic gradients and erosion processes. *Earth Surface Processes and Landforms,* 23 : 83-93.

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*, 243 : 786-804.

Graveleau, F., Dominguez, S. and Malavieille, J., 2008. A new analogue modelling approach for studying interactions between surface processes and deformation in active mountain belt piedmonts, abstract GeoMod, 2008, Firenze (Italy).

Graveleau, F. and Dominguez, S., 2008. Analogue modelling of the interactions between tectonics, erosion and sedimentation in foreland thrust belts. *Comptes Rendus Géosciences*, 340 : 324-333.

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). Thèse de doctorat de l'Université de Montpellier II, xxxp.

Hack, J.T., 1957. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland: U.S. Geological Survey Professional Paper, 294-B : 45-97.

Halsey, T.C. and Levine, A.J., 1998. How sandcastles fall. *Physical Review Letters*, 80(14) : 3141-3144.

Hampel, A., Adam, J. and Kukowski, N., 2004. Response of the tectonically erosive south Peruvian forearc to subduction of the Nazca Ridge : Analysis of three-dimensional analogue experiments. *Tectonics*, 23, TC5003, doi:10.1029/2003TC001585.

Hancock, G.R. and Willgoose, G., 2001. The production of digital elevation models for experimental model landscapes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26(5) : 475-490.

Hasbargen, L.E. and Paola, C., 2000 Landscape instability in an experimental drainage basin. *Geology*, 28, 1067-1070.

Heller, P.L., Paola, C., Hwang, I., John, B. and Steel, R., 2001. Geomorphology and sequence stratigraphy due to slow and rapid base-level changes in an experimental subsiding basin (XES 96-1). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 85 : 817-838.

Hornbaker, D.J., Albert, R., Albert, I., Barabasi, A.L. and Schiffer, P., 1997. What keeps sandcastles standing? *Nature*, 387, 765.

Horsfield, W., 1977. An experimental approach to basement-controlled faulting. *Geologie en Mijnbouw*, 56 : 363-370.

Hoth, S., Hoffmann-Rothe, A. and Kukowski, N., 2007. Frontal accretion: An internal clock for bivergent wedge deformation and surface uplift, *Journal of Geophysical Research*,112, B6, B06408.

Hovius, N., Stark, C.P. and Allen, P.A., 1997. Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping. *Geology*, 25 : 231-234.

Howard, A.D. and Kerby, G., 1983. Channel changes in badlands. *Geological Society of America Bulletin*, 94(6) : 739-752.

Howard, A.D., 1994. A detachment-limited model of drainage basin evolution. *Water Resources Research*, 30(7) : 2261-2285.

Howard, A.D., Dietrich, W.E. and Seidl, M.A., 1994. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales, *Journal of Geophysical Research,* 99 (B7), 13 971-13 986.

Hubbert, M.K., 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Geological Society of America Bulletin*, 48 : 1459-1520.

Hubbert, M.K., 1951. Mechanical basis for certain familiar geologic structures, *Geological Society of America Bulletin*, 62 : 355-372.

Jordan, T.E., 1981. Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous, western United States : *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 65 : 2506-2520.

Konstantinovskaia, E. and Malavieille, J., 2005. Erosion and exhumation in accretionary orogens: Experimental and geological approaches, *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, *6*, Q02006, doi:10.1029/2004GC000794.

Koss, J.E., Ethridge, F.G. and Schumm, S.A., 1994. An experimental study of the effects of base-level change on fluvial, coastal plain and shelf systems. *Journal of Sedimentary Research*, B64 : 90-98.

Kozeny, J., 1927. Über Kapillare Leitung des Wassers im Boden, Sitzungsber, *Osterreichische Akademie der Wissenschaften*, 136 (2a) : 271–306.

Krantz, R.W., 1991. Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixtures. *Tectonophysics*, 188 : 203-207.

Lague, D., Crave, A. and Davy, P., 2003 Laboratory experiments simulating the geomorphic response to tectonic uplift. *Journal of Geophysical Research*, 108(B1) 2008, doi : 10.1029/2002JB001785.

Larroque, C., Calassou, S., Malaveille, J. and Chanier, F., 1995. Experimental modelling of forearc basin development during accretionary wedge growth. *Basin Research*, 7 : 255-268.

Liu. Y., Métivier, F., Lajeunesse, E., Lancien, P., Narteau, C., Ye, B., and Meunier, P., 2008. Measuring bedload in gravel-bed mountain rivers : averaging methods and sampling strategies. *Geodinamica Acta*, 21 (1-2), 81-92.

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*, 25(10) : 1691-1711.

Malavieille, J., 1984. Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués: application aux chaînes de montagnes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 26 : 129-138.

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.

Matmon, A., Bierman, P.R., Larsen, J., Southworth, S., Pavich, M., Finkel, R. et Caffee, M., 2003. Erosion of an ancient mountain range, the great smoky mountains, North Carolina and Tennessee. *American Journal of Science*, 303 : 817-855.

Métivier, F. and Meunier, P., 2003. Input and output flux correlations in an experimental braided stream. implications on the dynamics of bed load transport. *Journal of Hydrology*, 271 : 22-38.

Métivier, F., Lajeunesse, E. and Cacas, M.C., 2005. Submarine canyons in the bathtub. *Journal of Sedimentary Research*, 75(1) : 6-11.

Mitarai, N. and Fori, F., 2006. Wet granular materials. *Advances in Physics*, 55(1-2), 1-45.

Molnar, P. and Lyon-Caen, H., 1988. Some simple physical aspects of the support, structure and evolution of mountain belts. *Geological Society of Amercia, Special Paper*, 218 : 179-207.

Montgomery, D.R. and Brandon, M.T., 2002. Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges. *Earth and Planetary Science Letters*, 201 : 481-489.

Montgomery, D.R., 2003. Predicting landscape-scale erosion rates using digital elevation models. *Comptes Rendus Geosciences,* 335 : 1121–1130.

Mourgues, R. and Cobbold, P.R., 2003. Some tectonic consequences of fluid overpressures and seepage forces as demonstrated by sandbox modelling. *Tectonophysics*, 376 : 75-97.

Mourgues, R. and Cobbold, P.R., 2006. Thrust wedges and fluid overpressures : Sandbox models involving pore fluids. *Journal of Geophysical Research*, 111, B05404, doi:10.1029/2004JB003441.

Mulugeta, G. and Koyi, H., 1987. Three-dimensional geometry and kinematics of experimental piggyback thrusting. *Geology*, 15 : 1052-1056.

Niemann, J.D., and Hasbargen, L.E., 2005. A comparison of experimental and natural drainage basin morphology across a range of scales. *Journal of Geophysical Research*, 110, F04017, doi:10.1029/2004JF000204.

Ori, G.G. and Friend, P.F., 1984. Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets. *Geology*, 12 : 475–478.

Paola, C., Mullin, J., Ellis, C., Mohrig, D., Swenson, J.B., Parker, G., Hickson, T., Heller, P.L., Pratson, L., Syvitski, J., Sheets, B. and Strong, N., 2001. Experimental Stratigraphy. GSA Today, 11 : 4-9.

Peakall, J., Ashworth, P.J. and Best, J.L., 1996. Physical modelling in fluvial geomorphology: principles, applications and unresolved issues in Rhoads, B.L. and Thorn, C.E. (eds.) The Scientific Nature of Geomorphology, Wiley & Sons, Chichester, 221-253.

Pelletier, J.D., 2003. Drainage basin evolution in the Rainfall Erosion Facility : dependence on initial conditions. *Geomorphology*, 53 : 183-196.

Phillips, L.F. and Schumm, S.A., 1987. Effect of regional slope on drainage networks. *Geology*, 15(9) : 813-816.

Pierrat P. and Caram, H.S., 1997. Tensile strength of wet granular materials. *Powder Technology,* 91 : 83-93.

Poisson, B., 2002. Impact du climat et de la tectonique sur l'évolution géomorphologique d'un piémont : Exemple du piémont Nord du Tian Shan depuis la fin du Pléistocène, Thèse de l'Université de Paris XI, 260 p.

Ramberg, H., 1981. Gravity, deformation and the earth's crust, 2nd edn. London. Academic Press, 452 pp.

Reigber, C., Michel, G.W., Galas, R. Angermann, D., Klotz, J., Chen, J.Y., Papschev, A., Arslanov, R., Tzurkov, V.E., Ishanov, M.C., 2001. New space geodetic constraints on the distribution of deformation in Central Asia. *Earth and Planetary Science Letters*, 191 : 157-165.

Richefeu, V., El Youssoufi, M. S. and Radjaï, F. 2006. Shear strength properties of wet granular. materials, *Physical Review. E*, 73, 051304.

Richefeu, V., El Youssoufi, M.S., Peyroux, R. and Radjaï, F.A., 2007. A model of capillary cohesion for numerical simulations of 3D polydisperse granular media. International journal for numerical and analytcical methods in geomecanics, DIS : 10.1002/nag.674.

Rieke-Zapp, D.H. and Nearing, M.A., 2005. Slope shape effects on erosion: a laboratory study. *Soil Science Society of America Journal*, 69 : 1463-1471.

Rigon, R., Rodriguez Iturbe, I., Maritan, A., Giacometti, A., Tarboton, D. and Rinaldo, A., 1996. On Hack's law. *Water Resources Research*, 32 : 3367-3374.

Roering, J.J., Kirchner, J.W. et Dietrich, W.E., 1999. Evidence for non-linear, diffusive sediment transport on hillslopes and implications for landscape morphology, *Water Resources Research*, 35, 853-870.

Rohais, S., 2007. Architecture stratigraphique et flux sédimentaires sur la marge sud du golfe de Corinthe (Grèce) : Analyse de terrain, modélisations expérimentales et numériques. Thèse de l'Université de Rennes 1, 386 pp.

Rossi, D. and Storti, F., 2003. New artificial granular materials for analogue laboratory experiments : aluminium and siliceous microspheres. *Journal of Structural Geology*, 25 : 1893-1899.

Rumpf, H.R, 1962. The strength of granules and agglomerates. In: W.A Knepper, Editor, Agglomeration, Wiley, New York, pp. 379–418.

Salles, C., Poesen, J. and Sempere-Torres, D., 2000. Kinetic energy of rain and its functional relation with intensity. *Journal of Hydrology*, 257 : 256–270.

Schellart, W.P., 2000. Shear test results for cohesion and friction coefficients for different granular materials : scaling implications for their usage in analogue modelling. *Tectonophysics*, 324 : 1-16.

Schreurs, G., Buiter, S.J.H., Boutelier, D., Corti, G., Costa, E., Cruden, A., Daniel, J.M., Hoth, S., Koyi, H., Kukowski, N., Lohrmann, J., Ravaglia, A., Schlische, R.W., Withjack, M.O., Yamada, Y., Cavozzi, C., DelVentisette, C., Elder Brady, J., Hoffmann-Rothe, A., Mengus, J.M., Montanari, D. and Nilforoushan, F., 2006. Analogue benchmarks of shortening and extension experiments. In Analogue and Numerical Modelling of Crustal-Scale Processes, Buiter, S.J.H. and Schreurs, G. (eds), Geological Society, London, Special Publication 253, 1-27.

Schubert, H., 1984. Capillary forces-modeling and application in particulate technology. *Powder Technology,* 37 : 105–116.

Schulze D., 1994. Entwicklung und anwendung eines neuartigen Ringshergerätes. Aufbereitungstechnik, 35(10) : 524-535.

Schumm, S.A. and Parker, R.S., 1973. Implications of complex response of drainage systems for Quaternary alluvial stratigraphy. *Nature*, 243 : 99-100.

Schumm, S.A. and Rea, D.K., 1995. Sediment yield from disturbed earth. systems. *Geology*, 23 : 391–394.

Schumm, S.A., Mosley, M.P. and Weaver, W.E., 1987. Experimental fluvial geomorphology, John Wiley, New York, 413p.

Shepherd, R.G. and Schumm, S.A., 1974. Experimental study of river incision. *Geological Society of America Bulletin*, 85 : 257–268.

Shroder, J.F., et Bishop, M.P., 2000. Unroofing of the Nanga Parbat Himalaya, in Khan, M.A., Treloar, P.J., Searle, M.P., and Jan, M.Q., eds., Tectonics of the Nanga Parbat Syntaxis and the Western Himalaya. *Geological Society Special Publication*, 170 : 163-179.

Stock, J.D. and Montgomery, D.R., 1999. Geologic constraints on bedrock river incision using the stream power law. *Journal of Geophysical Research*, 104(B3) : 4983–4993.

Storti, F., Salvini, F. and McClay, K., 2000. Synchronous and velocity-partitioned thrusting and thrust polarity reversal in experimentally produced, doubly-vergent thrust wedges : Implications for natural orogens. *Tectonics*, 19(2) : 378–396.

Strahler, A.N., 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *American Geophysical Union Transactions*. 38: 913-920.

Summerfield, M.A. and Hulton, N.J., 1994. Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. *Journal of Geophysical Research*, 99(B7) : 13 871–13 884.

Tarboton, D.G., Bras, R.L., and Rodriguez-Iturbe, I., 1989. Scaling and elevation in river networks. Water Resources Research, v. 25, p. 2037-2051.

Tucker, G.E. and Whipple, K.X., 2002. Topographic outcomes predicted by stream erosion models: Sensitivity analysis and intermodel comparison. Journal of Geophysical Research. B. Solid Earth , Vol. 107, doi:10.1029/2001JB000162.

Turowski, J.M., Lague, D., Crave, A. and Hovius, N., 2006. Experimental channel response to tectonic uplift. *Journal of Geophysical Research*, 111, F03008, doi:10.1029/2005JF000306.

Van Mechelen, J.L.M., 2004. Strength of moist sand controlled by surface tension for tectonic analogue modelling. *Tectonophysics*, 384 : 275-284.

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. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 43 : 316-330.

Whipple, K.X. and Tucker, G.E., 1999. Dynamics of the stream power river incision model : Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales and research needs. *Journal of Geophysical Research*, 104(B8) : 17 661-17 674.

Wittmann, R., Kautzky, T., Hübler, A. and Lüscher, E., 1991. A simple experiment for the examination of dendritic river systems. *Naturwissenschaften,* 78 : 23-25.

								Peak friction			Stable friction		
Materials	Sphericity	Roughness	D_{50} (μm)	ρ_{spec} ($g.cm^{-3}$)	ρ_{bulk} ($g.cm^{-3}$)	θ %	k (m^2)	ϕ (°)	μ	C (Pa)	ϕ (°)	μ	C (Pa)
GM	very high	Smooth	88	2.5	1.90	36	10^{-11}	43	0.94	-70	33	0.64	40
SilPwd	low	Rough	43	2.65	1.90	35	10^{-14}	-	-	-	-	-	-
PVC	high	Rough	147	1.38	1.10	46	10^{-11}	46	1.05	300	43	0.92	50
Graph	low	Rough	172	2.25	1.40	35	-	-	-	-	-	-	-
Mat.IV	-	-	105	2.22	1.60	34	10^{-12}	39	0.82	1600	34	0.67	750

Table 1 : Physical properties of water-saturated granular materials. Parameters are grain-size median (D_{50}), specific density of particles (ρ_{spec}), bulk density of water saturated material (ρ_{bulk}), porosity (θ) and permeability coefficient (k). Frictional propertie, i.e. the angle of internal friction (ϕ), the coefficient of internal friction (μ) and the extrapolated cohesion (C) are determined for peak and stable friction.

α	hm	n	K	rms
10	3.0	1.0	$4.79\ 10^{-8}$	**0.036**
13	3.0	1.0	$4.79\ 10^{-8}$	**0.020**
15	3.0	1.0	$4.79\ 10^{-8}$	**0.034**
20	3.0	1.0	$4.79\ 10^{-8}$	*0.091*

Table 2: Best fitting parameters of the stream power laws for the different initial slope (α). rms values in bold, reflects experiments where the power law equation accounts for the sediment flux evolution, whereas rms in italic reflects a case where the power law equation is not adapted to account for the experimental data.

				Scaling factor	
		Experiment (cm)	Tian Shan (m)	L*	1 cm (model) = … m (nature)
Vertical	Piedmont relief	3 - 5	2 000 - 2 500	$1.5\ 10^{-5} – 2.0\ 10^{-5}$	500 – 650
	Terrace height	0.1 – 0.2	50 – 150	$1.3\ 10^{-5} – 2.0\ 10^{-5}$	500 – 750
Horizontal	Drainage basin length	20 – 25	15 000 – 30 000	$0.8\ 10^{-5}$- $1.3\ 10^{-5}$	750 – 1 200
	Drainage basin width	8 – 10	5 000 – 15 000	$0.7\ 10^{-5} – 1.6\ 10^{-5}$	500 – 1 500
	Valley length	20 – 25	15 000 – 40 000	$0.6\ 10^{-5} – 1.3\ 10^{-5}$	750 – 1 500
	Valley width	0.5 – 2	100 – 600	$3.3\ 10^{-5} – 5.0\ 10^{-5}$	200 – 300
	Alluvial fan radius	10 – 20	8 000 – 12 000	$1.2\ 10^{-5} – 1.6\ 10^{-5}$	600 – 800
	Terrace length	1 – 10	100 – 5 000	$2.0\ 10^{-5} – 10\ 10^{-5}$	100 – 500
	Terrace width	0.2 – 1	100 – 500	2.10^{-5}	500
Geometrical ratio	Relief ratio	16 – 30 °	4 – 9.7 °		
	Alluvial fan slope	3 – 5 °	1.5 – 2.9 °		

Table 3. Comparison between morphological dimensions of several features in experiment and on the field. Field data about Tian Shan are issued from catchments south-eastern piedmont (Graveleau, 2008).

	Gravity	Morphological features characteristic length		Density		Angle of internal friction	Cohesion	
	($m.s^{-2}$)	(m)		($kg.m^{-3}$)		(°)	(Pa)	
		Min	Max	Min	Max		Min	Max
Nature	9.81	500	1000	2 000	2800	25-45	10^7	10^8
Experiment	9.81	0,01		1600		40°	60	1600
Model to nature ratio	1	$2.0\ 10^{-05}$	$1.0\ 10^{-05}$	0.80	0.57	-	$6.0\ 10^{-6}$	$1.6\ 10^{-5}$

Table 4. Characteristic values of density, length, gravity, angle of internal friction and cohesion in nature and experiment. Densities of 2000 $kg.m^{-3}$ is for sandstone whereas 2800 $kg.m^{-3}$ is for granite. Frictional properties are from compilation of Schellart (2000). 10^7 Pa is for sandstone and granite whereas 10^8 is for marble and consolidated limestone. Values in model come from measurements (Table 1) and scaling calculations (Table 3).

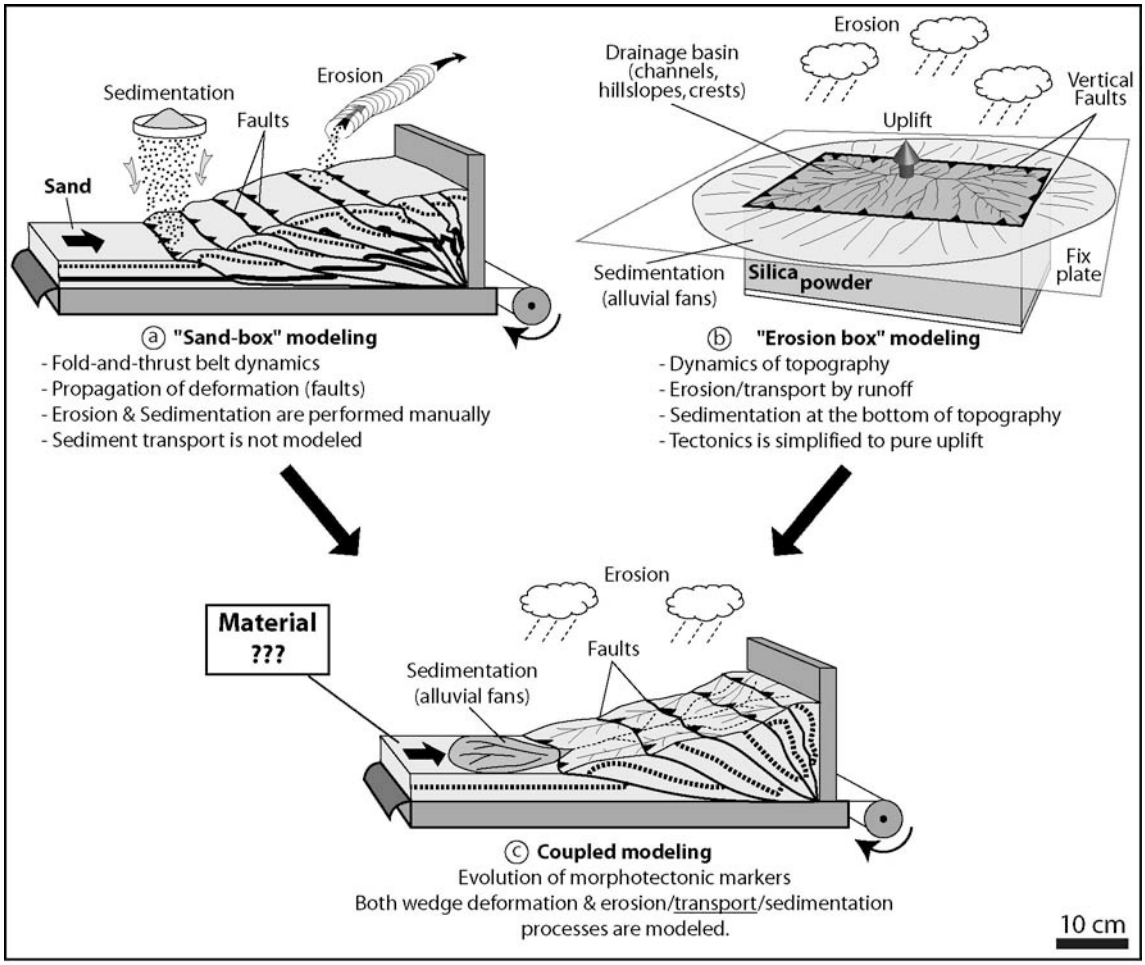


Figure 1

Figure 1 : Analogue modeling of interactions between tectonics, erosion and sedimentation. a) Typical “sand box” set-up used for studying fold-and-thrust belts and orogenic wedge dynamics (from Davis et al., 1983). It uses dry granular materials (typically, sands). Surface processes are performed by scrapping off material from relief (erosion) and sifting fresh particles in basins (sedimentation) (e.g. Konstantinovskaia and Malavieille, 2005). b) Typical “erosion box” set-up used for studying the dynamics of topography (from Lague et al., 2003 ; Babault et al., 2005). A block of moistened powder (loess or silica powder) is uplifted and eroded by sprinkling water micro-droplets over surface model. Sedimentation occurs if plateau surrounds the base of relief. c) Experimental set-up used in this paper to study interactions between tectonic and surface processes in active foreland (from Graveleau & Dominguez, 2008). It combines orogenic wedge deformation style (from set-up “a”) and surface processes modeling by water runoff (from set-up “b”).

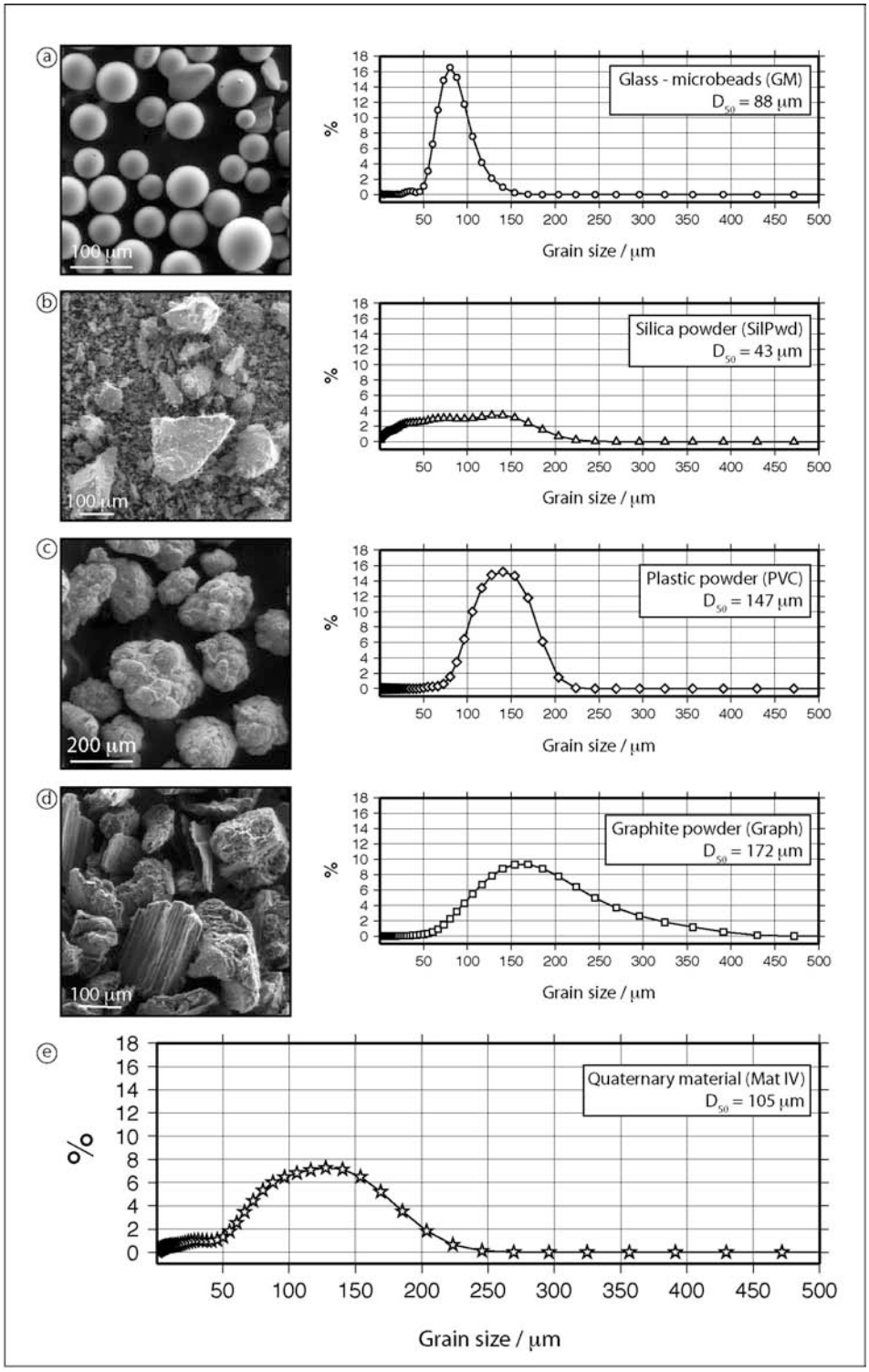


Figure 2

Figure 2 : Scanning electron micrographs pictures and grain size histograms of tested granular materials and selected composite material. Grain size data were obtained with a laser granulometer. (a) Glass microbeads (GM). Grains are highly spherical with smooth surface. Grain size histogram is between 50 and 150 µm and nearly symmetric around median D_{50} = 88 µm. (b) Silica powder (SilPwd). Grains are angular in shape and have a wide size distribution. It ranges from 1 to 250 µm with a median D_{50} = 43 µm (c) Plastic powder. Particles are globular with an extremely irregular surface. Grain size histogram is between 75 and 225 µm and nearly Gaussian around median D_{50} = 147 µm. (d) Graphite powder. Grains are tabular and very irregular in shape. Grain size histogram ranges from 50 to 450 µm with a median D_{50} = 172 µm. (e) Quaternary material (Mat IV). It is composed of the four previous materials. Its grain size distribution ranges from 1 to 250 µm, with a median D_{50} at 105 µm.

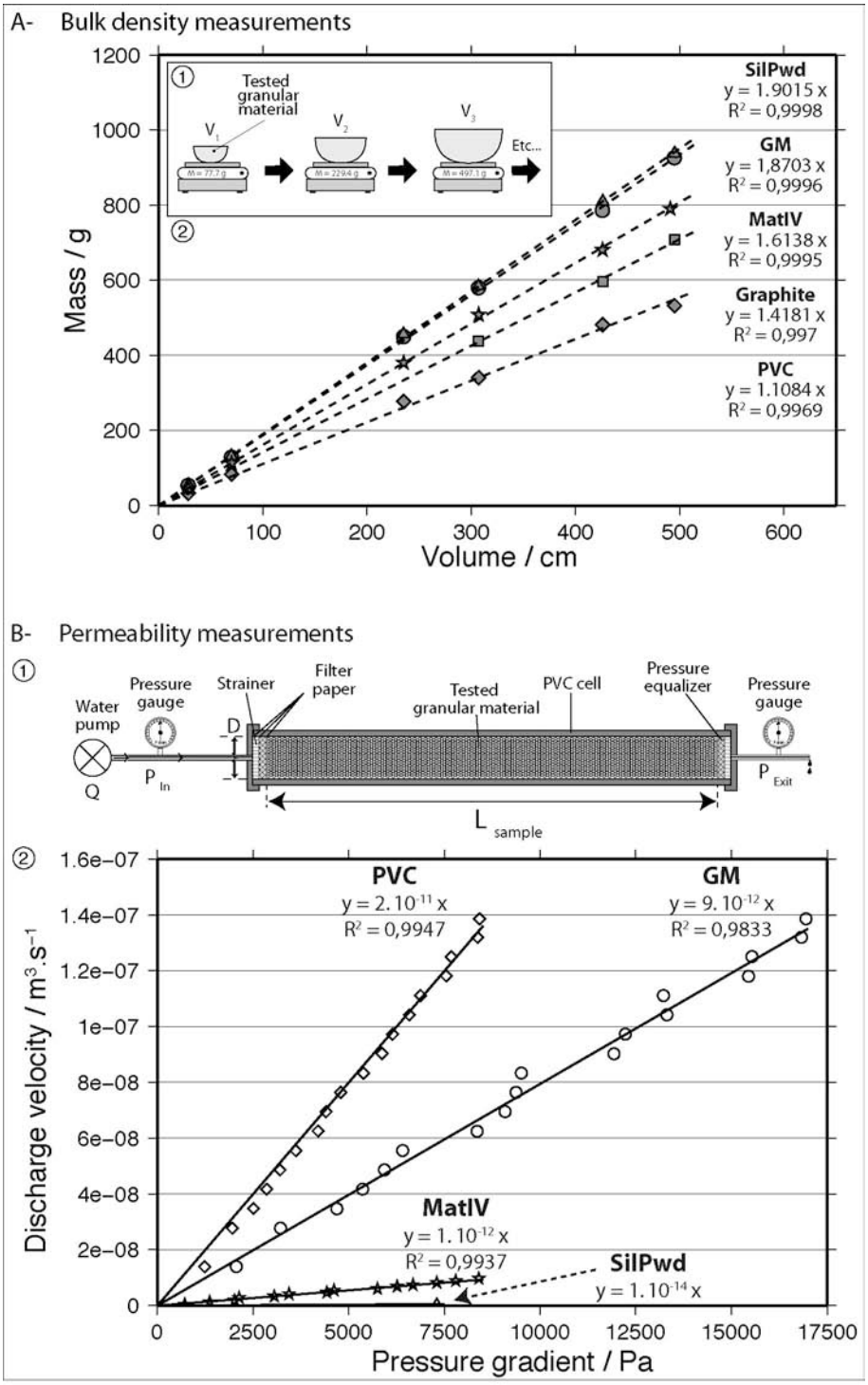


Figure 3

Figure 3 : A) Bulk density measurements for water-saturated granular materials : 1) Experimental protocol. It consists in measuring the mass of increasing volumes. 2) Plots of mass versus volume for GM, SilPwd, PVC, Graphite and MatIV. Slopes of best-fitted lines provide an estimation of bulk densities. It is 1.90 g.cm^{-3} for SilPwd, 1.90 g.cm^{-3} for GM, 1.10 g.cm^{-3} for PVC, 1.40 g.cm^{-3} for Graphite and 1.60 g.cm^{-3} for MatIV. B) Permeability measurements. 1) Experimental permeameter. 2) Plots of water discharge velocity (in m^3/s) versus pressure gradient (in Pa). Best-fit lines yield intrinsic permeability for each granular material according to Darcy's law. Given water viscosity (10^{-3} Pa.s), sample section ($5{,}43.10^{-4}$ m^2) and length (0.25 m), intrinsic permeability for GM, PVC, SilPwd and MatIV are respectively 10^{-11} m^2, 10^{-11} m^2, 10^{-14} m^2 and 10^{-12} m^2. Graphite permeability has not been measured, because it represents a small proportion of MatIV.

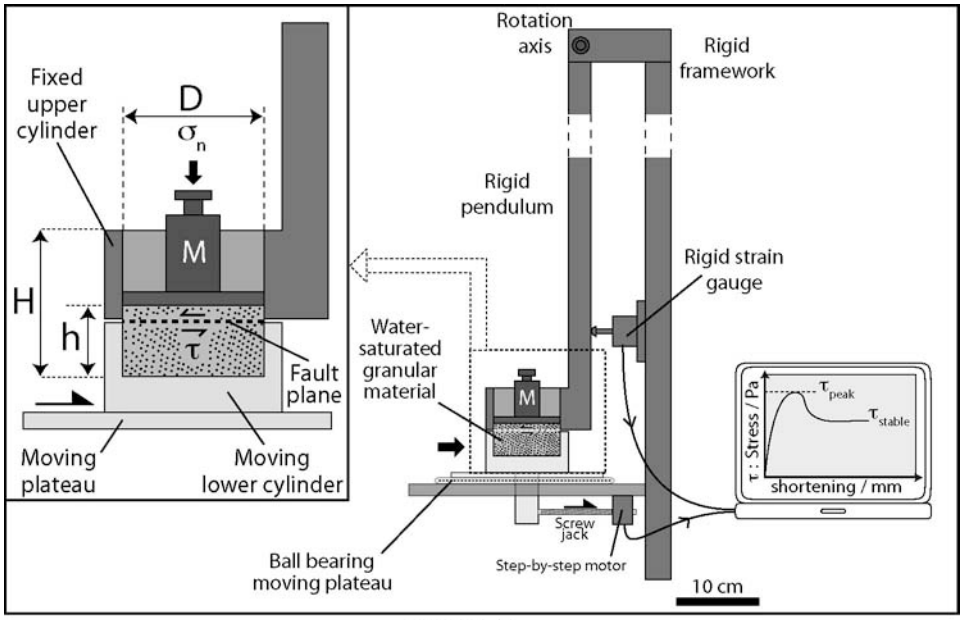


Figure 4

Figure 4 : Schematic sketch of shear box set-up. It is a Hubbert-type apparatus (Hubbert, 1951) composed of two rigid cylinders that contain the water-saturated sample of granular material. The lower cylinder is mobile and driven by a computerized steping motor. The upper cylinder is fixed on a rigid framework. It is equipped with a rigid force gauge to measure the shear force required to fracture the granular material. Each material is tested with increasing normal stresses (from 1500 to 6500 Pa) provided by standard mass M settled over the water-saturated sample. Plots of shear stress at failure versus normal stress indicate Mohr-Coulomb failure envelope.

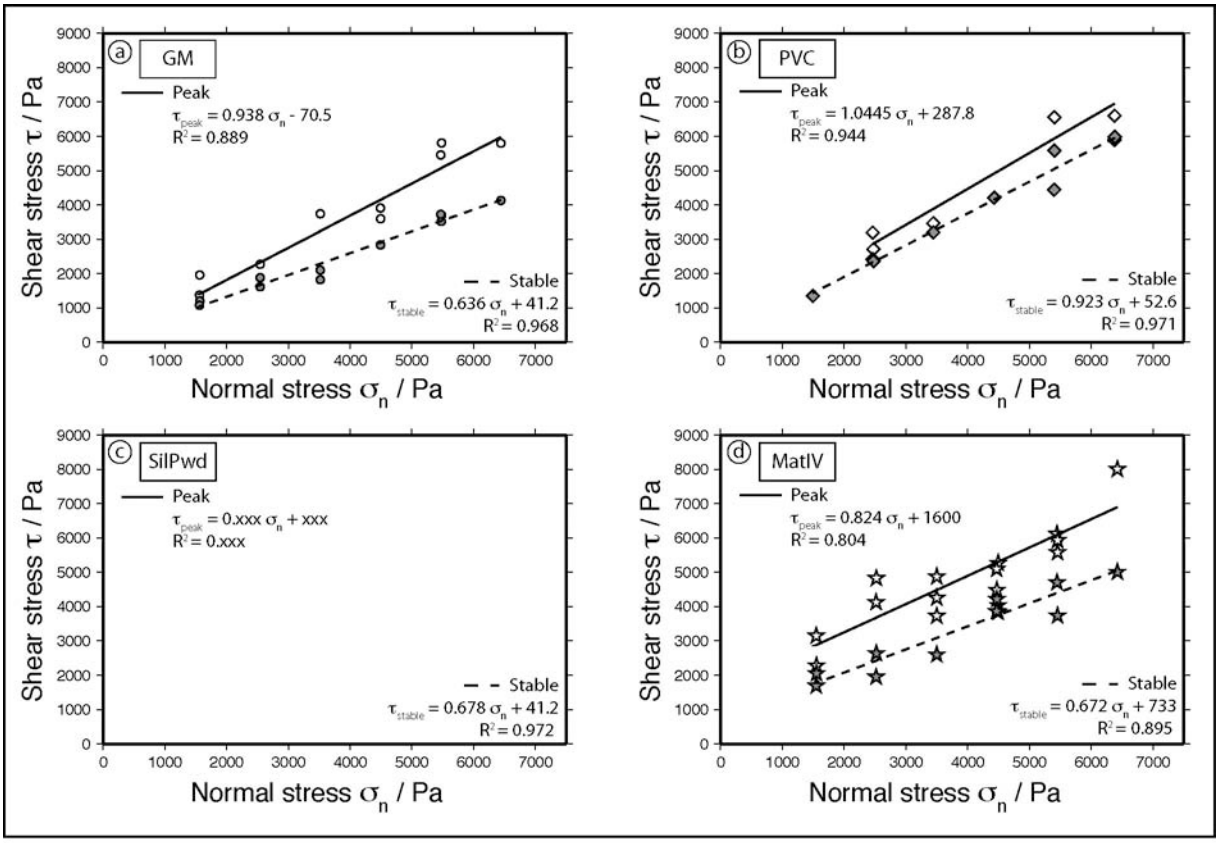


Figure 5

Figure 5 : Mohr-Coulomb envelopes for failure of a) GM, b) PVC, c) SilPwd and d) MatIV. Open symbols correspond to peak friction measurements and full grey symbols correspond to stable friction measurements (Byerlee, 1978). Each data set falls into line according to Mohr-Coulomb failure criterion. Best-fit slopes and intercept at zero normal stress define the coefficient of internal friction (μ) and cohesion (C).

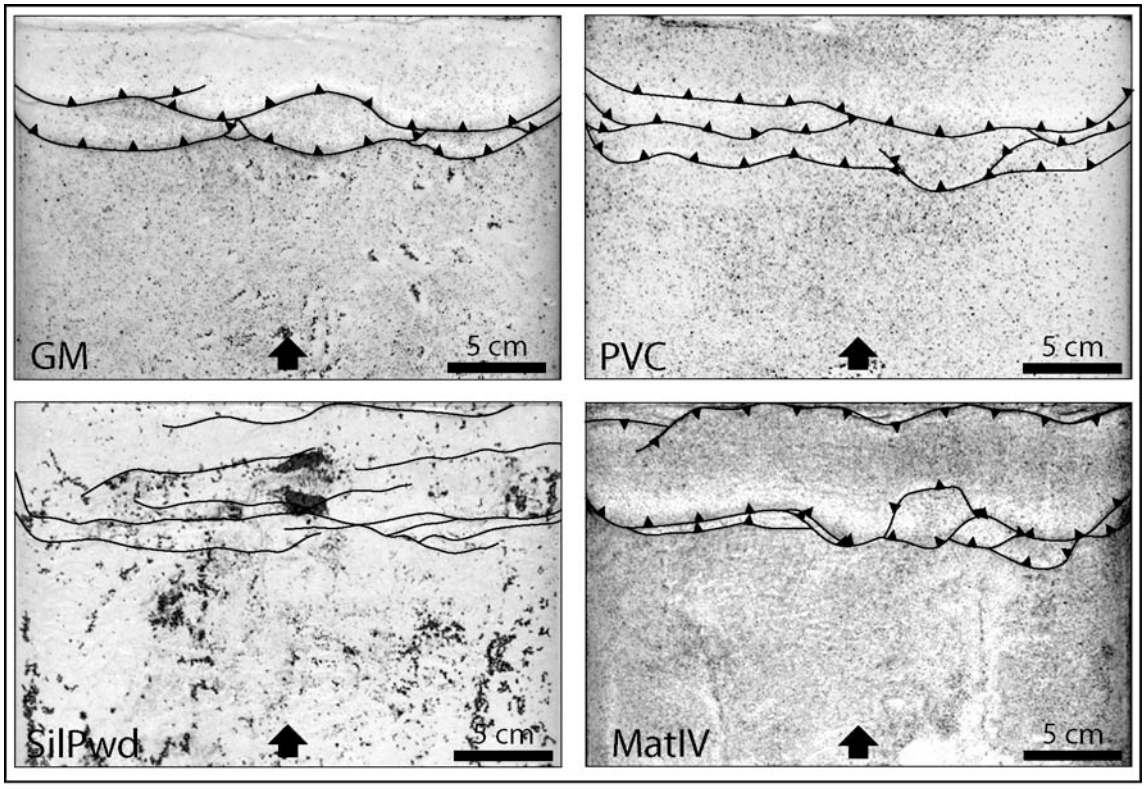


Figure 6

Figure 6 : Pictures of deformation pattern for water saturated granular materials. Pictures are in plan view and represent the final stage after 5 cm of shortening. Note the singular difference in deformation style (number of thrust, spacing) between SilPwd and other materials.

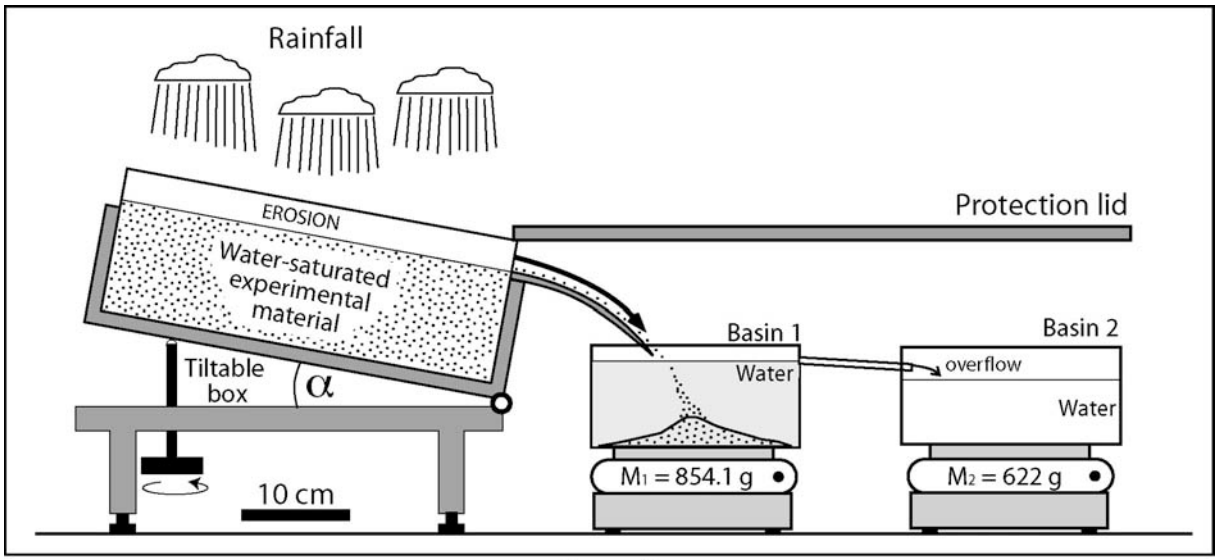


Figure 7

Figure 7 : Experimental set-up for measuring erosion flux of water-saturated materials. A box is filled with material and tilted by an angle α. Rainfall precipitation above the experimental box erodes the surface. Eroded particles fall in a basin filled with water (basin 1) and excessive liquid overflows in a second basin (basin 2). The evolution of basin mass are recorded with two accurate balances. A protection lid avoids precipitation to fall directly in basin 1 and 2.

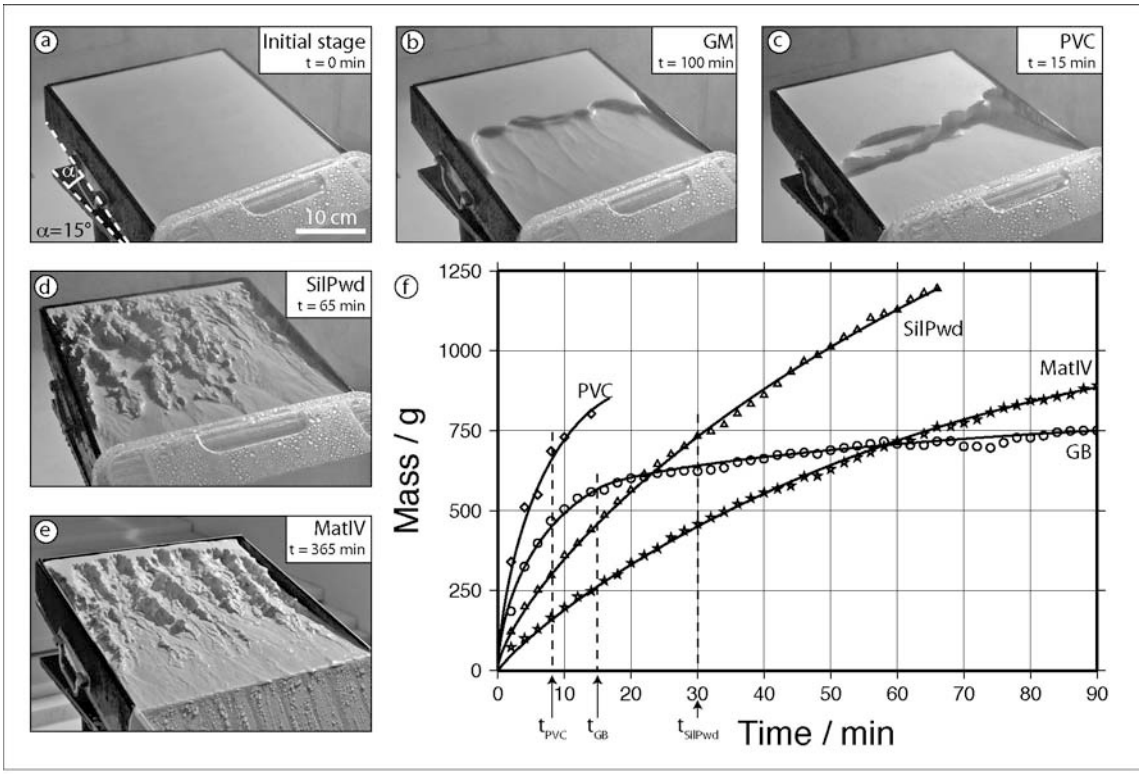


Figure 8

Figure 8 : Erosional morphology of pure water-saturated materials. Initial slope in each test is constant and equal to 15°. a) flat tilted initial surface. b) Glass microbeads (GM), c) Plastic powder (PVC), d) Silica powder (SilPwd) and e) quaternary material (MatIV). Erosional patterns are significantly different between GM and PVC, on the one hand, and SilPwd and MatIV on the second hand. It is due to different erosion-transport mechanisms in each case. Mass landsliding dominates for GM and PVC, whereas surface runoff and detachment dominates for SilPwd and MatIV. f) Mass versus time evolution curves for each tested materials. Note the difference in the tendency of the curve that traduces the erosion-transport mechanisms. Rapid evolution during initial time corresponds to mass wasting processes whereas slower and more regular evolutions are correlated to runoff and incision processes. Characteristic times of changes in curve evolutions are also mentioned.

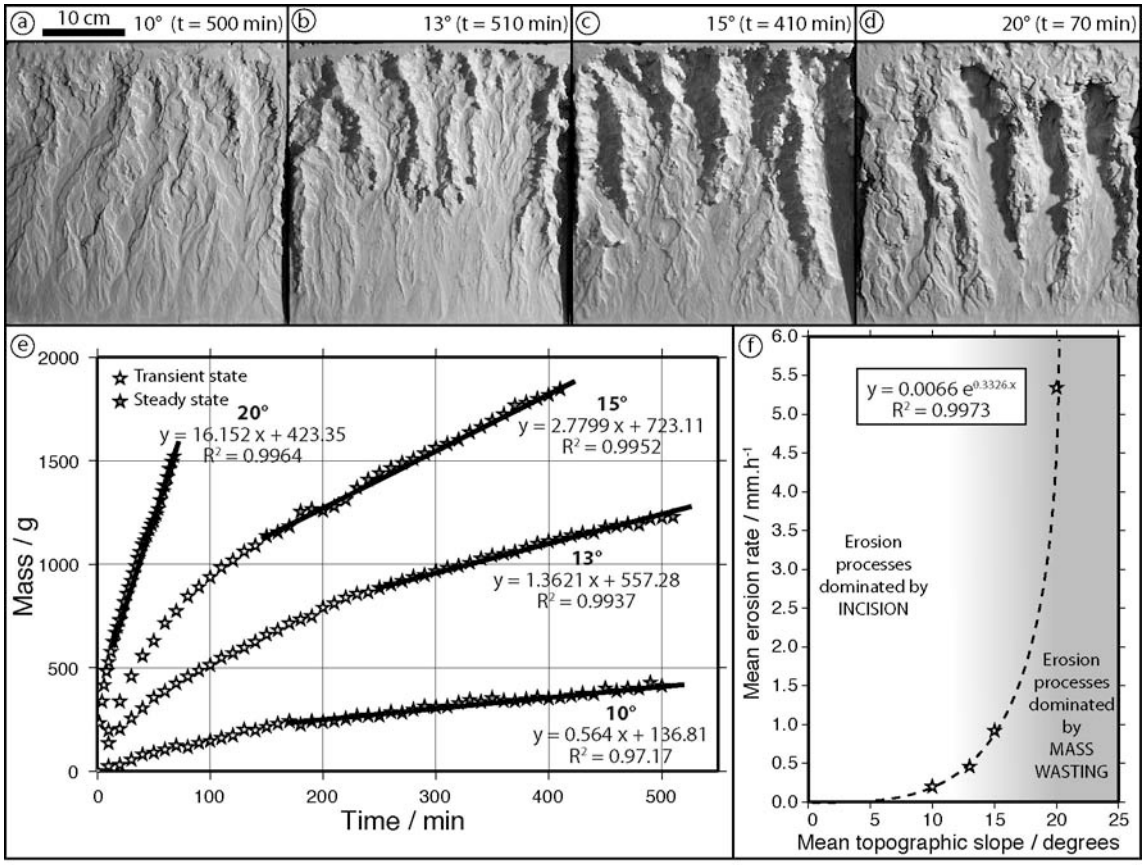


Figure 9

Figure 9 : Estimation of mean erosion rate for MatIV at various initial slopes. a-d) Pictures of final stage morphology at a) 10° initial slope, b) 13°, c) 15° and d) 20°. Note that experimental duration is significantly different between each test. Morphology in each picture displays 4 to 5 straight drainage basins with associated channel valley and crest. e) Plots of mass of eroded particles versus time for each surface slope. A first logarithmic phase (open symbols) and a second seemingly linear phase (full grey symbols) can be distinguished for each curve. It may correspond to a transitory and a stationary phase of erosion flux. Each linear regression for the stationary phase has been interpreted as indicative of mean erosion rate for MatIV, depending on initial slope. F) Plot of mean erosion rates as a function of slope for MatIV. The exponential fit suggests a threshold slope around 20° where erosion processes change from an incision-dominated regime to a mass-wasting-dominated regime.

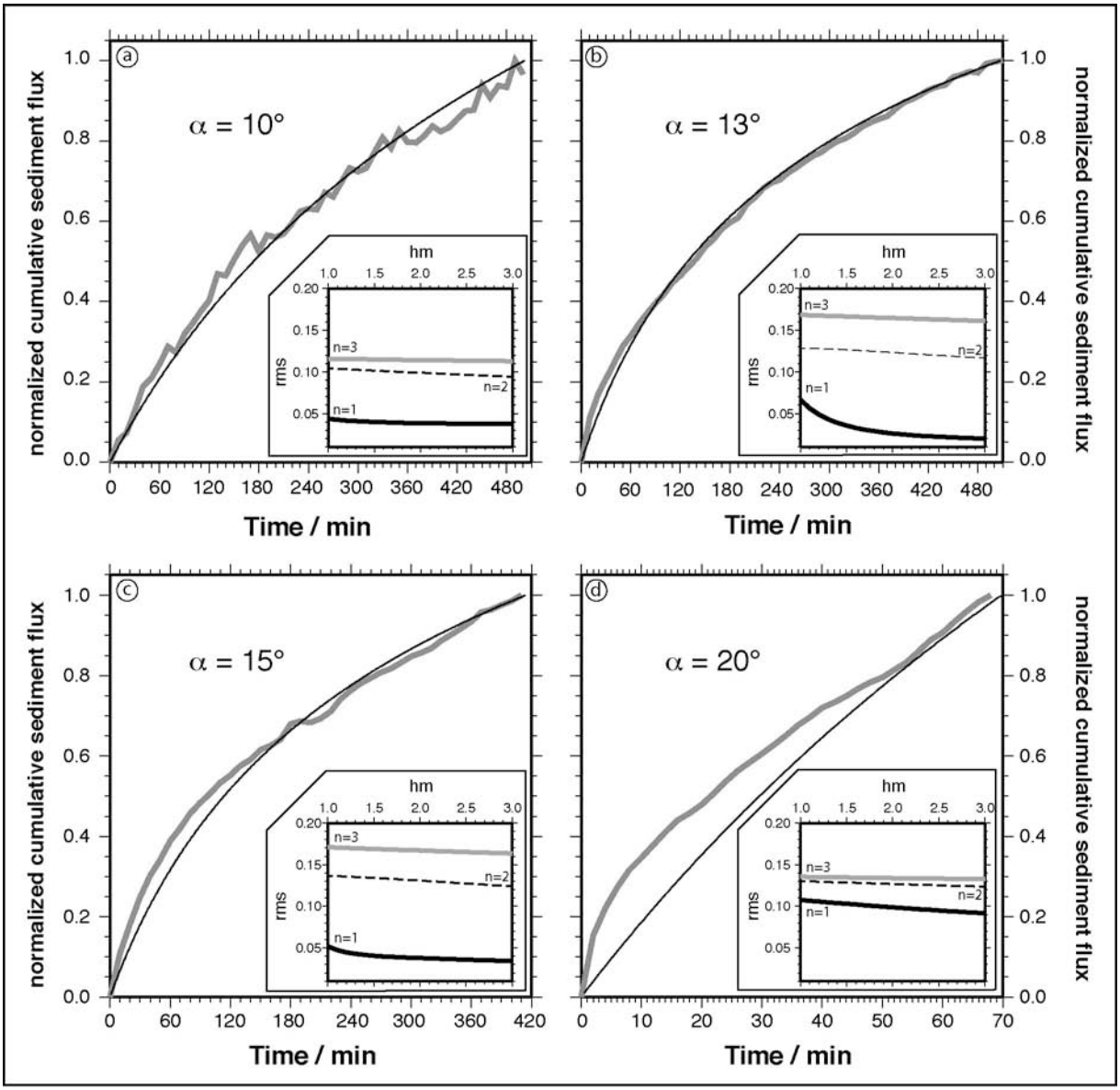


Figure 10

Figure 10 : Comparison between experimental sediment flux for each slope and the numerical simulation of stream power erosion law, for different initial slope α (a) : α = 10°; (b) : α = 13°; . (c) : α = 15°; and (d) : α = 20°. Stream power is solved in 1D. Thick gray lines correspond to the experimental measurements. Thin black lines are the best fit model (in every case, best fitting exponents are : hm = 3.0, and n = 1.0). Note that the fit is not good for 20° slope (high rms value, see text and table 2 for details). Insets give the rms values versus hm value, for different exponent n. Thick black line : n = 1.0 ; dashed line : n = 2.0 and gray line : n = 3.0.

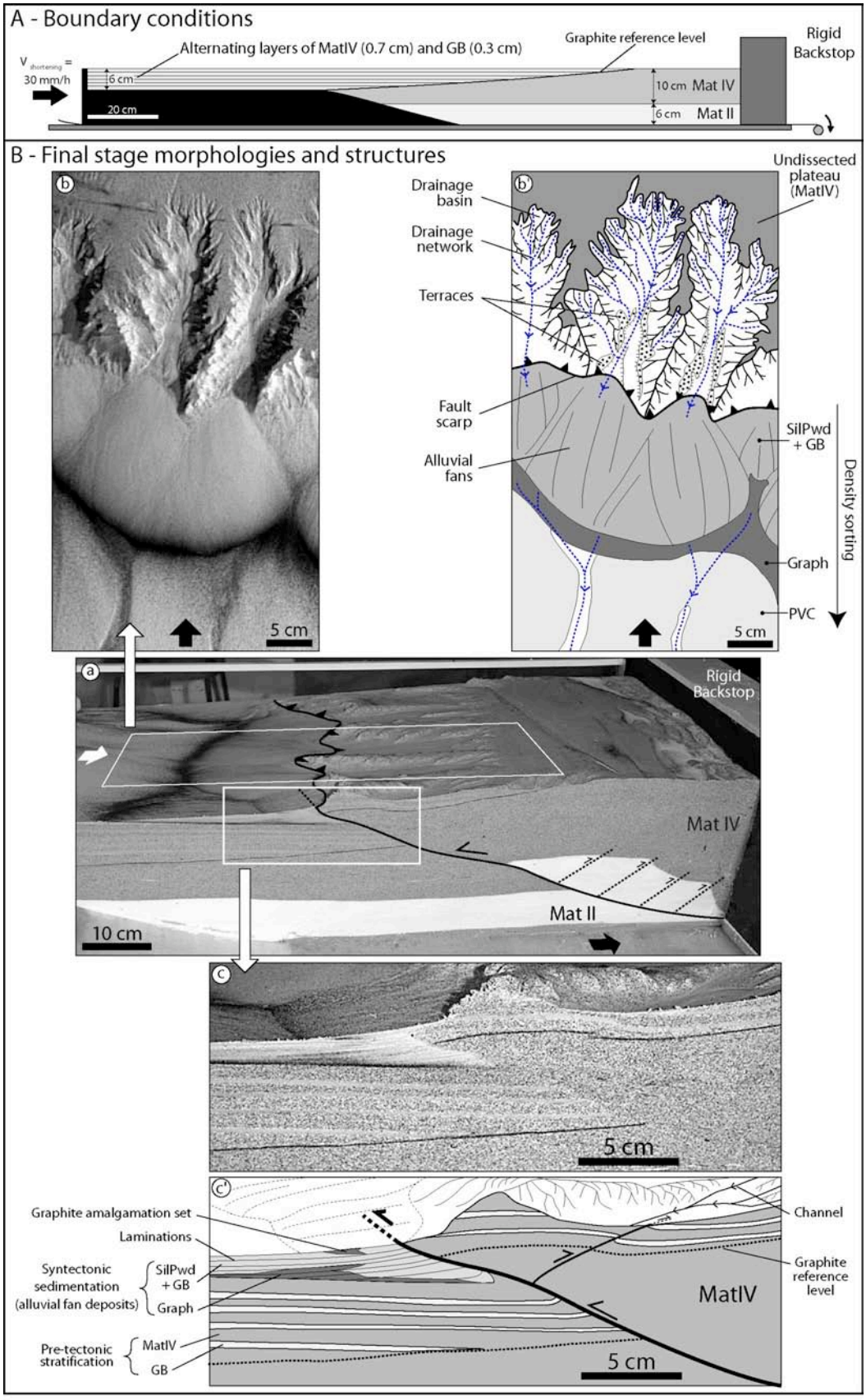


Figure 11

Figure 11 : Application of MatIV in an orogenic wedge setting. A) Boundary conditions of the experimental set-up. B) Final stage morphologies and structures. a) 3D view of the cross-sectioned model displaying both 2D plan views of the surface and cross-sections close-up. b&b') digital picture and schematic diagram of the experimental morphology. c&c') Digital picture and schematic diagram of the fault structure near the surface.

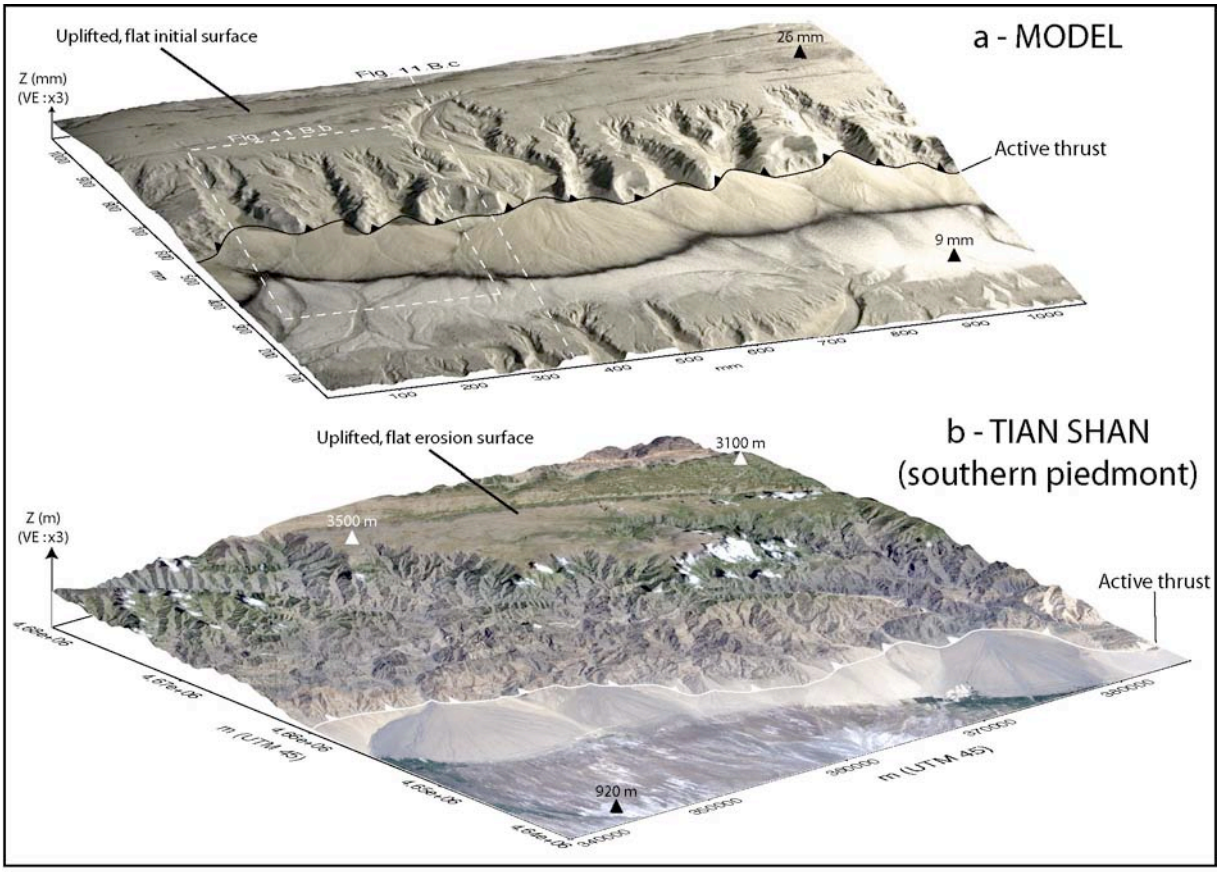


Figure 12

Figure 12 : 3D morphological comparison between model (a) and natural piedmont (b). For the model, a digital picture is draped over an experimental DEM performed with a laser interferometer device [see Dominguez et al., in prep.]. The natural example is issued from Tian-Shan southern piedmont. A Landsat 7 satellite image is draped over a 90m resolution NASA SRTM DEM.

D. Validation du matériau et de la méthodologie

Article : **« Analogue modelling of interactions between tectonics, erosion and sedimentation in foreland thrust belts »**

A la suite de ce premier article consacré à la mise au point d'un matériau analogue permettant de modéliser l'évolution morphologique d'un piémont de chaîne, je présente un second article accepté aux Comptes Rendus Géosciences. L'objectif de cet article, outre la présentation très générale de la méthodologie de cette thèse (dispositif expérimental et matériau), est de valider la méthodologie développée. Pour cela, je réalise une comparaison entre quelques exemples morphologiques tirés des expériences et des équivalents de terrain (issus de la chaîne du Tian Shan). Cet article montre également, de façon préliminaire, les potentialités de l'analyse dynamique de l'évolution des paysages. Cet aspect sera plus largement abordé dans le prochain chapitre (chapitre V).

Available online at www.sciencedirect.com
ScienceDirect
C. R. Geoscience 340 (2008) 324–333
COMPTES RENDUS GEOSCIENCE
http://france.elsevier.com/direct/CRAS2A/

Tectonics

Analogue modelling of the interaction between tectonics, erosion and sedimentation in foreland thrust belts

Fabien Graveleau *, Stéphane Dominguez

UMR 5243 CNRS-UM2, Géosciences Montpellier, université Montpellier-2, CC60, place E.-Bataillon, 34095 Montpellier cedex 5, France

Received 24 May 2007; accepted after revision 14 January 2008
Available online 6 March 2008

Presented by Jacques Angelier

Abstract

The structure and dynamic evolution of a mountain belt piedmont are controlled by strong interactions between tectonics, surface processes (erosion, sedimentation), and climate. Studying these couplings relies on detailed geometric and kinematic analysis of morphostructural markers (folds, faults, terraces, alluvial surfaces) and analysis of syntectonic sedimentation. To study quantitatively how these markers form, evolve and record deformation, we developed a new analogue modelling approach using a specific composite granular material. The originality stands in the simultaneous modelling of orogenic deformation mechanisms and erosion–transport–sedimentation processes, but also in the use of techniques allowing quantitative measurement of morphostructural evolution. This methodology opens new perspectives in the fields of geomorphology (relief dynamics), seismotectonics (study of active faults), and sedimentology (including sequential stratigraphy). ***To cite this article: F. Graveleau, S. Dominguez, C. R. Geoscience 340 (2008).***
© 2008 Académie des sciences. Published by Elsevier Masson SAS. All rights reserved.

Résumé

Modélisation analogique des interactions entre tectonique, érosion et sédimentation dans les piedmonts de chaîne. La structure et l'évolution du piedmont d'une chaîne active sont contrôlées par les interactions entre la tectonique, les processus de surface (érosion, sédimentation) et le climat. L'étude de ces couplages repose principalement sur l'analyse géométrique et cinématique de marqueurs morphostructuraux (plis, failles, terrasses, surfaces alluviales) et sur l'interprétation de l'enregistrement sédimentaire syntectonique. Afin d'étudier comment ces marqueurs se forment, évoluent et enregistrent la déformation, nous avons mis au point une approche expérimentale originale. L'utilisation d'un matériau granulaire spécifique et l'application de techniques de mesure permettant de quantifier l'évolution topographique et cinématique des modèles analogiques autorisent la caractérisation des mécanismes de déformation orogénique et des processus d'érosion–transport–sédimentation. Cette approche ouvre de nouvelles perspectives d'études, notamment en géomorphologie (dynamique des reliefs), en sismotectonique (étude des failles actives), ainsi qu'en sédimentologie (stratigraphie séquentielle). ***Pour citer cet article : F. Graveleau, S. Dominguez, C. R. Geoscience 340 (2008).***
© 2008 Académie des sciences. Published by Elsevier Masson SAS. All rights reserved.

Keywords: Analogue modelling; Relief; Piedmont; Tectonics; Erosion; Climate

Mots clés : Modélisation analogique ; Relief ; Piedmont ; Tectonique ; Érosion ; Climat

* Corresponding author.
E-mail address: Fabien.graveleau@gm.univ-montp2.fr (F. Graveleau).

1631-0713/$ – see front matter © 2008 Académie des sciences. Published by Elsevier Masson SAS. All rights reserved.
doi:10.1016/j.crte.2008.01.005

1. Introduction

Active mountain piedmont is a suitable laboratory for understanding the processes of mountain building, because it concentrates most of seismotectonic and morphogenetic activity [1]. Its evolution is controlled by strong interactions between crustal deformation processes (faulting, folding), surface processes (erosion, transport, sedimentation) and climate (precipitation, glacial/interglacial cycles [4,11]). Such couplings occur at different space and timescales and trigger numerous feedback loops (Fig. 1). For instance, tectonic activity generates relief that controls surface processes in influencing erosion patterns, drainage network development, sedimentary basin growth, and local climate [17,19,21,31,35]. In return, erosion, transport and sedimentation induce large mass transfer across the range that modifies the dynamical equilibrium of orogenic wedges and trigger mechanical feedbacks (out-of-sequence thrust, duplex formation) [16,20,27,28,37].

In the field, studying these couplings relies on the geometrical analysis and dating of morphological and structural markers (faults, folds, terraces, fans; [24,36]), on palaeoenvironmental studies [30] and on syntectonic sedimentation analysis [7,33]. These data document the major phases of mountain building and its climatic history, but are often too sparse for constraining the dynamics of processes that control its morphological evolution. To better constrain the relation between tectonics and erosion/sedimentation rates, it is therefore crucial to understand how the morphological markers form, evolve, and record deformation.

Several numerical and analogue models have studied interaction mechanisms that link tectonics and erosion to morphology. For instance, previous works show how orographic precipitation modifies the structural style of mountain ranges [21,37] and how tectonics processes control drainage network development [15,34,35]. Other models underline the impact of erosion and sedimentation on the structure and evolution of orogenic wedges [20,27] or the role of tectonics and climate on the maximal elevation of topography [3,23]. However, few works have developed experimental models dedicated to the morphostructural evolution of a whole mountain range piedmont, coupling both crustal deformation processes (thrusting, folding) and erosion–transport–sedimentation. To achieve this goal, we have developed a new approach that uses specific analogue materials and accurate measurement techniques. Here, we present the methodology, analyze and discuss the preliminary results to validate our experimental procedure and evaluate the potentialities of the approach. Further works about the physical properties of analogue materials, measurement techniques and comparisons between experiments and actual piedmonts will be described in more details in dedicated publications.

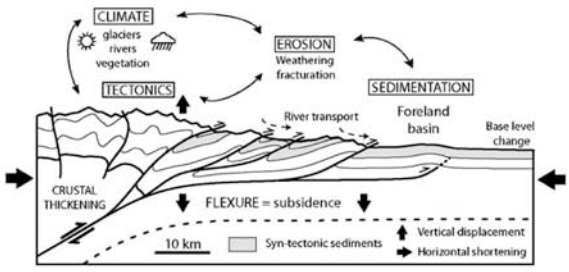


Fig. 1. Section of a mountain piedmont illustrating couplings between tectonics, erosion, sedimentation and climate.

Fig. 1. Coupe illustrant les couplages tectonique–érosion–sédimentation–climat dans un piedmont de chaîne.

2. Methodology

2.1. Experimental set-up and protocol

The experimental set-up is an adaptation of a former apparatus used for studying deformation mechanisms in convergent settings (oceanic and continental subduction [12,25,27]) and for analyzing erosion–transport processes [8,14,15]. It is composed of:

- a computerized deformation device;
- a rainfall system for erosion;
- an optical measurement bench (Fig. 2).

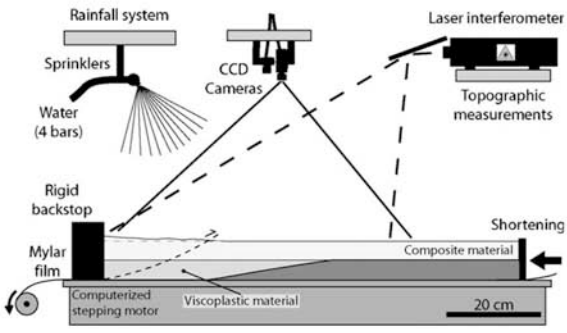


Fig. 2. Experimental set-up. It is constituted by a deformation device, a rainfall system and CCD cameras coupled to a laser interferometer that measure deformation and topography.

Fig. 2. Dispositif expérimental composé d'un banc de déformation, d'un système de brumisation et de caméras CCD couplées à un interféromètre laser pour mesurer la déformation et la topographie.

The deformation device is constituted by a basal film pulled beneath a static buttress. The film is overlaid by the analogue material that models the sedimentary cover of a foreland. The rigid buttress models the stronger internal domains of the range that are not involved in the active deformation. Shortening induces material deformation and generates an accretionary wedge composed of imbricated thrusts [9,25,27]. The rainfall system is composed of 20 sprinklers that deliver water micro-droplets over the model. Droplet size is small enough (diameter ≤ 100 µm) to reduce the rain-splash effect that would smooth and craterize the surface. Water runoff generates both diffusive erosion processes on hillslopes and incision/lateral erosion in channels. The optical measurement bench is composed of CCD cameras and a laser interferometer that measure respectively surface deformation and topography during the experiment. Horizontal displacement fields and kinematics of faults are measured by the image correlation technique [2]. It consists in comparing two successive digital pictures in the spectral domain and allows sub-pixels accurate measurements with a resolution of 50 µm [13]. It does not require any interruption in rainfall erosion. The laser interferometer measures the evolution of morphology and provides accurate Digital Elevation Model (DEM) at different stages of model deformation. This device, whose principle is comparable to that of InSAR (radar interferometry), measures model topography with a 3D resolution close to 1 mm. It requires stops in both shortening and rainfall systems during 20–30 min. These stops do not affect renewal of deformation and erosion. Measurements, together with classic video movies and picture analysis, document the dynamical evolution of relief, the kinematics of deformation, the development of the drainage network and especially the development of morphostructural markers. Finally, the model can be cut in serial cross-sections in order to study the 3D geometry of internal structures (thrusts, syntectonic deposits).

2.2. Analogue material

Analogue materials in experimental models often consist in dry granular materials (sand [10,25,27]) or water-moisten powders (loess [23]; silica powder [3,8,34]; fly ash [14]). Our material has been selected after in-situ tests realized on a great variety of materials (glass microbeads and microspheres; silica, plastic, graphite, pumice powders; clay; talc). Its composition and characteristics have been determined to satisfy several physical criterions:

- the material rheology must satisfy the Mohr–Coulomb failure criterion [6,9,10,22] so as to generate faults;
- it should erode trough diffusive processes on hillslopes (landslide, solifluction) and advection in valleys (channels) so as to simulate the main erosion/transport processes that shape the morphology of natural relief and form drainage basin, crest, hillslope and riverbed features;
- grain size distribution should be small enough and range over several orders of magnitude to ensure both varying transport distances of particles and grain sorting;
- erosion rates should be high enough to limit experiment duration.

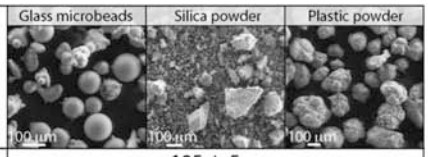
Thus, sedimentary deposits would be stratified and might record tectonic and stratigraphic structures (fault, fold, unconformity, cut-off, downlap...). Our tests on water-saturated materials show that deformation style, erosion/transport processes and therefore morphologies are strongly dependent on their physical properties. For instance, rounded and well-sorted materials, such as glass microbeads or PVC granules, erode rapidly by dominant landslide processes and have a limited mechanical strength. Some other angular compositions concentrated in silica powder erode slowly by incision and hardly deform due to their high cohesion. Accordingly, it appears that grain-size, grain-shape, and water-content control cohesion that is responsible for the observed erodabilities and deformation styles. The composition of our selected analogue material (median D_{50} at 105 µm) is made up with glass microbeads (40%), silica powder (40%) and plastic powder (20%). During experiments, it is progressively sifted and moistened with water (saturation rate around 25% in weight). Its physical characteristics are synthesized in Table 1.

2.3. Boundary conditions and scaling

We used available geophysical data (DEM, seismic profiles, geodetic measurements) and field geological observations across active mountain ranges (Tian Shan, Taiwan; [5,7,29]) to determine initial boundary conditions of models (rheology, structure). We focused our study on the first 10–15 km of the continental crust and simplified the continental rheology by forming two main layers (Fig. 2). Typically, the brittle sedimentary cover is represented by 5–10 cm of composite material, whereas the deeper basement, whose mechanical behaviour is more ductile, is modelled with a

Table 1
Physical properties of the analogue material

Tableau 1
Propriétés physiques du matériau analogue

	Glass microbeads	Silica powder	Plastic powder
Composition			
D_{50} (µm)	105 ± 5		
Bulk volumic mass (g/cm³)	dry 1.25 ± 0.05	water-saturated 1.60 ± 0.05	
Porosity (%)	37 ± 2	35 ± 2	
Internal friction angle Φ (°)	35 ± 2	40 ± 2	
Cohesion (Pa)	100 ± 50	500 ± 100	

It is a water-saturated paste composed of glass microbeads, silica powder, and plastic powder.
Il s'agit d'un mélange saturé en eau à base de microbilles de verre, de poudre de silice et de poudre de plastique.

viscoplastic material composed of a mixture of talc (65%) and mineral oil (35%). We used an initial model topography made of very low amplitude relief (less than 1 cm) because it fastens the development of drainage network by concentrating water flow, thus shortening the duration of experiments by several hours. This is justified because deformation at active mountain front propagates on pre-structured foreland topography where hydrographic network and inherited relief already exist.

Model scaling [18] has been defined with a semi-empirical approach. A rigorous scaling is difficult to achieve because some laws and physical properties in model and nature are not well constrained (cohesion, erosion threshold, erosion and transport laws; [23,34]). First, we performed several tests to compare the geometrical characteristics of experimental morphologies to their natural counterparts as observed from satellite pictures or field measurements. From analysis of valley, terrace and fan dimensions, a geometrical scaling ratio of $1–2 \times 10^{-5}$ (1 cm ≈ 500–1000 m) has been defined (see for instance Figs. 3 and 4). This is similar to classical values used in analogue modelling [20,22]. Given the model dimensions (1.2 × 2.2 m), we reproduce a portion of piedmont that is about 100 km large. Second, writing the fundamental equation of dynamics for continuum medium in a non-dimension form [10] defines a dimensionless number that compares surface to body forces: $\sigma/(\rho\, g\, L)$. The conservation of this number between model and nature leads to $\sigma^* = \rho^*\, g^*\, L^*$, with σ^*, ρ^*, g^* and L^* the model-to-nature ratios for cohesion, density, gravity, and length, respectively. Given that $g^* = 1$ (experiment in the Earth's gravity field), $\rho^* \approx 1.5$ (sedimentary rocks to material mean density ratio; respectively 2400 and 1600 kg/m^3) and $L^* = 1–2 \times 10^{-5}$ (estimated geometrical scaling), σ^* should be $1{,}5 \times 10^{-5}–3 \times 10^{-5}$. If one considers that cohesion for consolidated sedimentary rocks is about $10^7–5 \times 10^7$ Pa (limestone, sandstone; [6]), analogue material cohesion should range between 150–1500 Pa. Cohesion of our moisten material has been estimated around 400–600 Pa with an apparatus similar to the Hubbert-type shear box [22]. This value is reasonable according to scaling. Further discussion of experiments and material physical properties are developed in a paper in preparation. Finally, the time ratio between model and nature has been estimated empirically with a specific set-up that calculates mean erosion rates of composite materials for various surface slopes. These measurements are performed with constant precipitation rates similar to typical experiments (around 30 mm/h). For topographic slopes ranging from 10 to 20°, mean erosion rates are respectively estimated at 2–5 mm/h. Compared to natural mean erosion rates (few mm/yr [4]), the time ratio in our model is roughly estimated between 5×10^{-10} and 1×10^{-09} (i.e. 1 s ≈ 35–70 yr and 1 h ≈ 125–250 kyr). By considering both temporal and geometrical scaling ratios, appropriate shortening velocities in the model should be around 20–40 mm/h to simulate natural convergence rates around 10–20 mm/yr. Typically, experiments span about 10 h, which is equivalent to 20 km shortening in 2 Myr. Note that such temporal and dynamical scaling calculations are empirical and somewhat speculative, as they have been performed with mean geologic and experimental values that present uncertainties. In addition, some distortions might arise with morphological modelling as some hydraulic and hillslope characteristic times are hardly downscaled in experiments [23,34]. However, our calculation is performed at a global scale with mean shortening and erosional velocities. Therefore, it would indicate smooth discrepancies between individual characteristic times of processes and provide a reasonable approximate time scale.

3. First results

3.1. Validation of morphologies and deformation mechanisms

We performed several experiments to compare model surface morphologies and deformation mechanisms with natural cases. To illustrate our first results, we

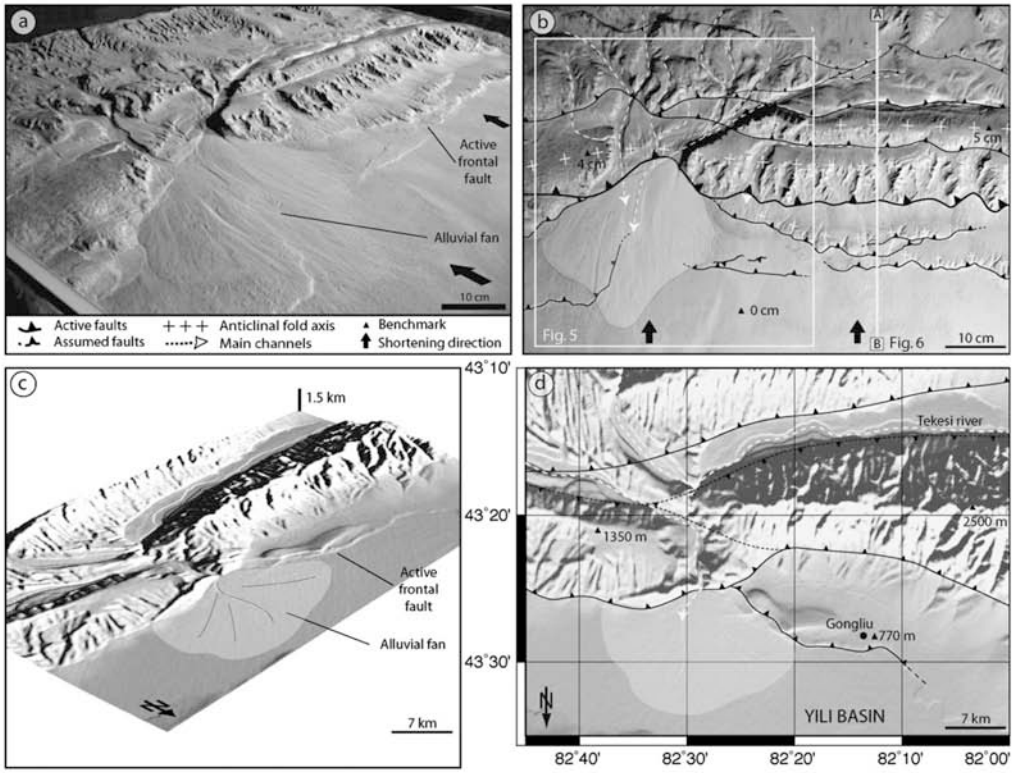


Fig. 3. Experiment of piedmont formation in frontal convergence compared to the Tian-Shan mountain. (**a**) Oblique and (**b**) map views with structural sketch. White frame corresponds to Fig. 5. Cross-section **A**–**B** corresponds to Fig. 6. (**c**) Oblique and (**d**) map views with structural sketch of the Tekesi River flowing down to the intramontaneous Yili basin (SRTM data, NASA). Note that north is oriented downward.

Fig. 3. Expérience de formation de piedmont en convergence frontale comparée à un exemple dans le Tian-Shan. (**a**) Vue de trois quarts et (**b**) vue en plan interprétée. L'encadré blanc correspond à la Fig. 5. La coupe **A**–**B** correspond à la Fig. 6. (**c**) Vue oblique et (**d**) en plan de la rivière Tekesi s'écoulant vers le bassin intramontagneux de Yili (données SRTM, NASA). Noter que le nord est orienté vers le bas.

describe some examples of structural and morphological markers issued from a typical experiment and compare them with natural morphologies and structures from the Tian Shan mountain range (Figs. 3 and 4). In this experiment, rainfall and convergence rates were kept constant during 9 h, respectively at 30 mm/h and 40 mm/h. Rainfall was almost homogeneous over the model surface (less than 20% of lateral variations) and the imposed model shortening corresponds to a frontal convergence. Based on these parameters, we model a piedmont with a rapid convergence rate (about 20–30 mm/yr) and a relatively slow erosion rate (less than 1 mm/yr). Two digital pictures framed prior to final stage are presented in Figs. 3a and b. The overall morphology is dominated by two topographic ridges trending perpendicular to the direction of convergence. These structural reliefs are controlled by several reverse faults spaced by about 10 cm and dipping toward the buttress. This deformation pattern corresponds to a tectonic accretionary wedge similar to typical active piedmont structure [9,24]. The drainage network is characterized by upstream sub-parallel patterns and 'en treillis' network in the frontal deformation domain. Several fan-shape sedimentary bodies lie at the base of the deformation front. They are formed by the break in slope and drop of the transport capacity of channels that widen brutally when crossing the deformation front and reach the foreland basin. All these features can be considered as the equivalent of natural river networks and alluvial fans (Fig. 3c and d).

We present three examples of morphotectonic features formed in this experiment (Fig. 4). The first example is an alluvial fan (Fig. 4a). Its fan shape (apex localized at the channel outlet and circular front) is linked to the sweeping and divagation motion of distributary channels on its surface. This dynamics leads to the coexistence of old, preserved alluvial surfaces and active channels. Its slope is 5–6° and its surface is around 250 cm^2 (i.e. few

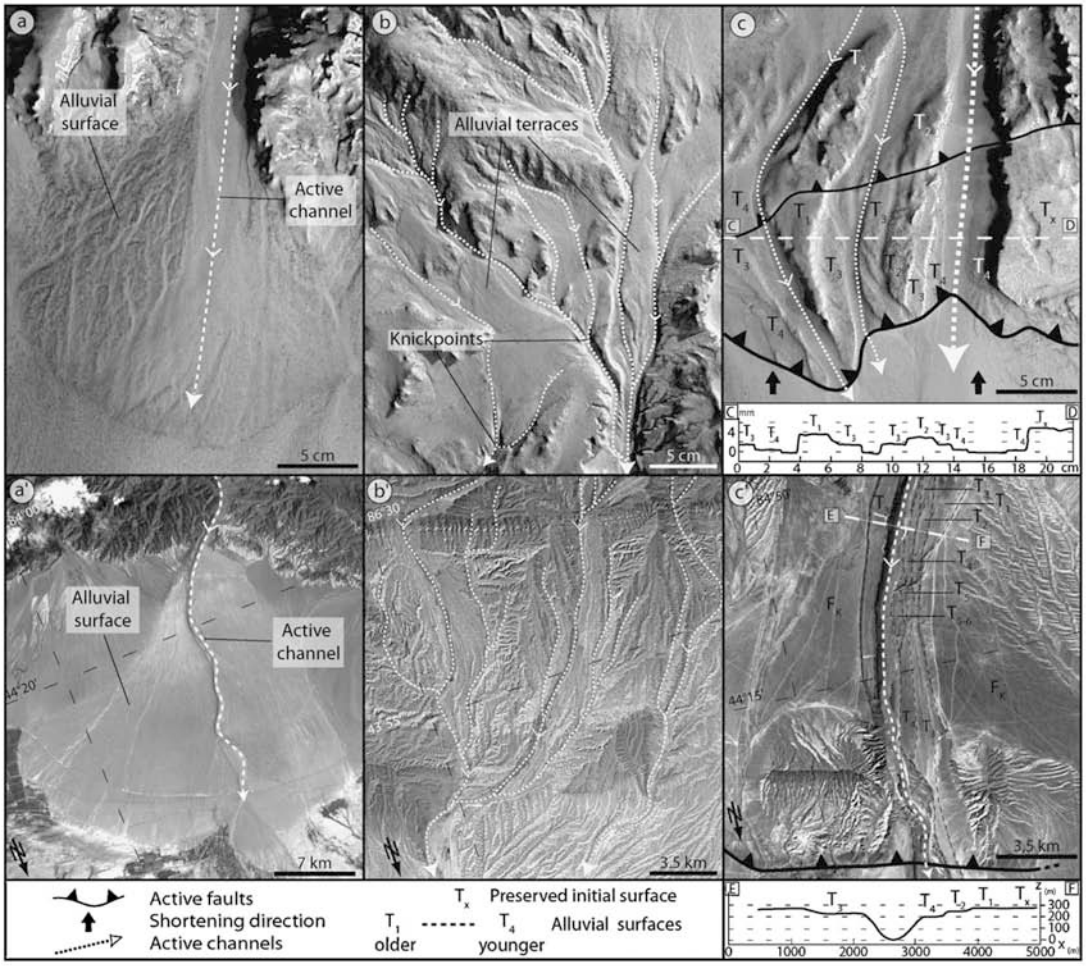


Fig. 4. Pictures of morphological features in experiment and equivalents in nature from Tian Shan northern piedmont (Landsat 7 satellite images). (**a**,**a**′) Alluvial fans. Note active channels and old alluvial surfaces; (**b**,**b**′) channel network with sub-parallel channel patterns in piedmont drainage basins. Note alluvial surfaces and knickpoints in experiments; (**c**,**c**′) stair-step fluvial terraces. Several successive levels are preserved on both sides of active channels. Topographic profiles show the vertical height of each terrace. Note downward orientation of north for satellite pictures.

Fig. 4. Photographies de détail d'objets morphologiques expérimentaux et équivalents naturels extraits du piedmont nord du Tian Shan (Images satellites Landsat 7). (**a**,**a**′) Dépôts alluviaux en éventail. Remarquer les chenaux actifs et les surfaces alluviales anciennes ; (**b**,**b**′) réseau hydrographique subparallèle dans les bassins versants de piedmont. Noter la présence de surfaces alluviales entre les bras actifs et de ruptures dans le profil en long des rivières expérimentales (*knickpoints*) ; (**c**,**c**′) surfaces étagées. Plusieurs niveaux de terrasses s'échelonnent de part et d'autre des bras d'une rivière active. Des profils topographiques transversaux montrent leurs dénivelés verticaux respectifs. Noter l'orientation du nord vers le bas sur les images satellites.

hundreds of square kilometres in nature). On the field, slopes of most alluvial fans range below these experimental values (1.5 - 3° in Tian Shan piedmonts; Fig. 4a′). However, the morphology displays similar features as the one described above (Fig. 4a and a′). It suggests that transport processes in experiments may not be perfectly similar to natural ones [23] or that vertical and horizontal scaling may be different. Nevertheless, it does not prevent from having alluvial fans with a comparable morphological dynamics.

The second example illustrates the drainage network that forms in piedmont catchments (Fig. 4b). It has a general subparallel geometrical pattern with crests and preserved alluvial surfaces between channel branches. Several knickpoints, about 1 mm in amplitude (i.e. ±50–100 m in nature), are present along channel beds. These features form in response to channel incision and headward erosion that accompany internal catchment uplift. In nature (Fig. 4b′), drainage basins in piedmont display similar sub-parallel drainage patterns, channel

characteristic dimensions (width, length) and landforms (crests). It suggests that erosion–transport processes in model respect the average proportion of land sculpting processes, i.e. diffusive processes on hillslopes and advective transport in channels.

Finally, the last example corresponds to a set of stair-step surfaces located above two active thrusts (Fig. 4c). They are linked to the drainage network dynamics (divagation, piracy, incision) that entails variations in hydraulic flows and a global migration of channels rightward (terracing T_2, T_3 and T_4 on right edge; steep banks on left edge). A topographic profile perpendicular to the flowing direction indicates that the differential elevation between these surfaces is around 1 mm, i.e. more or less 50–100 m in nature. These relative heights can be correlated to the deformation front's uplift rate and to the dip of the frontal thrust. Such stair-step values and geometries compare well in amplitude and morphology to natural uplifted fluvial terraces deformed on active faults or propagation folds (see Fig. 4c′ framed on the Kuitun fold in the northern Tian-Shan piedmont [7,29]).

3.2. *Example of morphostructural evolution analysis*

To illustrate the morphostructural analysis that can be performed during experiments (Fig. 5), we present three steps of the deformation front evolution at the level of the major alluvial fan framed in Fig. 3b. These stages correspond respectively to 20, 22.5 and 25 cm of total shortening (that is, a picture every 1250–2500 m of shortening in reality). During the first 20 cm, three successive thrusts appear in sequence (Thrust 1, 2, 3). The branching of Thrust 2 on Thrust 1 has channelized the drainage network parallel to the trending direction

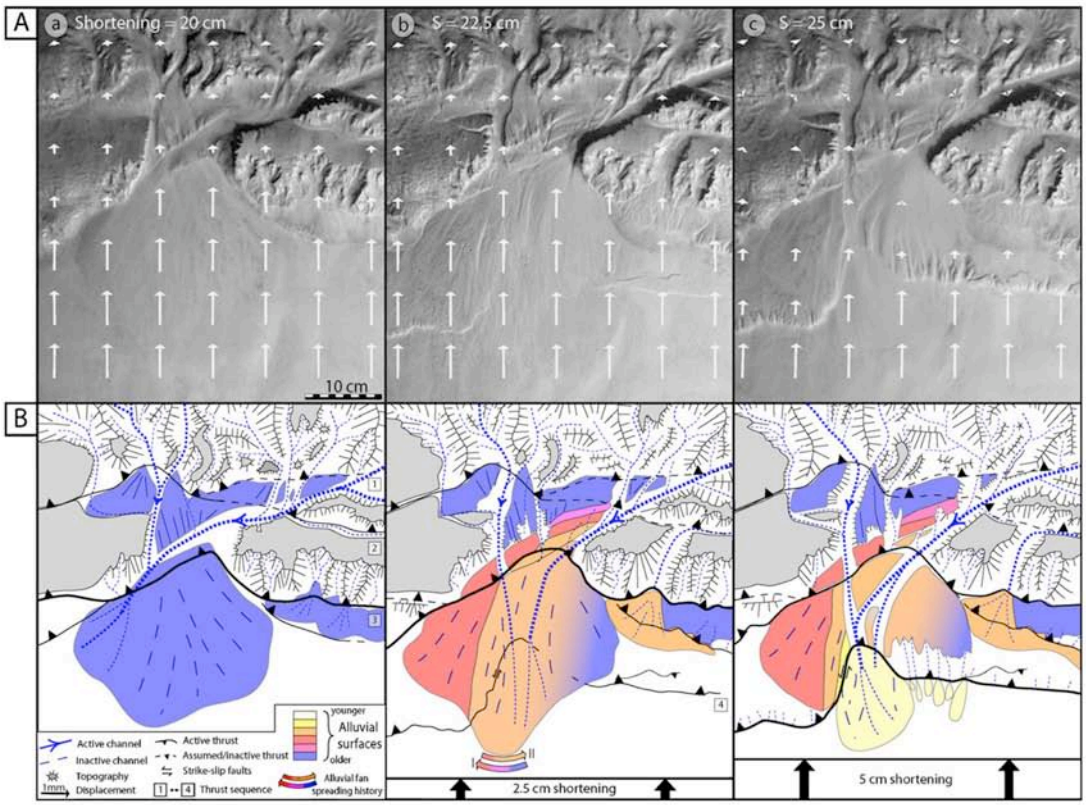


Fig. 5. Successive steps of the morphostructural analysis of the deformation front (location in Fig. 3b; 2.5 cm shortening between each step). (**A**) Pictures and superimposed displacement field. Note that vector lengths decrease across active thrusts. (**B**) Morphostructural interpretation of each step. Note river network evolution (regressive erosion, piracy) and alluvial dynamics (terraces, fans) associated with thrust activity.

Fig. 5. Stades successifs de l'évolution morphostructurale du front de déformation (localisation sur la Fig. 3b ; 2,5 cm de raccourcissement entre chaque étape). (**A**) Photographies et superposition du champ de déplacement. Noter les chutes de norme des vecteurs au franchissement des chevauchements actifs. (**B**) Interprétation morphostructurale de chaque étape. Remarquer l'évolution du réseau hydrographique (érosion régressive, captures) et la dynamique alluviale (terrasses, cônes) liée à l'activité des chevauchements.

of the range and left one single outlet that fed the large alluvial fan. The sedimentary history of this period is not differentiated and appears in blue in Fig. 5a. At the next stage (Fig. 5b), the river embanks in response to frontal thrust activity and three stair-step terraces form on the right riverbank. Different alluvial surfaces appear on the fan and can be time-correlated to the fluvial terraces. Their geometry corresponds to the sweeping motion of distributary channels: firstly clockwise (phase I) and secondly counterclockwise (phase II). This sweeping motion is partly due to the natural fan dynamics, but is also clearly influenced by the activity of thrust 3 that forces channel incision and fix outlet position. A fourth thrust forms about 10 cm in front of the previous one and forms a major virgation in front of the channel outlet. Such a curvature may be the result of a focused incision effect on deformation [26,32]. In unloading continuously the hanging wall, incision would decrease local vertical stress and favour fault dip increase. In 3D, along-strike variations in fault dip would be responsible for the observed arcuate fault scarp. Finally, at the last stage, shortening is mainly accommodated on the frontal thrust (Fig. 5c) and the older thrusts are only slightly active. The scarp associated with the new thrust localizes erosion that rises upward in reworking previously deposited sediments. A new generation of alluvial fan forms at the base of the growing relief. Future similar works will provide insights into the timing of alluvial fan growth and terrace nucleation in relation to thrust activity and deformation propagation.

3.3. Example of structural and stratigraphical analysis in cross-section

At the end of the experiment, serial sections are cut across the model to study its internal structure, determine the deformation style, and analyze syntectonic sedimentation. Fig. 6 shows one of these cross-sections located in Fig. 3b. The model displays a typical accretionary wedge structure with hinterlandward dipping thrusts that propagate in sequence toward the foreland. The most frontal thrusts display a flat and ramp geometry that generates low-amplitude box-shaped anticlines. Finely stratified syntectonic deposits fill piggyback and foreland basin. The laminations underline prograding (downlap) and tectonic structures (cut-off). A sharp change in the sedimentary composition occurs in the foreland sequence (Fig. 6). Based on the analysis of video movies taken during the experiment, this evolution is linked either to the progradation of proximal facies or to changes in alluvial fan hydraulics. Additional experiments are required to better characterize this diachronism and correlate its occurrence to foreland deformation history and hydraulics. This is a critical field issue, as natural equivalents are generally interpreted for identifying thrust reactivation or propagation.

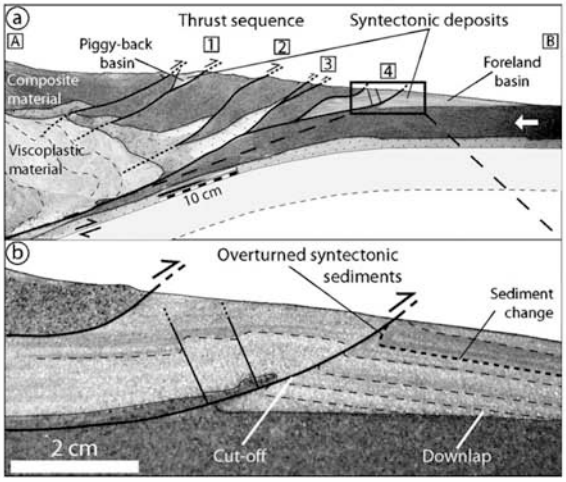


Fig. 6. Cross-section performed at the end of experiment (see Fig. 3b for position). (**a**) Whole-model cross-section. (**b**) Close view of the deformation front. Note the details of syntectonic deposits that underline tectonic and stratigraphic structures (cut-off, downlap).

Fig. 6. Exemple de coupe réalisée au stade final de l'expérience (voir Fig. 3b pour la localisation). (**a**) Coupe de l'ensemble du modèle. (**b**) Vue rapprochée du front de déformation. Noter la finesse des dépôts syntectoniques préservés dans le bassin d'avant-pays et les structures tectoniques (*cut-off*) et stratigraphiques (*downlap*) qu'il contient.

4. Discussion and perspectives

The experiment described in this article demonstrates that, by using specific analogue materials and experimental set-up, the dynamic evolution of a mountain range piedmont can be modelled. Then, the formation of the morphological and structural markers that characterise its topography can be studied quantitatively. Even if several morphogenetic or tectonic processes are not accounted for in our models (differential or glacial erosion, flexural subsidence, etc.), the main morphogenetic processes are correctly simulated.

Concerning tectonic processes, the deformation pattern is characterized by folds and faults that root on a basal decollement and propagate in sequence toward the foreland. At depth, the use of a specific material that deforms by folding sustains active uplift in internal domains. This deformation simulates accretionary wedge building processes and trigger strain fields similar to active piedmonts (uplift, propagation, partitioning).

Modelling of erosion and transport processes by water runoff entails diffusive mechanisms on hillslopes (landslide, solifluction) and abrasion in channels (incision and lateral erosion). The combination of these morphogenetic processes generates topography with entrenched valleys and crests and morphological features similar to natural markers of piedmont, such as alluvial and fluvial terraces, wind gaps, lakes, and alluvial fans. Despite some local artefacts (overhangs, convex crests, flat-bed channels) that are linked to excessive capillary cohesion and hydraulic forces, the drainage network geometry displays sub-parallel geometry in internal zones and trellis at frontal structures that compare to natural hydrographic networks. Hydrodynamic phenomena such as antecedence, superimposition, piracy, headcut erosion, knickpoint migration, and terrace formation are also properly modelled.

The use of a specific analogue material composed of heterogeneous grains (granulometry, shape, and densities) favours particle sorting during transport and sedimentation. Sorting occurs both vertically (lamination) and horizontally (distal and proximal facies). This syntectonic sedimentation underlines structures (cut-off and downlap) that can be investigated to bring insights into the evolution of sedimentary rates, tectonic activity, and erosive phases of relief during experiments. Therefore, it would improve the understanding of relief dynamics record in sedimentary basins and its potential deciphering.

Finally, these experiments show numerous structural, morphological, and sedimentary features that can be directly compared to mountain range piedmonts. On the field, only the final stage of the dynamics is observed. Using this set-up, it is possible to study precisely and continuously how the markers form, evolve, and record relief history. It opens new and promising perspectives for experimental modelling, notably in geomorphology (relief dynamics), seismotectonics (active faults analysis), and sedimentology (sequential stratigraphy).

Acknowledgments

This study was funded by the 'Reliefs' and 'Eclipse' INSU–CNRS programs. We are thankful to J. Malavieille, J.-E. Hurtrez, Y. Lagabrielle, H. Philip, P.R. Cobbold and two anonymous reviewers for their constructive comments and suggestions that improved the manuscript. Many thanks to C. Romano and E. Berthebaud for technical assistance. Thanks to the GLADYS project (www.gladys-littoral.org) and University of Montpellier-2 for granulometric measurements and Scanning Electron Microscopy photography.

References

[1] J.-P. Avouac, Mountain Building, Erosion, and the Seismic Cycle in the Nepal Himalaya, Adv. Geophys. 46 (2003) 1–80.
[2] S. Bernard, J. Avouac, S. Dominguez, M. Simoes, Kinematics of fault-related folding derived from a sandbox experiment, J. Geophys. Res. 112 (2007) B03S12.
[3] S. Bonnet, A. Crave, Landscape response to climate change: insights from experimental modeling and implications for tectonic versus climatic uplift of topography, Geology 31 (2003) 123–136.
[4] D.W. Burbank, R.S. Anderson, Tectonic Geomorphology, Blackwell Science, 2000.
[5] B.C. Burchfiel, E.T. Brown, D. Qidong, F. Xianyue, L. Jun, P. Molnar, S. Jianbang, W. Zhangming, Y. Huichuan, Crustal shortening on the margins of the Tien Shan, Xinjiang, China, Int. Geol. Rev. 41 (1999) 665–700.
[6] J. Byerlee, Friction of rock, Pure Appl. Geophys. 116 (1978) 615–626.
[7] J. Charreau, Y. Chen, S. Gilder, S. Dominguez, J.-P. Avouac, S. Sen, D. Sun, Y. Li, W. Wang, Magnetostratigraphy and rock magnetism of the Neogene Kuitun He section (Northwest China): implications for Late Cenozoic uplift of the Tian-Shan mountains, Earth Planet. Sci. Lett. 230 (2005) 177–192.
[8] A. Crave, D. Lague, P. Davy, J.-J. Kermarrec, D. Sokoutis, L. Bodet, R. Compagnon, Analogue modelling of relief dynamics, Phys. Chem. Earth (A) 25 (2000) 549–553.
[9] D. Davis, J. Suppe, F.A. Dahlen, Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges, J. Geophys. Res. 88 (1983) 1153–1172.
[10] P. Davy, P.R. Cobbold, Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere, Tectonophysics 188 (1991) 1–25.
[11] B. Delcaillau, Reliefs et tectonique récente. Nouveau précis de géomorphologie, Vuibert, Paris, 2004.
[12] S. Dominguez, J. Malavieille, S.E. Lallemand, Deformation of accretionary wedges in response to seamount subduction: insights from sandbox experiments, Tectonics 19 (2000) 182–196.
[13] S. Dominguez, R. Michel, J.-P. Avouac, J. Malavieille, Kinematics of thrust fault propagation, Insight from video processing techniques applied to experimental modelling, EGS XXVI, Nice, 2001, France.
[14] G.R. Hancock, G.R. Willgoose, Use of a landscape simulator in the validation of the SIBERIA catchment evolution model: declining equilibrium landforms, Water Resour. Res. 37 (2001) 1981–1992.
[15] L.E. Hasbargen, C. Paola, Landscape instability in an experimental drainage basin, Geology 28 (2000) 1067–1070.
[16] G.E. Hilley, M.R. Strecker, V.A. Ramos, Growth and erosion of fold-and-thrust belts, with an application to the Aconcagua Fold-and-Thrust Belt, Argentina, J. Geophys. Res. 109 (2004) B01410.
[17] N. Hovius, Regular spacing of drainage outlets from linear mountain belts, Basin Res. 8 (1996) 29–44.
[18] M.K. Hubbert, Theory of scale models as applied to the study of geologic structures, Geol. Soc. Am. Bull. 48 (1937) 1459–1520.
[19] T.E. Jordan, Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous, western United States, Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 65 (1981) 2506–2520.

[20] E. Konstantinovskaia, J. Malavieille, Erosion and exhumation in accretionary orogens: experimental and geological approaches, Geochem. Geophys. Geosyst. 6 (2005) Q02006.

[21] P.O. Koons, The topographic evolution of collisional mountain belts: a numerical look at the southern Alps, N. Z. Am. J. Sci. 289 (1989) 1041–1069.

[22] R.W. Krantz, Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixtures, Tectonophysics 188 (1991) 203–207.

[23] D. Lague, A. Crave, P. Davy, Laboratory experiments simulating the geomorphic response to tectonic uplift, J. Geophys. Res. 108 (2003), doi:10.1029/2002JB001785.

[24] J. Lavé, J.-P. Avouac, Active folding of fluvial terraces across the Siwalik Hills (Himalaya of central Nepal), J. Geophys. Res. 105 (B3) (2000) 5735–5770.

[25] J. Malavieille, Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués : application aux chaînes de montagnes, Bull. Soc. geol. France 26 (1984) 129–138.

[26] F.O. Marques, P.R. Cobbold, Topography as a major factor in the development of arcuate thrust belts: insights from sandbox experiments, Tectonophysics 348 (2002) 247–268.

[27] J.-L. Mugnier, P. Baby, B. Colletta, P. Vinour, P. Bale, P. Leturmy, Thrust geometry controlled by erosion and sedimentation: a view from analogue models, Geology 25 (1997) 427–430.

[28] K.S. Persson, D. Garcia-Castellanos, D. Sokoutis, River transport effects on compressional belts: first results from an integrated analogue-numerical model, J. Geophys. Res. 109 (B01409) (2004).

[29] B. Poisson, J.-P. Avouac, Holocene hydrological changes inferred from alluvial stream entrenchment in North Tian Shan (northwestern China), J. Geol. 112 (2004) 231–249.

[30] C. Puigdefàbregas, P. Souquet, Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary of the Pyrenees, Tectonophysics 129 (1986) 173–203.

[31] G.H. Roe, Orographic precipitation, Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 33 (2005) 645–671.

[32] G.D. Simpson, Dynamic interactions between erosion, deposition, and three-dimensional deformation in compressional fold belt settings, J. Geophys. Res. 109 (2004) F03007.

[33] J. Suppe, G.T. Chou, S.C. Hook, Rates of folding and faulting determined from growth strata, in : K.R. McClay (Ed.), Thrust Tectonics, Chapman & Hall, London, 1992, pp. 105–121.

[34] J.M. Turowski, D. Lague, A. Crave, N. Hovius, Experimental channel response to tectonic uplift, J. Geophys. Res. 111 (2006) F03008.

[35] P.A. Van der Beek, B. Champel, J.L. Mugnier, Control of detachment dip on drainage development in regions of active fault propagation folding, Geology 30 (2002) 471–474.

[36] J. Van Der Woerd, X. Xiwei, L. Haibing, P. Tapponnier, B. Meyer, F.J. Ryerson, A.-S. Mériaux, X. Zhiqim, Mériaux, Rapid active thrusting along the Northwestern range front of the Tanghe Nan Shan (Western Gansu, China), J. Geophys. Res. 106 (2001) 30475–30504.

[37] S.D. Willett, C. Beaumont, P. Fullsack, Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens, Geology 21 (4) (1993) 371–374.

E. Conclusion

Ce chapitre sur les matériaux analogues dédiés à la modélisation expérimentale de la dynamique des reliefs montre que les matériaux granulaires sont très largement utilisés. Cet intérêt s'explique essentiellement par leurs propriétés physiques qui en font de bons analogues de la croûte supérieure (comportement coulombien permettant la formation de « failles ») et par leur capacité à être érodés et transportés par un ruissellement d'eau de surface. Toutefois, les matériaux habituellement employés dans les dispositifs de type « boîte à sable » (typiquement, du sable sec) et dans les dispositifs de type « boîte d'érosion » (typiquement, des poudres saturées en eau) ne conviennent pas aux conditions aux limites imposées par le type d'expérience que je souhaite réaliser. Ces matériaux ne permettent pas d'obtenir des structures (des failles) et des morphologies (chenaux, bassins versants) respectant les géométries, les morphologies et les styles tectoniques des piémonts des chaînes naturelles.

Dans ce chapitre, j'ai analysé les propriétés physiques d'une douzaine de matériaux granulaires et j'ai sélectionné quatre composants. Une analyse plus précise des propriétés de déformation et d'érosion de ces matériaux montre que **les paramètres physiques importants déterminant le comportement à la déformation et à l'érosion des matériaux granulaires sont la cohésion et la perméabilité.**

La **cohésion** des matériaux granulaires saturés en eau contrôle la résistance mécanique du modèle et le style tectonique de la déformation. Par exemple, une poudre de silice est très cohésive, très résistante à la compression et développe un style de déformation caractérisé par de nombreuses fractures à faible rejet. Ce style de déformation pourrait convenir à une analyse de la déformation à grande échelle (dans une gouge de faille peut-être) mais ne convient pas au style de déformation des piémonts de chaîne. Les microbilles de verre ou les granules de PVC, par contre, sont beaucoup moins résistantes à la déformation (cohésion plus faible) et développent un style tectonique caractérisé par un nombre limité de structures. Ces structures permetttent d'individualiser des unités tectoniques dont la géométrie correspond aux prismes d'accrétion.

La **perméabilité**, qui est fonction de la granulométrie et de la porosité (et donc de la compaction), détermine le rapport du volume d'eau précipitée qui s'infiltre et qui ruisselle. Pour un taux de précipitation donné, ce paramètre contrôle les mécanismes d'érosion-transport modelant le matériau analogue. La poudre de silice, avec une granulométrie fine et dispersée, possède une faible perméabilité. L'eau pulvérisée à sa surface ne s'infiltre quasiment pas et ruisselle en s'organisant selon un réseau de drainage qui définit des bassins versants et des chenaux. L'essentiel de l'érosion se fait par incision. A l'inverse, les microbilles de verre ou des granules de plastique présentent une perméabilité trois ordres de grandeur supérieure. L'essentiel de l'eau pulvérisée s'infiltre et percole au travers du matériau. Ces écoulements sursaturent localement le matériau et font chuter sa résistance au cisaillement. Les pentes des versants se déstabilisent et s'érodent sous forme de glissements en masse. Aucun réseau chenalisé n'a le temps de se mettre en place car les versants sont fréquemment « purgés ».

Ces deux catégories de matériaux, de par leurs propriétés de déformation et d'érosion, représentent deux comportements extrêmes. Dans la nature, la morphologie des piémonts de chaîne résulte des actions combinées de ces deux mécanismes. C'est pourquoi, j'ai mélangé ces différents matériaux et j'ai retenu une combinaison faisant le compromis entre un style morphologique détaillé provenant de la poudre de silice et un style de déformation dominé par les microbilles de verre et le PVC. Ce matériau (nommé « MatIV »), est utilisé dans le dispositif du chapitre précédent. Il permet de modéliser un grand nombre d'objets morphologiques comparables dans leur géométrie et leur dynamique de formation/évolution aux marqueurs morphotectoniques des piémonts naturels. Ces marqueurs sont les chenaux, les bassins, versants, les cônes alluviaux, les terrasses, les knickpoints, les escarpements de failles, etc.

La comparaison morphologique de ces marqueurs avec le terrain a permis de mettre en évidence un facteur de dimensionnement géométrique dans les modèles de 1 à 2.10^{-5}. En d'autres termes, **1 cm dans les modèles représente en moyenne 500 à 1 000 m dans la nature.** Ce rapport est comparable pour les dimensions horizontales et verticales. Par ailleurs, la caractérisation des propriétés frictionnelles du MatIV (cohésion, coefficient de friction) a montré que son comportement à la déformation peut être considéré comme un bon analogue de la déformation de la croûte supérieure. Le coefficient de friction interne (40°) est dans des gammes similaires à celles des roches naturelles (26-45°). La cohésion (1600 Pa) est un peu élevée et proche de la limite des gammes de valeurs déterminées par les lois de dimensionnement (60-1600 Pa).

Enfin, j'ai cherché à caractériser les propriétés d'érosion de ce matériau. Pour cela, j'ai mesuré les variations des taux d'érosion moyens pour un taux de précipitation constant (25 mm/h) et des pentes topographiques moyennes variables (10 à 20°). Par ailleurs, j'ai cherché à estimer le type de loi d'érosion auquel répond le matériau.

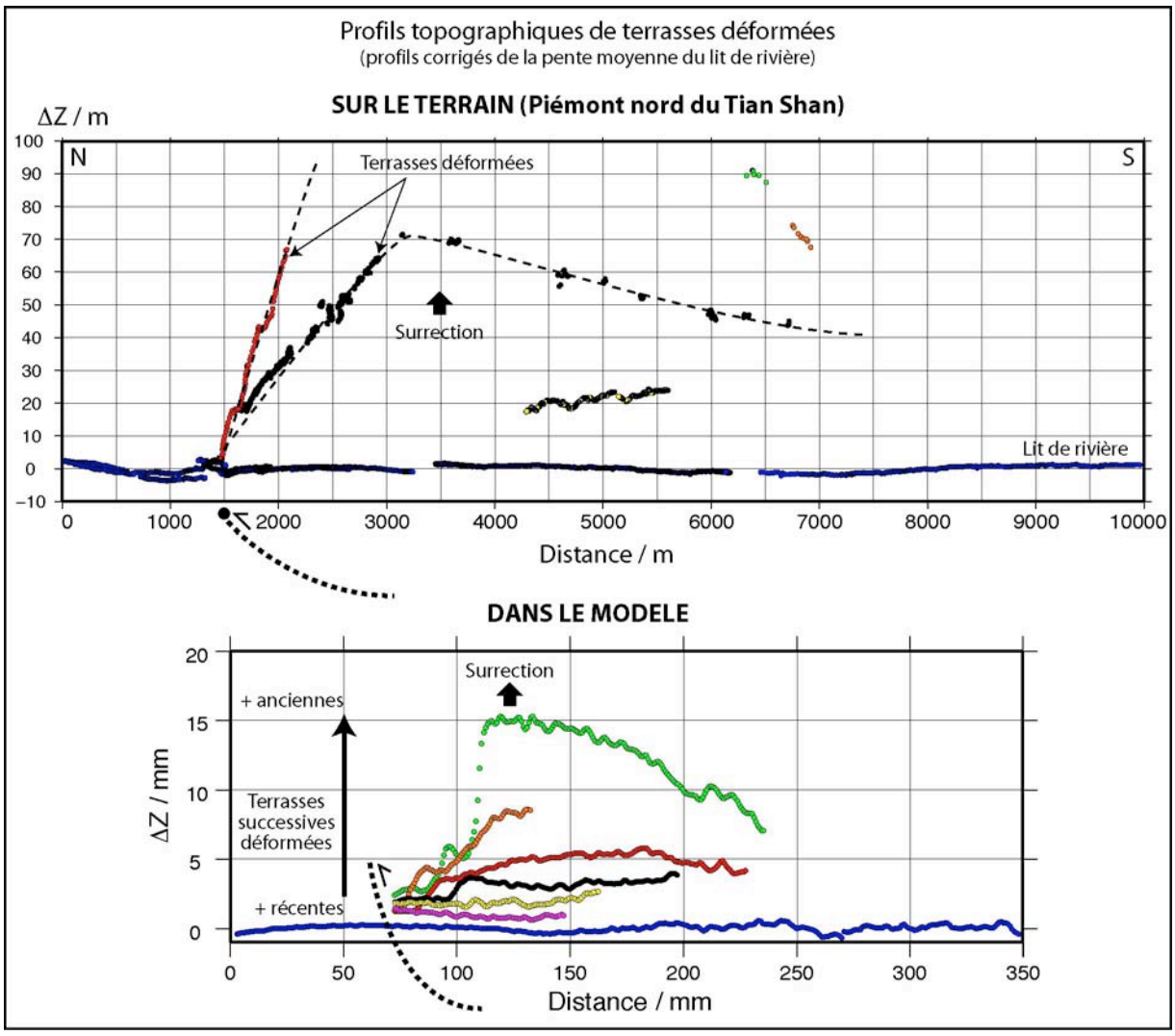
Dans le premier cas, les résultats indiquent que le MatIV s'érode avec une vitesse moyenne comprise entre 0.2 et 1 mm/h. Il s'agit d'une valeur minimale puisque les topographies fournissant cette valeur sont en « relaxation » (aucune surrection ne permet de compenser l'érosion). La comparaison de cette vitesse d'érosion avec des équivalents de chaînes de montagnes naturelles en relaxation (et moyennant le facteur de dimensionnement cité précédemment ; L*=1 à 2.10^{-5}), permet de proposer un facteur de dimensionnement temporel moyen. Pour une comparaison avec les Appalaches (taux d'érosion autour de 0.03 mm/an), le facteur temporel est t*= 3-6 10^{-10} soit **1 s = 50 – 100 ans**. Il est important de noter que ce facteur temporel est le fruit d'un calcul basé sur des ordres de grandeur. Il doit donc être considéré avec précautions. En particulier, il doit rester un moyen d'évaluer le rapport temporel entre le modèle et la nature à l'échelle de l'expérience dans son ensemble. Il ne doit pas être appliqué à l'échelle de la dynamique des chenaux car ce facteur temporel n'est certainement pas adapté pour les grandes échelles spatiales.

Dans le second cas, une modélisation numérique des flux de sédiments érodés pour les pentes topographiques citées précédemment (10 à 20°) montre que le matériau répond à une loi d'érosion-transport de type « puissance du courant » (« *stream power* ») pour des pentes comprises entre 10 et 15°. Les paramètres de la loi d'érosion (exposants m et n) sont alors dans des gammes de valeur comparables à celles qui sont relevées dans les bassins versants orogéniques naturels. Pour une pente topographique de 20°, cette loi d'érosion n'explique plus les données expérimentales. Ceci est certainement la conséquence d'un changement majeur dans les mécanismes d'érosion-transport à l'origine des flux de matière mesurés. En particulier, la pente de 20° doit marquer la transition entre une morphologie dominée par des processus d'érosion en masse sur les versants (glissements) et une morphologie sculptée par des processus chenalisés (incision). **Ce résultat suggère que le MatIV obéit à une dynamique d'érosion-transport et de transfert de matière analogue, au premier ordre, aux réseaux chenalisés des bassins versants naturels.**

En conclusion, ce chapitre a montré que le matériau quaternaire développé durant cette thèse remplit de manière satisfaisante mes objectifs de modélisation de la dynamique morphologique des piémonts de chaîne de montagnes. Même si ses propriétés peuvent être certainement améliorées, il peut être considéré comme un « premier » matériau analogue intéressant permettant d'étudier expérimentalement les interactions entre la tectonique, l'érosion et la sédimentation. Dans le prochain chapitre, j'utilise ce matériau et le dispositif présenté au chapitre III afin d'étudier la dynamique morphologique des piémonts et en particulier comment les marqueurs morphotectoniques se forment, évoluent et enregistrent la déformation.

Chapitre V

Evolution Morphologique d'un Piémont Expérimental



V. EVOLUTION MORPHOLOGIQUE D'UN PIEMONT EXPERIMENTAL 341

A. INTERACTIONS TECTONIQUE, EROSION, SEDIMENTATION DANS LES PIEMONTS 341
1. Evolution morphotectonique d'un piémont de chaîne de montagnes expérimental 341
2. Interactions entre le réseau de drainage et la tectonique 352
a) Influence de l'érosion et de la sédimentation sur la géométrie des ruptures de surface 352
b) Influence de la tectonique sur la croissance des bassins versants et le réseau hydrographique 353
c) Influence des processus de surface sur la structure des prismes 355
B. EVOLUTION DES MARQUEURS MORPHOSTRUCTURAUX 360
1. Cônes alluviaux 360
a) Formation et croissance 360
b) Enregistrement de la déformation 371
2. Terrasses 378
a) Formation et évolution 378
b) Séquence de formation 391
c) Enregistrement de la déformation 396
C. CONCLUSION 425

Grâce au matériau expérimental développé et présenté dans le chapitre précédent, il est possible d'étudier les interactions entre les processus de déformation et les processus de surface dans un grand nombre de contextes cinématiques (extension, compression, décrochement). Durant ce travail de thèse, je me suis intéressé au contexte en compression et plus particulièrement aux piémonts des chaînes de montagnes (voir chapitre I).

Dans ce chapitre, je présente les principaux résultats des expériences réalisées. Je mets volontairement l'accent sur **l'évolution** des piémonts expérimentaux afin de souligner l'importante dynamique des processus de déformation et de surface et l'extrême rapidité de l'évolution des morphologies. Cela permet de visualiser l'évolution dynamique de processus dont on n'observe généralement qu'un état instantané sur le terrain.

Ce chapitre débute par la présentation d'une expérience standard permettant d'analyser l'évolution morphotectonique d'un piémont de chaîne. Il décrit comment se forment et évoluent conjointement les principaux marqueurs morphotectoniques des piémonts (plis, failles, rivières, bassins versants, cônes, terrasses). Dans une seconde partie, je me focalise sur certaines interactions entre les processus de déformation et les processus de surface qui se dégagent des différentes expériences réalisées. Enfin, je termine en m'intéressant à l'évolution plus spécifique de quelques marqueurs morphotectoniques (cônes alluviaux, bassins versants, terrasses) et en caractérisant qualitativement et quantitativement leur formation, leur évolution et leur déformation.

Dans ce chapitre, je me réfère régulièrement au Tian Shan afin de confronter les modèles aux données de terrain recueillies et analysées durant cette thèse. En particulier, la dernière section consacrée à l'enregistrement de la déformation par les terrasses compare les mesures topographiques réalisées sur deux des plis frontaux du piémont nord et les résultats d'une expérience montrant l'évolution de terrasses.

V. EVOLUTION MORPHOLOGIQUE D'UN PIEMONT EXPERIMENTAL

A. *Interactions Tectonique, Erosion, Sédimentation dans les piémonts*

1. Evolution morphotectonique d'un piémont de chaîne de montagnes expérimental

Afin d'illustrer l'évolution typique d'un piémont expérimental, j'ai choisi de présenter la même expérience que celle qui est utilisée dans l'article aux Comptes Rendus Géosciences (voir chapitre IV). Je m'y réfère donc pour tout ce qui concerne les conditions aux limites de l'expérience tant en termes de déformation (vitesse de convergence), rhéologie (épaisseur et composition du matériau) et de processus de surface (taux de précipitation). J'ai choisi de présenter cette même expérience afin de replacer la séquence photographique interprétée de l'article dans le schéma évolutif du modèle. En outre, le déroulement de cette expérience met en évidence un grand nombre d'interactions entre l'évolution de la déformation dans le piémont et l'hydrographie. Un film de l'expérience est fourni en annexe sur un DVD.

Stade 1 : Stade initial : 0 % de raccourcissement :

Le stade initial de cette expérience est caractérisé par 4 bassins versants majeurs dont les bordures ont été pré-définies manuellement (fig.V.I). Leur géométrie dessine un réseau de drainage primitif permettant de développer des rivières et des cônes alluviaux dès les premières minutes de l'expérience. Ainsi cela permet de raccourcir de plusieurs heures la durée de l'expérience.

Au démarrage de l'expérience, le système de brumisation et le raccourcissement tectonique sont « activés » simultanément. Plusieurs réseaux hydrographiques se mettent en place (fig.V.I). Leur géométrie reste assez peu marquée car l'incision est assez faible.

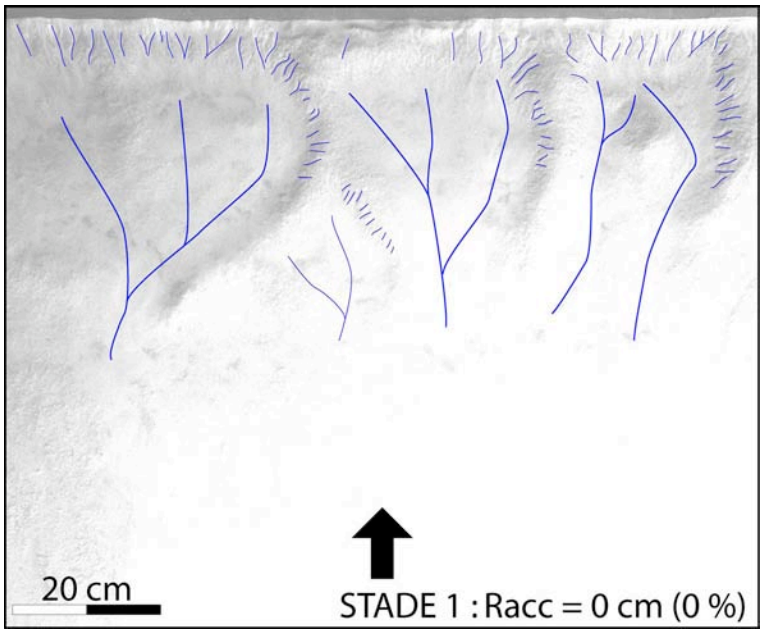


Fig.V. 1 : Stade initial de l'expérience type de formation et d'évolution d'un modèle analogique de piémont de chaîne

Stade 2 : 10 % de raccourcissement :

Après 10 % de convergence, un système en « pop up » se développe. Il est défini par un rétrochevauchement R unique et un faisceau de chevauchements frontaux F_1. Les chevauchements frontaux sont dédoublés sur les bordures du modèle et se raccordent par des zones de transfert dans le centre de l'expérience. Ce pop up est la conséquence d'un coin mort (indenteur , voir chapitre I) généré naturellement par la géométrie initiale prismatique du modèle et la localisation de la discontinuité de vitesse. Le dédoublement du chevauchement frontal sur les bordures de l'expérience résulte très certainement d'un effet de bord généré par la friction sur les vitres latérales. C'est un effet qui se reproduit à chaque nucléation de nouveau chevauchement. C'est pourquoi, j'ai focalisé l'étude de ce modèle sur la partie centrale de l'expérience et j'ai volontairement ignoré les 10 à 15 cm de modèle situés près des bordures.

A ce stade de l'expérience, l'écoulement de surface est organisé selon un schéma arborescent. La topographie est incisée par de nombreux chenaux rectilignes et parallèles dans les zones amont qui suivent la ligne de plus grande pente. Ce réseau de drainage s'organise sur environ 4 ou 5 ordres de grandeur. Le rejet des failles ne semble pas affecter significativement ce réseau de drainage. Il y a certes quelques chenaux affectés par le rejet du rétrochevauchement (ils dévient sensiblement leurs cours) mais la majorité paraît peu sensible aux escarpements des rétro-chevauchements et chevauchements. La plupart poursuivent leurs trajectoires sans modifier notoirement leurs tracés. Quelques chenaux majeurs creusent des gorges au travers des escarpements (notamment sur la droite) et semblent parvenir à compenser localement la surrection. Des cônes alluviaux se mettent en place à l'exutoire de chacun des principaux systèmes drainants. En dehors des trajectoires des chenaux principaux, les reliefs cumulés sont localement disséqués par de petits drains qui remontent vers l'amont par érosion régressive.

Stade 3 : 19 % de raccourcissement :

Un nouveau chevauchement F_2 apparaît en avant du faisceau de failles F_1. Sa géométrie n'est pas cylindrique car la rupture de surface ne traverse pas l'intégralité du modèle. Elle émerge à 15 cm sur la droite et vient se greffer progressivement sur F_1. En favorisant l'épaississement du prisme sur le seul côté droit, cette structure rétablit un probable déséquilibre généré lors de la construction de l'état initial. Cela semble validé par l'apparition rapide du chevauchement suivant qui se propage sur l'ensemble de la largeur du modèle (stade 4).

Cette faille F_2 a une influence majeure sur le développement du réseau de drainage et l'évolution de la morphologie. En effet, son apparition sur la droite et sa propagation vers le centre du modèle est à l'origine d'un gradient de surrection qui génère une gouttière synclinale. Celle-ci canalise le réseau de drainage parallèlement à la direction structurale et concentre l'écoulement vers un exutoire unique.

Stade 4 : 28 % de raccourcissement :

Un nouveau chevauchement F_3 apparaît en séquence 15 à 20 cm en avant de F_2. Un réseau hydrographique primitif naît aussitôt au niveau de l'escarpement et remonte lentement par érosion régressive. Dans l'axe de la gouttière formée par la canalisation de F_2, l'écoulement est plus intense et l'escarpement F_3 est érodé plus rapidement. Plusieurs cônes alluviaux se forment et se juxtaposent. Les bassins versants en arrière de F_1 poursuivent leur érosion et alimentent la gouttière synclinale. Toutefois, les particules qui y sont érodées ne sont pas transférées jusque dans la plaine de piémont et restent stockées dans la gouttière. Elles nourrissent de fait un bassin piggy-back en formation.

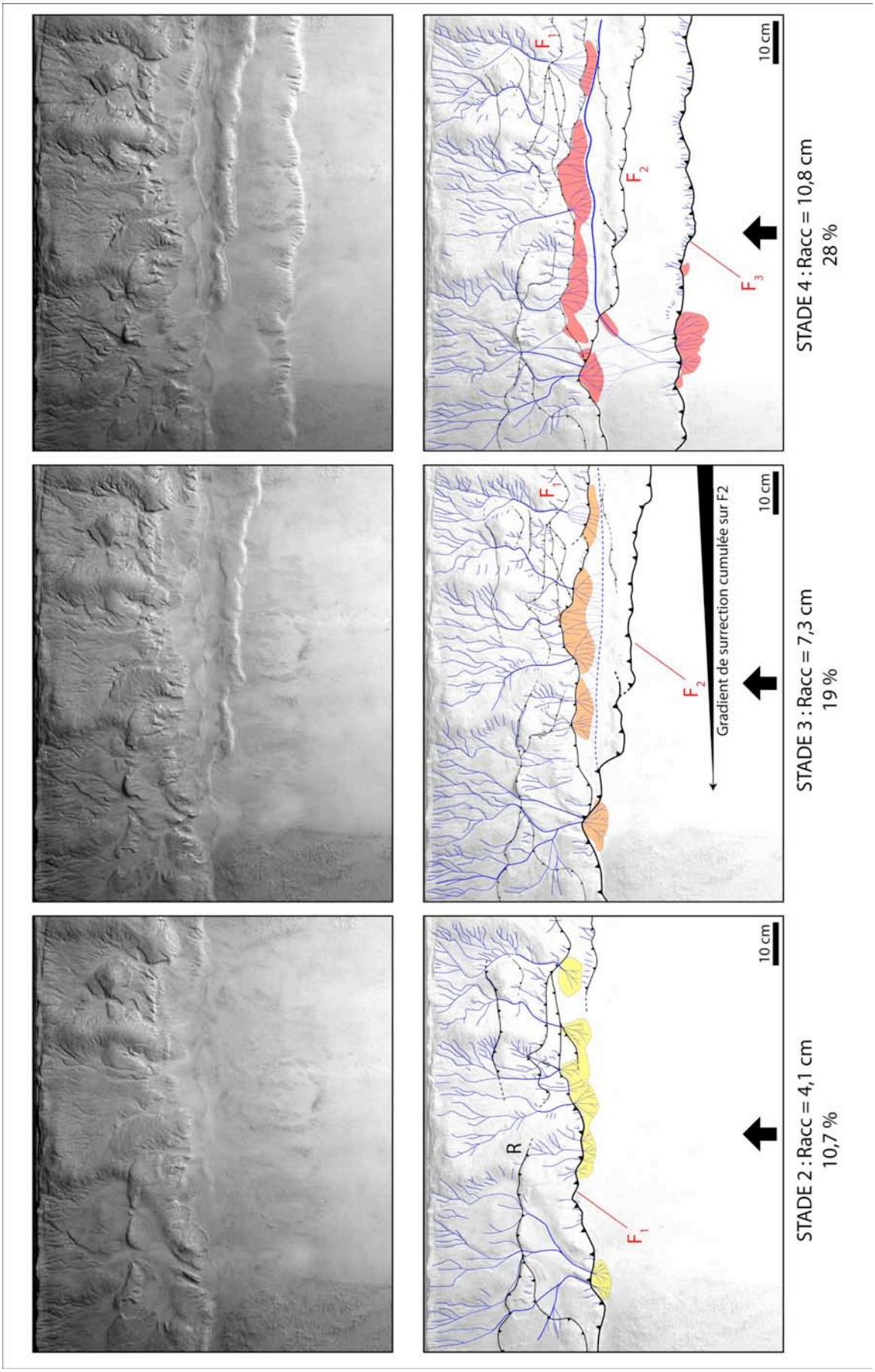


Fig.V. 2 : Séquence d'évolution morphostructurale d'un piémont de chaîne expérimental.

Stade 5 : 36,4 % de raccourcissement :

L'essentiel du raccourcissement est accommodé sur les deux chevauchements frontaux. Le réseau de drainage évolue très lentement dans les bassins versants et la sédimentation au pied de F_1 se réduit. Elle est quasiment inactive sur les bassins versants de droite mais se produit encore sur ceux de gauche. Ces derniers alimentent une première série de cônes au pied de F_1 et une seconde au pied de F_3. Un cône mineur se forme à l'exutoire de la gouttière et un autre plus important se forme au pied de F_3. En dehors de l'axe d'écoulement de la rivière principale, le front de chevauchement F_3 est lentement érodé par des petits drains parallèles qui alimentent une bande de dépôts sédimentaires.

Le transfert de la déformation vers l'avant-pays a ralenti la surrection des bassins versants amont. L'absence de sédimentation au pied des bassins versants de droite indique que l'érosion s'est pratiquement arrêtée dans cette portion du modèle. La surrection de l'unité F_2 relève en effet le niveau de base de ces bassins versants et diminue la pente d'écoulement des chenaux. Les profils des rivières deviennent sous-critiques et l'érosion ralentit. Au contraire, l'absence de la faille F_2 sur la gauche entretient l'érosion de ces bassins versants. Ils peuvent toujours transférer et déposer leurs sédiments au pied des chevauchements F_1 et F_3. La gouttière de F_2 permet de concentrer les précipitations des bassins versants de droite. La puissance de l'écoulement devient suffisante pour transporter quelques particules et former un cône mineur à son exutoire et un cône majeur au pied de F_3.

Stade 6 : 44,7 % de raccourcissement :

Les deux chevauchements frontaux sont toujours les principales structures actives. Les rivières des bassins versants de droite sont connectées à celles de gauche et forment un chenal unique responsable de la construction d'un cône majeur. Ce cône est animé par une dynamique de balayage très intense. Quelques dépôts ont encore lieu au pied des bassins versants de gauche. Un deuxième réseau longitudinal (mineur) localisé au pied des reliefs structuraux de F_2 se met en place et se déverse vers la gauche. Au pied de F_3, l'érosion du front de déformation se poursuit et la sédimentation continue de napper la base des reliefs. Quelques failles normales apparaissent en amont des bassins versants et découpent la bordure du plateau non disséqué dans une direction parallèle à la direction structurale.

Le raccourcissement accommodé sur les chevauchements 2 et 3 permet l'accrétion des unités chevauchantes. La surface structurale au toit de F_3 se redresse et conduit la rivière mineure descendant des bassins versants de gauche à ne plus se déverser directement au pied de F_3 mais à rejoindre le cours de la rivière majeure.

Stade 7 : 53,3 % de raccourcissement :

A ce stade, il n'y a qu'un seul grand bassin versant et une rivière principale. Celle-ci possède une puissance et une dynamique très intenses qui permettent d'élargir considérablement la largeur de la cluse au travers de F_3. Sa dynamique produit d'amples mouvements de balayage à la surface du méga-cône alluvial. Elle rogne par ailleurs davantage sa rive gauche (formation d'une falaise) et abandonne des terrasses en rive droite. Sur la gauche, un petit chevauchement est apparu au front de F_3 ($F_{3'}$). Ses dimensions sont assez faibles car il se greffe rapidement au chevauchement majeur (il s'agit certainement d'un effet de bord). Le réseau de drainage sur le versant extérieur au chevauchement frontal évolue très rapidement tandis que la surface structurale sur le versant interne est faiblement érodée. Les chenaux du versant externe remontent rapidement par érosion régressive et parviennent pour certains à atteindre la vallée longitudinale de F_2.

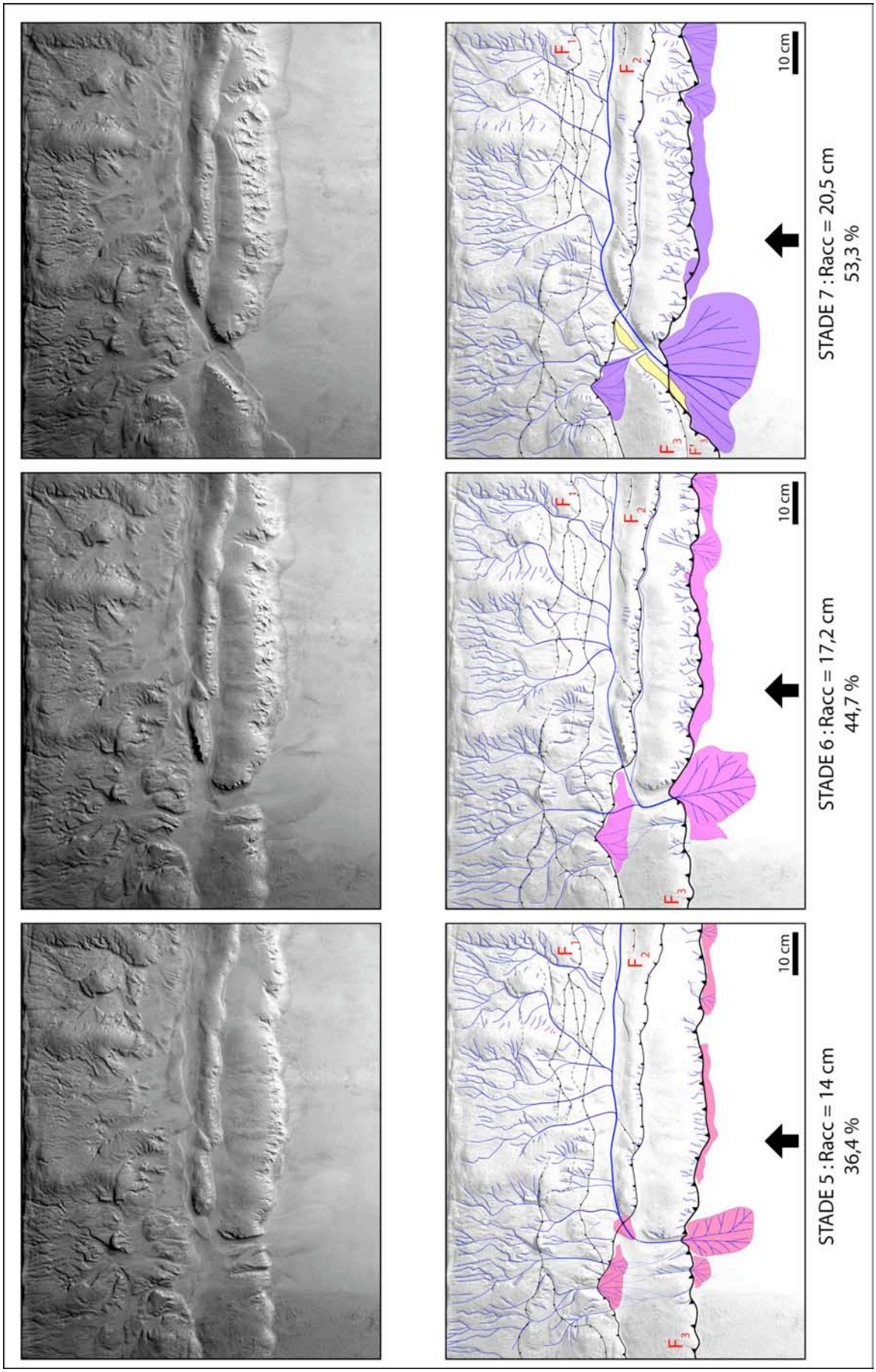


Fig.V. 2 (suite) : Séquence d'évolution morphostructurale d'un piémont de chaîne expérimental.

Stade 8 : 61,5 % de raccourcissement :

Après une dernière incursion pour éroder la rive droite de la cluse (elle élargit par la même occasion son lit), la rivière principale se rabat vers la droite. Elle se coupe par la même occasion des apports des bassins versants de gauche. Ceux-ci alimentent un chenal s'écoulant sur la gauche de la cluse alors que la rivière principale incise sur la droite. Entre ces deux rivières, plusieurs niveaux de terrasses sont préservés. Elles ont une durée de vie très courte car la dynamique de la rivière principale les fait disparaître au stade suivant. Ces deux rivières alimentent un méga-cône unique. Les bassins versants frontaux poursuivent leur érosion régressive en incisant la surface plane au toit de F_2.

Stade 9 : 72,2 % de raccourcissement :

Un nouveau chevauchement F_4 apparaît une quinzaine de centimètres en avant de F_3. Il ne s'agit pas d'une faille unique (comme pour F_3) mais au contraire de deux segments se rejoignant au centre du modèle. Le segment de gauche exécute au passage de l'axe du cône majeur une importante virgation (voir commentaire plus loin). Cette nouvelle structure chevauchante F_4 engendre un escarpement qui localise la nucléation de petits drains. Alors que les drains de droite évoluent lentement, ceux dans l'axe du cône majeur (au niveau de la virgation) s'encaissent et remontent par érosion régressive. L'activité de ce nouveau chevauchement soulève les anciennes surfaces du cône alluvial et force les deux bras de rivière à inciser leur lit : tout d'abord dans les dépôts du cône puis directement dans le « substratum ». La virgation de la rupture de surface favorise la confluence des deux bras de rivière et la formation d'un nouveau cône majeur. En amont, le chenal drainant la portion droite de l'expérience continue de rogner sa rive gauche et abandonne des terrasses en rive droite. Enfin, les bassins versants au front de F_3 se sont développés et plusieurs rejoignent la vallée longitudinale de la rupture de surface F_2. Ils viennent se brancher vers l'aval à l'escarpement de F_4.

Stade 10 : 86 % de raccourcissement :

L'ensemble des bassins versants de l'amont du modèle se déverse dans la rivière majeure qui nourrit un cône unique. En franchissant le chevauchement F_3, le chenal de droite se divise en plusieurs petits distributaires qui incisent les paléo-surfaces alluviales du précédent cône majeur et alimentent différentes zones de dépôt au front de F_4. Les bassins versants se développant au pied des unités chevauchantes 3 et 4 procèdent à quelques branchements et captures (notamment sur la droite) tout en poursuivant leur érosion régressive. L'accrétion de nouvelles unités (et l'élargissement de la chaîne) permet donc de diminuer le nombre de bassins versants (et exutoires) franchissant le front de déformation. Ce résultat concordant avec ceux obtenus par Castelltort et Simpson (2006) sera discuté par la suite.

Remarque : Au centre du modèle, la déformation se propage très rapidement en une succession de petits chevauchements très rapprochés qui décrivent un chevauchement arqué. Il s'agit certainement d'un artefact de mise en place du matériau car plusieurs coupes réalisées au stade final mettent en évidence la présence d'un repère stratigraphique très superficiel susceptible d'avoir joué le rôle de niveau de décollement. Cette virgation signalerait donc une zone de moindre friction basale (voir par exemple, Calassou et al., 1991).

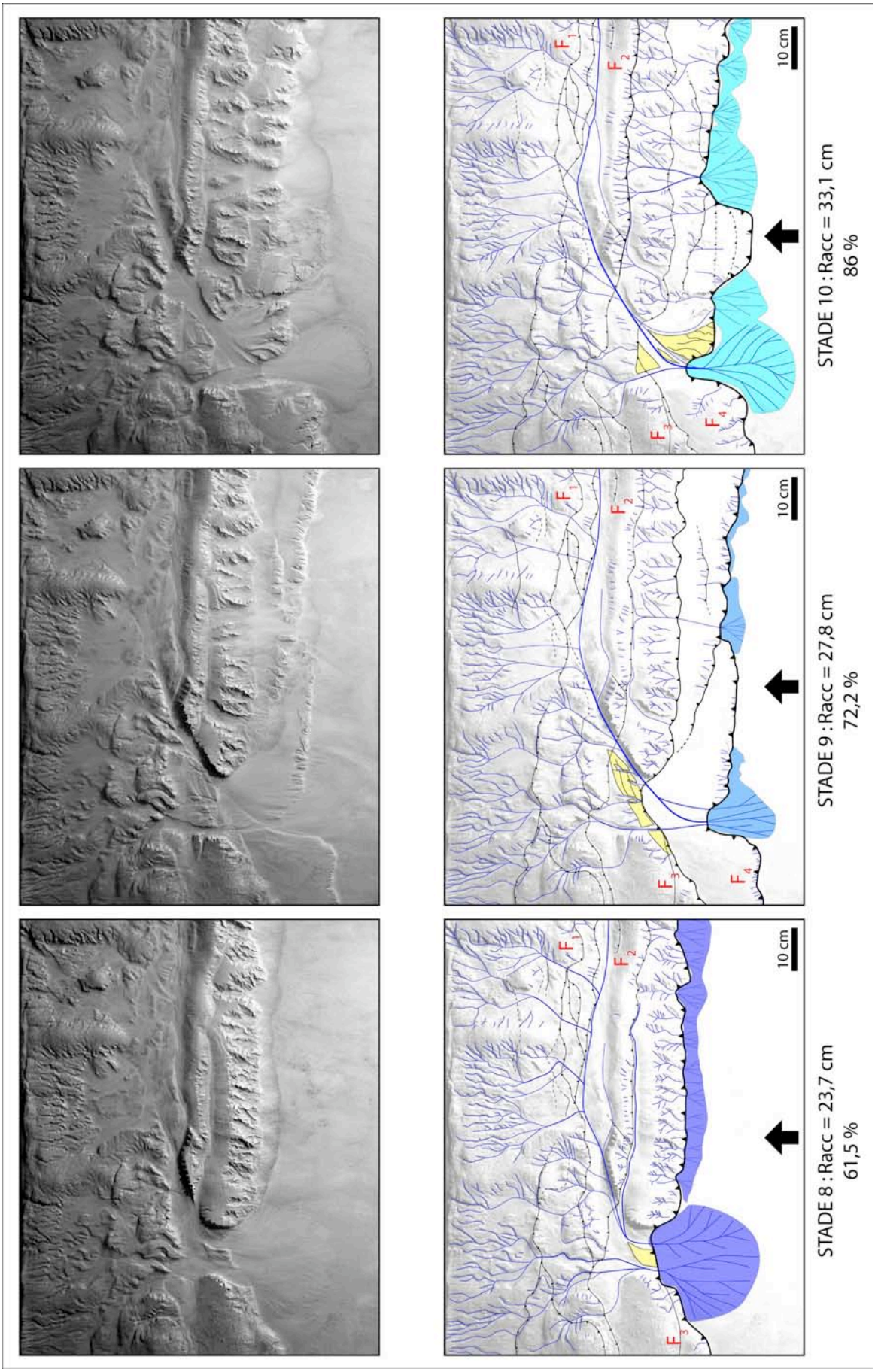


Fig.V. 2 (suite) : Séquence d'évolution morphostructurale d'un piémont de chaîne expérimental.

Stade 11 : 90,1 % de raccourcissement :

A partir de ce stade et jusqu'à la fin de l'expérience, le raccourcissement est quasiment intégralement accommodé sur la structure frontale. Les structures en arrière restent faiblement actives.

Un événement majeur se produit avec le déversement d'une partie de l'écoulement du chenal de droite drainant les bassins versants internes dans une vallée drainant initialement les reliefs frontaux. Ce déversement divise le débit et la charge de la rivière principale et forme deux cônes alluviaux. Entre ces deux bras, une série de terrasses étagées apparaît. Ce déversement est la conséquence de l'érosion de la rive gauche de la rivière principale qui l'amène à croiser progressivement la vallée frontale puis à s'y déverser. La rivière partageant son écoulement entre ces deux lits, les capacités d'incision changent dans chacun des chenaux. Alors qu'elles augmentent brutalement dans la petite vallée frontale, elles diminuent radicalement dans l'ancien lit. Par conséquent, le chenal est obligé de changer sa géométrie (en particulier la largeur de son lit) afin de conserver sa capacité d'incision.

Stade 12 : 95,3 % de raccourcissement :

La rivière principale a totalement abandonné son ancien lit et s'écoule désormais intégralement dans la nouvelle vallée. Le lit ancien n'est pas pour autant totalement mort car un chenal mineur drainant les bassins versants du centre du modèle s'y déverse. Il rejoint les chenaux drainant les bassins versants de gauche et contribue à la croissance du flanc gauche du cône majeur. Au contraire, le chenal actif s'écoule dans une vallée où il continue de rogner sa rive gauche et alimente le flanc droit du cône. D'autres niveaux de terrasses se forment entre ces deux bras (leur origine sera discutée dans un prochain paragraphe).

Dans les petits bassins versants frontaux, de nouvelles captures se produisent et contribuent à faire diminuer le nombre de bassins versants et cônes associés (ils ne sont plus que trois majeurs).

Stade 13 final : 100 % de raccourcissement :

Au stade final de l'expérience, les deux bassins versants amont initiaux de droite sont canalisés dans une seule rivière alors que celui de gauche est divisé en 3 chenaux. Tous alimentent un méga-cône alluvial qui se met en place au niveau d'un renfoncement de la rupture de surface. Plusieurs niveaux de terrasses se forment rapidement et disparaissent aussitôt entre ces différents bras. Les cônes sur la partie droite du chevauchement 4 évoluent lentement sans modification notable.

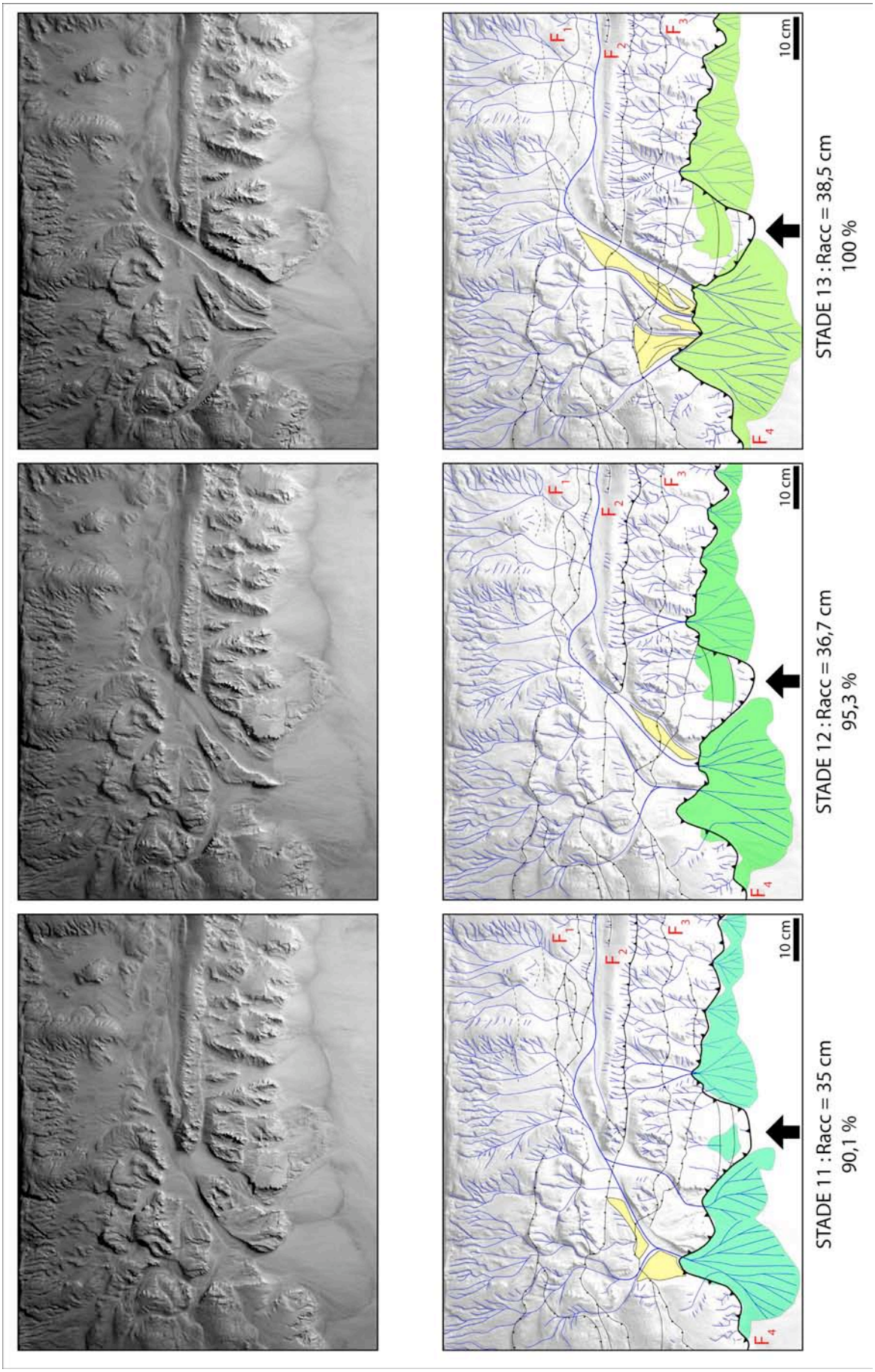


Fig.V. 2 (suite) : Séquence d'évolution morphostructurale d'un piémont de chaîne expérimental.

Commentaire général sur les interactions TES dans cette expérience :

La description détaillée de cette expérience montre à quel point la morphologie d'un piémont de chaîne de montagnes évolue rapidement.

Dans cette expérience, l'évolution morphologique du piémont est en grande partie guidée par les modifications du réseau hydrographique, elles-mêmes contrôlées par l'évolution de la déformation. L'influence de changements climatiques ou tectonique n'est pas étudiée car les précipitations et la vitesse de déformation restent constantes durant toute la durée de la modélisation. La tectonique, en entretenant l'activité des failles frontales (généralement, 2 ou 3) et en créant ponctuellement de nouveaux accidents dans l'avant-pays, contrôle au premier ordre l'érosion et la sédimentation. En effet, elle génère de la surrection, forme des reliefs et perturbe l'équilibre des marqueurs hydrographiques (rivières, bassins versants). Ces marqueurs sont essentiellement passifs car ils subissent d'un bout à l'autre de l'expérience l'évolution des reliefs et doivent adapter sans cesse leur profil et leur écoulement aux conditions topographiques changeantes. En particulier, les modifications du niveau de base perturbent le régime d'incision des chenaux en le réduisant ou en l'intensifiant. Comme illustration du premier cas, on peut rappeler comment la surrection de l'unité F_2 relève le niveau de base des bassins versants amont de droite et inactive leur érosion. Pour le second cas, nous avons vu comment la nucléation de la faille F_4 déplace le niveau de base de la rivière principale et la pousse à inciser dans les sédiments de son ancien cône. Enfin, en contrôlant l'incision, la tectonique influence de façon déterminante la sédimentation. Dans ces expériences, la distance de transport des particules par les écoulements demeure assez faible (généralement de l'ordre de 10-15 cm au maximum). De fait, les sédiments proviennent pour l'essentiel des structures actives immédiatement en amont et non d'un transfert des particules sur une très longue distance.

Commentaires sur l'évolution du réseau hydrographique et la formation des terrasses :

La formation des terrasses sera abordée en détail grâce à deux expériences spécifiques dans une section suivante. Toutefois, il me semble utile de commenter la formation des terrasses dans cette expérience afin de préciser les principaux mécanismes qui contrôlent leur formation.

La formation des terrasses est le résultat du jeu combiné de la tectonique (accrétion des unités chevauchantes, surrection topographique) et des variations des flux hydrauliques dans les rivières (incision, capture, déversement). **Dans cette expérience, les variations du flux des rivières ne résultent pas de variations pluviométriques car les expériences sont réalisées à pluviométrie constante. Elles sont donc induites par l'évolution « naturelle » du système hydrographique sous l'effet de la tectonique.** Les effets de la tectonique se traduisent essentiellement par de la déformation verticale (surrection de la topographie). L'activité des failles se résume en effet aux structures les plus frontales qui soulèvent les reliefs du piémont. L'hydrographie doit donc s'adapter aux mouvements verticaux en modifiant ses caractéristiques géométriques (largeur, pente d'écoulement) et les trajectoires de ses drains. Au cours de ces changements, des phénomènes de captures et de déversement peuvent se produire. Ces phénomènes sont ici induits par la tectonique qui, soulevant la topographie, force le chenal à localiser son érosion sur l'une des bordures du chenal. Les chenaux sont alors conduits à migrer régulièrement et parfois subitement lorsque qu'une capture se produit. Selon les chenaux concernés, cela augmente leur débit ou bien le diminue ; entraînant de fait des variations de leur puissance d'écoulement et donc de leur capacité d'incision. Ces changements nécessitent des ajustements des dimensions des chenaux (largeur) et laissent souvent des marqueurs témoins de cette évolution, les terrasses.

Pour illustrer ces mécanismes, prenons quelques exemples de l'expérience :

Durant la première partie de l'expérience, un chenal longitudinal se développe suite au réajustement de l'équilibre du prisme orogénique (stade 2 à 4). Le bassin versant associé

recueille et canalise alors suffisamment d'écoulement pour inciser l'escarpement de faille active à la jonction de F_1 et F_2 et compenser ainsi la surrection du lit du chenal. Lorsque le nouveau chevauchement F_4 apparaît (stade 9), il déplace le niveau de base du chenal en l'éloignant soudainement de son précédent emplacement. Pour rejoindre ce « nouveau » niveau de base, le chenal doit donc adapter son profil et répartir son énergie d'incision sur les différentes portions du profil qui le nécessitent. En particulier, il ne peut plus éroder sur la même largeur de lit au niveau de F_2 et réduit sa largeur. Il incise et forme des terrasses. Ces terrasses sont d'autant plus rapidement préservées de l'érosion que la tectonique (la surrection) se poursuit et les tient écartées du lit actif de la rivière. La rivière rejoignant le nouvel escarpement, elle n'a pas au début de trajectoire privilégiée pour éroder et inciser la surface de l'ancien cône (stade 9). Elle divise alors son flux en plusieurs petits chenaux distributaires qui incisent chacun dans les sédiments du paléo-cône. Des petits lambeaux de surfaces préservées du cône se forment alors. Cependant, au fur et à mesure que le chevauchement 4 fonctionne et que le paléo-cône se soulève, la rivière ne parvient plus à alimenter chacun des petits chenaux et se concentre sur un nombre limité de trajectoires (stade 10). Des surfaces alluviales (terrasses) sont à nouveau abandonnées entre les bras actifs. L'origine de cette diminution des bras actifs tient certainement à une conjonction de plusieurs facteurs. D'une part, il s'agit peut-être d'un effet de la tectonique sur l'incision. Avant la nucléation du nouveau chevauchement, le chenal divise son flux à la surface du cône en plusieurs trajectoires (les chenaux distributaires) qui divaguent en raison d'une compétition entre des phénomènes d'avulsion, progradation et aggradation. Lorsque le nouveau chevauchement apparaît, la divagation des distributaires est inhibée car le régime en sédimentation laisse place à un régime en érosion permettant de réagir à la surrection. Parmi ces chenaux actifs, certains ont des débits plus importants du fait de leur position géométrique par rapport au conduit d'alimentation principal. La surrection étant la même pour chacun de ces chenaux, les plus puissants ont plus de facilité pour maintenir leur profil d'écoulement tandis que les plus faibles peinent à compenser la surrection. Lorsqu'un « état critique » est atteint, les chenaux mineurs deviennent « non viables » et leur écoulement est détourné vers les chenaux majeurs qui accroissent leur importance. D'autre part, peut-être y a t-il également une influence des variations de l'érodabilité du matériau (lithologie) au cours de l'incision. Dans les premiers temps, les nombreux petits chenaux s'écoulent à la surface des sédiments du paléo-cône. Ces sédiments sont gorgés d'eau et beaucoup moins résistants que le matériau brut du substratum. Pour éroder ces sédiments, les écoulements n'ont donc pas besoin de beaucoup d'énergie et un grand nombre de drains sont alors « viables ». En revanche, lorsque ces chenaux parviennent au substratum, ils se heurtent à une lithologie beaucoup plus résistante qui nécessite plus d'énergie pour poursuivre l'incision. Les drains mineurs sont alors abandonnés afin de concentrer l'écoulement sur un nombre plus limité de chenaux majeurs.

Enfin, lorsque le déversement d'une partie de la rivière principale se produit dans une petite vallée frontale transversale, le brusque changement des conditions hydrauliques dans chacun des chenaux crée un déséquilibre entre les anciennes propriétés d'écoulement (pente du chenal, profil, largeur) et les nouvelles (débit). La diminution de la puissance érosive dans la rivière principale et l'augmentation de la capacité d'incision dans le second amène chacun des bras à resserrer où élargir son lit. Des terrasses apparaissent suite à la diminution de largeur du lit actif dans le premier bras.

En conclusion, cette expérience a montré à quel point la morphologie d'un piémont de chaîne de montagnes est dynamique. Elle est guidée par des interactions entre la tectonique et le réseau de drainage et forme des témoins de cette activité (des terrasses) indépendamment de toute variation climatique. Dans la suite, je vais me focaliser sur quelques interactions entre la tectonique, l'érosion et la sédimentation qui se dégagent de cette expérience et de quelques autres.

2. Interactions entre le réseau de drainage et la tectonique

Les interactions entre le réseau de drainage et la tectonique ont pu être observées de différentes manières au sein de plusieurs expériences :

1) D'une part dans l'expérience décrite précédemment, nous avons vu que la rupture de surface de la faille 4 observe un renfoncement dans l'axe de la rivière. Je propose qu'il s'agisse d'une conséquence de l'incision de la rivière sur la propagation de la déformation. Ce résultat confirme les observations faites lors de précédents travaux de modélisation expérimentale (Marques & Cobbold, 2002).

2) Toujours dans cette expérience, nous avons vu comment la propagation de la déformation influence la croissance des bassins versants de piémont. En particulier, la croissance du piémont par propagation de la déformation et nucléation de nouveaux chevauchements produit des captures dans le réseau hydrographique et une réduction du nombre de bassins versants (et donc de cônes). Cela tend donc à confirmer le mécanisme proposé par Castelltort & Simpson (2006) et Horton & Decelles (2001) mentionné dans le chapitre I.

3) Enfin, dans une dernière expérience, j'analyserai à partir de plusieurs coupes sériées effectuées au stade final, comment la localisation d'une rivière pérenne peut potentiellement influencer la structuration tectonique au sein d'un prisme. Je pense qu'il s'agit d'un effet conjugué de l'érosion et de la sédimentation sur la tectonique. Ce résultat confirme des mécanismes déjà mis en évidence sur d'autres modèles analogiques (par exemple ; Storti & McClay, 1995 ; Barrier et al. 2002 ; chapitre III.)

a) Influence de l'érosion et de la sédimentation sur la géométrie des ruptures de surface

Dans l'expérience de la section précédente, nous avons noté que la trace de surface du chevauchement F_4 effectue une virgation dans l'axe d'écoulement de la rivière (stade 9 ; fig.V.2).

Avant que F_4 n'apparaisse, on remarque que F_3 possède déjà une géométrie de surface arquée (fig.V.2 ; stade 8). Il s'agit là d'une conséquence de l'incision localisée de la rivière. En effet, le stade 5 de l'expérience montre que cette faille est apparue sur toute la largeur du modèle avec une géométrie cylindrique. La faille ayant certainement le même pendage sur toute la largeur du modèle, la géométrie arquée observée au stade 8 marque le traditionnel « V » dans la vallée en cartographie géologique.

Lorsque F_4 apparaît, la trace de la faille en surface montre un important renfoncement (une « virgation ») au niveau de l'axe d'écoulement de la rivière. Plusieurs études se sont déjà intéressées aux chevauchements arqués et suggèrent différents mécanismes pour expliquer leur formation :

1. Modification de la profondeur du niveau de décollement ou de la friction basale (Calassou et al., 1991),
2. Présence d'un relief de socle dans l'avant-pays (Dominguez, 1998),
3. Effet de la topographie des interfluves et du vide topographique (érosion) dans la vallée (Marques & Cobbold, 2002).

La première possibilité est difficilement envisageable car le matériau du modèle est homogène (aucun niveau de décollement majeur interstratifié) et le décollement principal se situe au niveau du film. La seconde option n'est également pas possible car il n'y a aucun relief de socle en profondeur. On ne peut exclure l'effet de quelques légères différences d'induration au sein du matériau, mais il est peu probable qu'une telle hétérogénéité puisse générer une géométrie aussi arquée du chevauchement. Enfin, l'option la plus « séduisante », tient compte de l'effet de l'érosion sur la tectonique. Cet effet a déjà été étudié expérimentalement avec une incision générée manuellement (Marques & Cobbold, 2002 ; voir fig.III.19.B'). Ces travaux suggèrent que la géométrie arquée du chevauchement est le résultat de la présence de la rivière, ou plus précisément, de l'absence de topographie au niveau de la vallée incisée. L'absence de topographie dans la vallée diminue en effet l'état de contrainte d'origine lithostatique au sein du matériau (contrainte normale) et influence donc la transmission des contraintes tectoniques lors de la propagation de la déformation. Cette hypothèse est renforcée par la conservation de la largeur de l'écaille générée par F_4 de part et d'autre du modèle (environ quinze centimètres ; fig.V.2 ; stade 9).

En conclusion, l'observation de la formation d'un chevauchement arqué durant l'expérience décrite à la fig.V.2 suggère un effet de l'érosion (incision de la rivière) sur la propagation de la déformation.

b) Influence de la tectonique sur la croissance des bassins versants et le réseau hydrographique

Toujours dans l'expérience décrite sur la fig.V.2, nous avons observé sur la partie droite du modèle (c'est-à-dire en dehors de l'axe d'influence de la rivière majeure et de son méga-cône) que les bassins versants du front de déformation grandissent en procédant par capture des bassins hydrographiques voisins.

Ainsi, au stade 8, (juste avant la propagation de la déformation et l'apparition du chevauchement 4), le front de déformation du piémont est drainé par treize petits bassins versants (fig.V.3). Ils ne font guère plus d'une dizaine de centimètres de longueur pour quelques centimètres de largeur. Ils alimentent chacun des petits cônes qui s'amalgament et forment une bande de dépôts sédimentaires au pied des reliefs.

Au stade suivant (stade 9), le chevauchement F_4 apparaît une quinzaine de centimètres au front de F_3. Il localise à son tour l'érosion (de petits drains remontent vers l'amont) et la sédimentation (une deuxième bande de sédiments se développe au pied de l'escarpement). A la faveur de ce nouveau chevauchement, des captures se produisent en amont de F_4 et font converger certains bassins versants du front topographique de F_3 vers un exutoire commun au niveau de F_4 (fig.V.3). Le nombre de bassins versants est alors réduit de 13 à 5 grâce à la formation du nouveau chevauchement. Les nouveaux bassins versants font à présent 20-30 cm de longueur pour 10-20 cm de largeur. Par la suite, ces bassins versants évoluent peu et l'on n'observe pas de capture significative ou d'effondrement de versants ou de crêtes.

Cette expérience suggère donc que **la croissance (en surface) des bassins versants est un phénomène « discret » (ie « focalisé ») dans le temps calé sur les évènements de propagation de la déformation.**

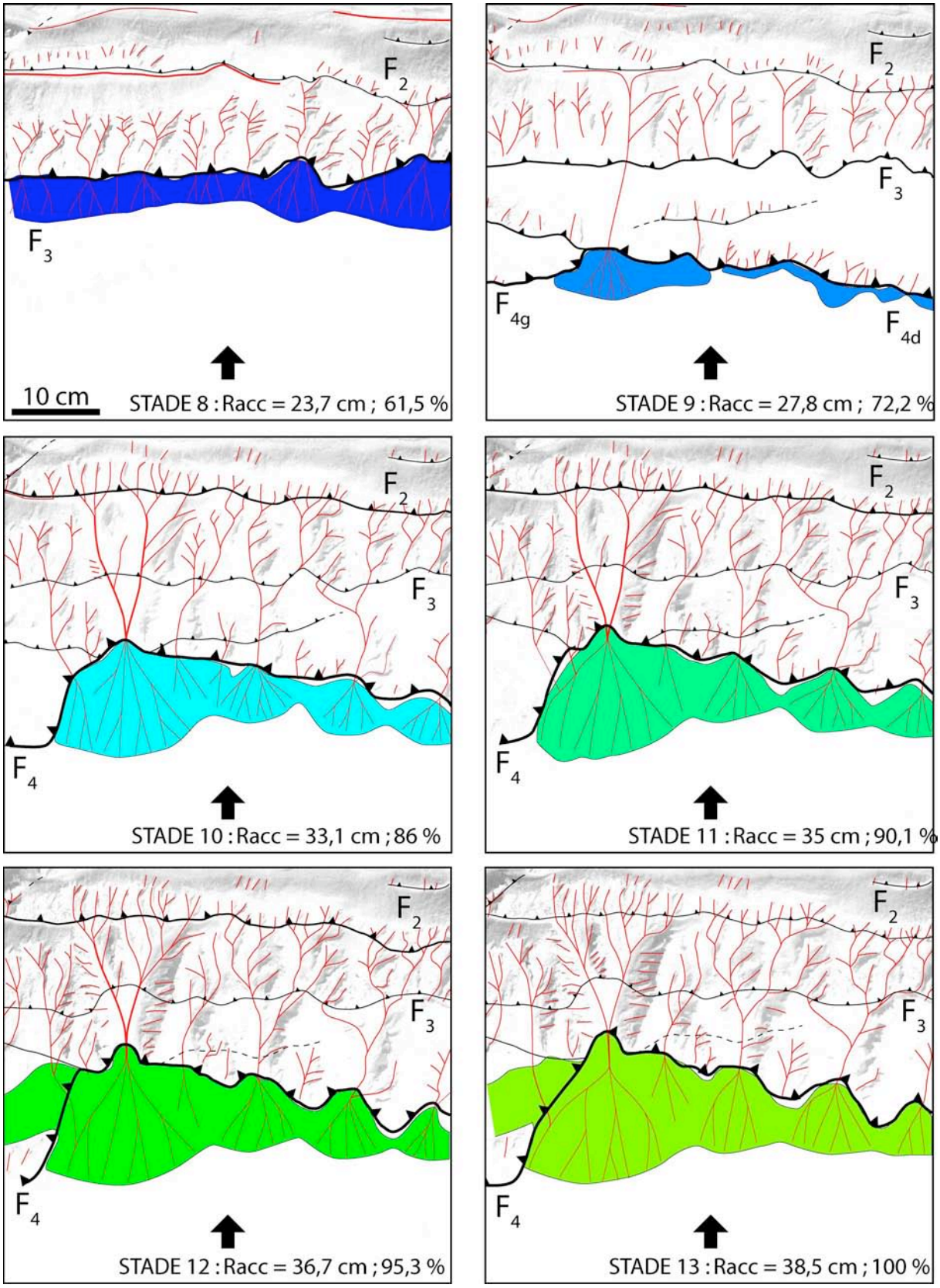


Fig.V. 3 : Evolution du réseau de drainage au niveau d'un piémont. *L'apparition d'une nouvelle unité tectonique au front du piémont et sa progressive accrétion conduit à une diminution du nombre des bassins versants et de leurs cônes associés.*

Ce mécanisme de croissance des bassins versants par élargissement de la chaîne de montagnes et capture des bassins versants existants a été déjà proposé sur la base d'une

modélisation numérique (Castelltort & Simpson, 2006) pour expliquer la conservation du rapport entre l'espacement des exutoires des rivières orogéniques et la demi-largeur des chaînes (Hovius, 1996 ; voir paragraphe relatif à cette observation au chapitre I). Notre expérience renforce l'idée de ce mécanisme. Qui plus est, ce mécanisme de croissance des bassins versants va de pair avec la croissance des cônes alluviaux évoquée par Horton & DeCelles (2001). Toutefois, cette expérience ne permet pas de déterminer si les propriétés géométriques de la surface non disséquée (rugosité, pente, etc.) contrôlent la géométrie à grande échelle des bassins hydrographiques (Castelltort & Simpson, 2006). Selon le modèle expérimental présenté ici, il semble que la géométrie du nouveau chevauchement (présence d'écailles et de zones de relais) détermine comment les chenaux convergent et fusionnent leurs bassins versants. Un cône alluvial majeur (et son bassin versant) se forme en effet au branchement de deux segments de la faille F_4 (segment gauche F_{4g} et segment droite F_{4d} ; stade 10 ; fig.V.3).

Cette expérience tend donc à indiquer que ce ne sont pas seulement les propriétés topographiques de la plaine d'avant-pays qui déterminent les captures de réseau hydrographique mais également la géométrie des nouveaux accidents se formant lors de la propagation de la déformation.

c) Influence des processus de surface sur la structure des prismes

L'exemple utilisé pour illustrer une autre possible conséquence des processus de surface sur la tectonique est issu d'une expérience qui n'a pas été présentée jusqu'à présent (fig.V.4.A).

Cette expérience a été réalisée dans une configuration où la rampe de socle reste fixe durant l'expérience. La rhéologie du modèle comprend un cœur de prisme composé d'un mélange viscoplastique à base de talc et d'huile minérale, un domaine superficiel interne représenté par une couche de matériau quaternaire (~10 cm) et un domaine d'avant-pays stratifié (4 cm) (fig.V.4.A). Ce dernier est composé d'une intercalation de niveaux de matériau IV (5 mm) et de microbilles de verre (3 mm d'épaisseur ; granulométrie 50-105 μm). Ces couches ont été mises en place en saupoudrant chacun des niveaux et en les humidifiant au fur et à mesure. La régularité de l'épaisseur des couches et la variabilité latérale ont été contrôlées manuellement : d'une part par des mesures des épaisseurs cumulées et d'autre part en pesant chacune des couches saupoudrées. Au premier ordre, les séquences de 5 mm de MatIV et 3 mm de microbilles sont donc respectées. Quelques légères ondulations de plus ou moins 1 ou 2 mm d'amplitude peuvent être rencontrées localement. Par rapport à l'expérience précédente, l'intercalation des niveaux de microbilles au sein du matériau IV permet de diminuer sa résistance à la déformation et favorise une composante de glissement « banc-sur-banc ». Cela permet de modifier légèrement le style de déformation des structures d'avant-pays et de générer du plissement sur les rampes chevauchantes.

Dans cette section, je ne détaille pas le déroulement de l'expérience. Tout au plus, peut-on simplement signaler qu'un prisme « classique » composé d'une série de chevauchements et d'un rétro-chevauchement majeur se forme au niveau d'une butée déformable (fig.V.4.A). On distingue 3 structures chevauchantes majeures associées à des anticlinaux de rampe se propageant en séquence vers l'avant-pays. Le réseau de drainage est marqué par plusieurs chenaux qui traversent le prisme transversalement tout durant l'expérience. Ces chenaux ont peu divagué au cours de l'histoire du prisme de sorte qu'ils ont toujours creusé leur lit dans la même vallée. C'est précisément l'influence de cette incision localisée et pérenne sur la structuration interne du prisme que l'on se propose d'analyser sur une série de coupes réalisées au stade final (fig.V.4.B pour une localisation des coupes)

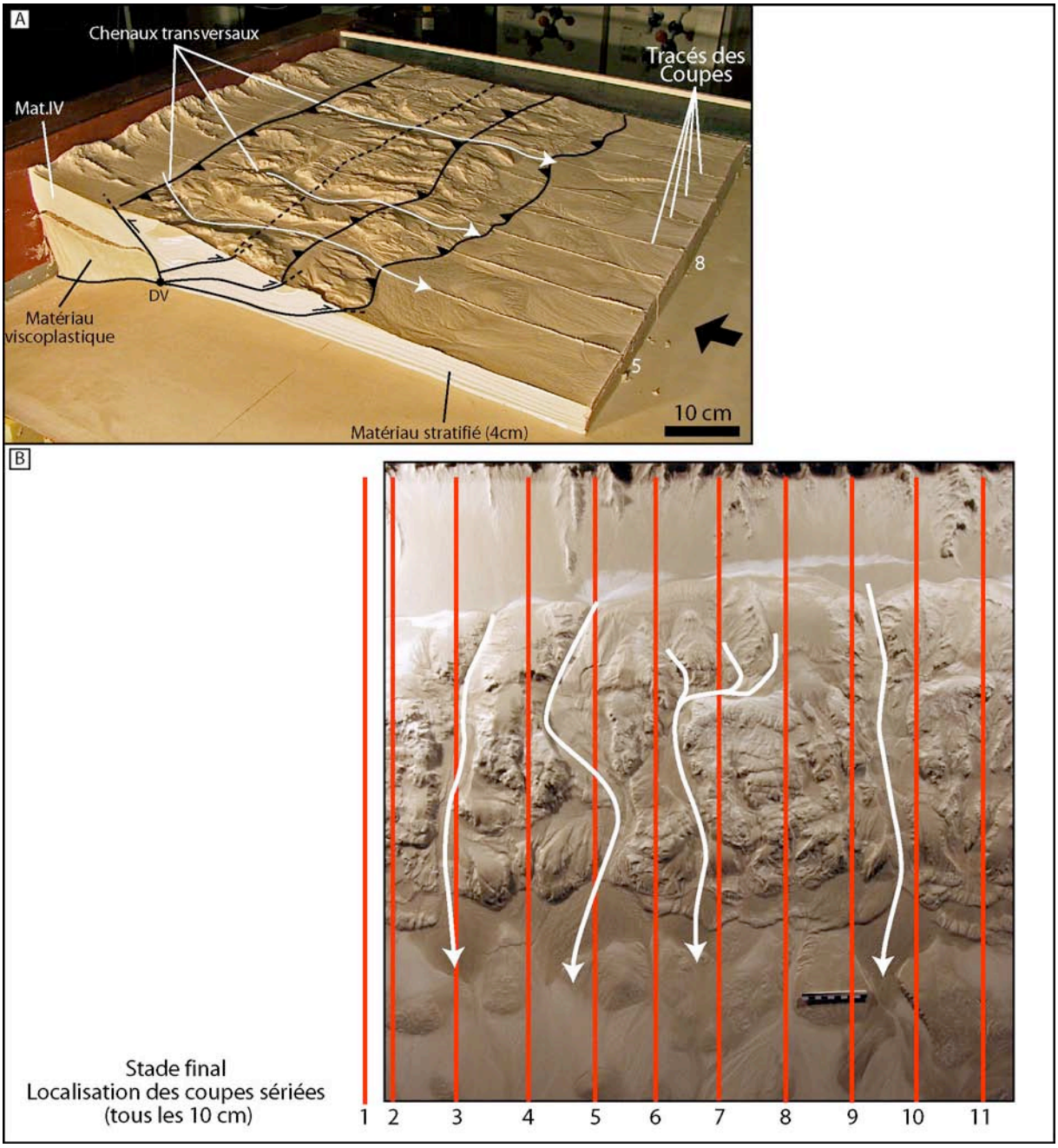


Fig.V. 4 : Stade final d'une expérience de formation d'un prisme d'accrétion soumis à l'érosion. Les tracés rouges correspondent à la localisation des coupes analysées.

12 coupes espacées de 10 cm environ ont été réalisées au stade final de l'expérience (fig.V.4.B). Elles sont toutes représentées sur les annexes numériques disponibles sur DVD. Pour illustrer les principaux résultats, j'ai sélectionné les profils 5 et 8 qui correspondent respectivement à une coupe structurale au niveau d'une vallée (rivière pérenne) et au niveau d'un interfluve permanent (aucune rivière ne s'y est jamais écoulée ; voir notamment fig.V.4.A). Sur les coupes représentées sur la figure V.5, on peut distinguer au premier ordre que leur structuration interne est assez différente. On distingue dans les deux cas 3 structures principales (en rouge) mais un nombre nettement différent de structures secondaires (failles représentées en noir). Pour la coupe 5, les structures secondaires sont peu nombreuses (on en dénombre une quinzaine) alors que pour la coupe 8, elles sont beaucoup plus nombreuses (environ le double, soit une trentaine de segments).

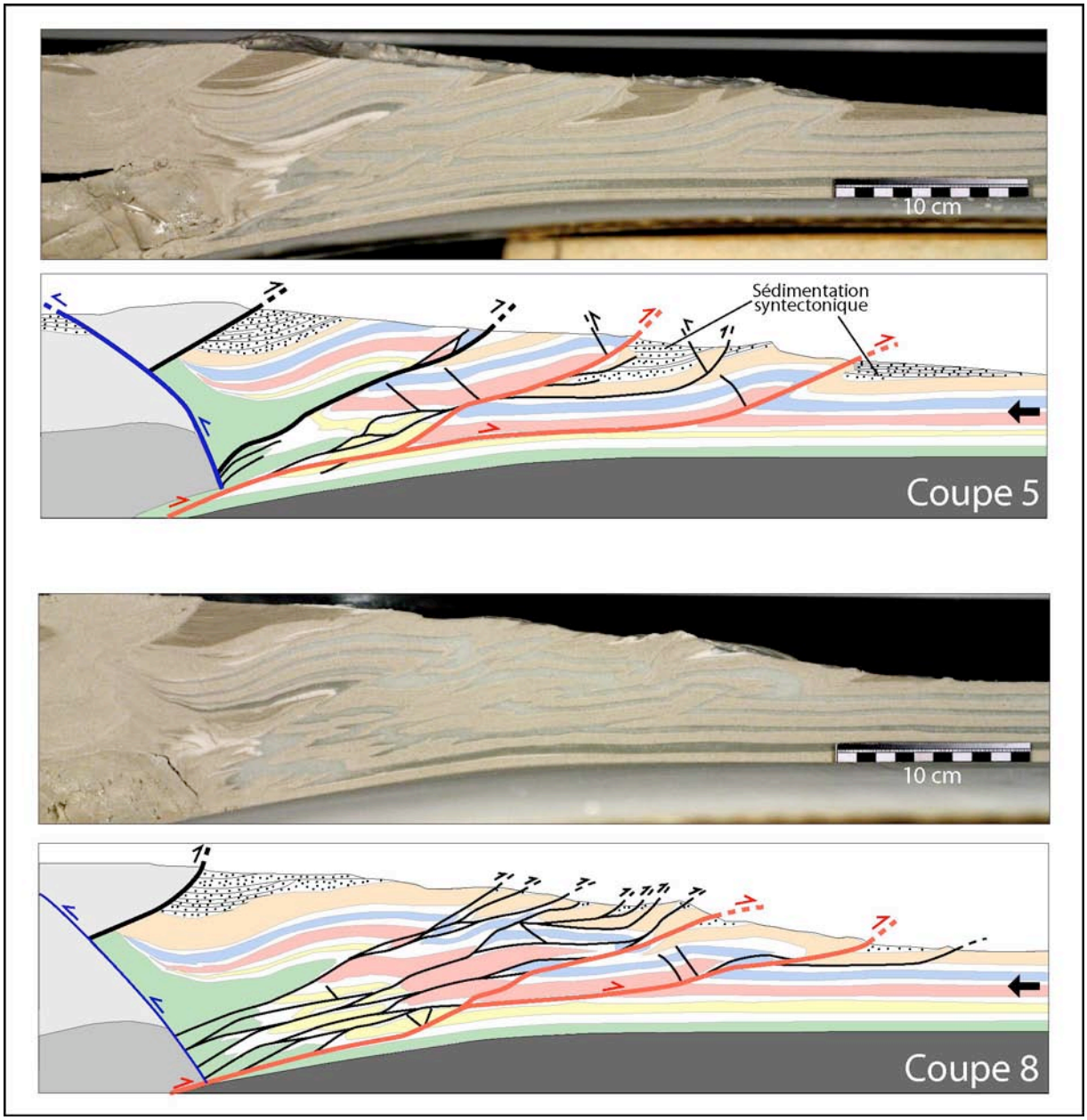


Fig.V. 5 : Effet de l'incision pérenne des rivières et de la sédimentation sur la structuration interne d'une structure compressive.

Quelle est l'origine de cette différence ? :

Tout d'abord, il faut signaler que la structure rhéologique du modèle (un stratifié composé de couches de résistances différentes) explique la facilité qu'a le matériau de se fracturer pour former de petites écailles. Une même expérience réalisée avec un matériau homogène n'aurait sans doute pas donné le même résultat.

Ensuite, on constate que les conditions aux limites au niveau de la discontinuité de vitesse (DV ; fig.V.4.A) sont légèrement différentes sur les deux coupes (et d'une façon générale entre la portion droite du modèle et la portion gauche). Sur la droite (coupe 5 ; fig.V.5), environ 10 % de matériau stratifié de l'avant-pays entre en subduction sous la butée déformable. Au contraire, dans la partie gauche (coupe 8 ; fig.V.5), aucun matériau ne pénètre sous la butée déformable et l'intégralité s'accrète au front. L'effet de cette différence est certainement mineur car les quantités entrant en subduction sous le prisme sont très faibles comparées au flux entrant de matière (rapport d'environ 1 : 5).

Un des mécanismes pour expliquer cette différence de structuration est d'envisager l'influence de l'érosion et de la sédimentation en surface sur la tectonique interne. Une des observations marquantes différenciant ces deux coupes est en effet la présence de bassins sédimentaires sur la coupe 5 (on en compte 4) alors qu'il n'y en a que deux sur la coupe 8. Comme je l'ai précédemment rappelé au chapitre III, un des effets de l'érosion est d'allonger la durée de vie des chevauchements, de retenir la propagation de la déformation vers l'avant-pays et donc de diminuer le nombre de chevauchements (Storti & McClay, 1995, Persson & Sokoutis, 2002). De même, la sédimentation en pied d'une structure active redresse son pendage (Barrier et al., 2002), empêche la propagation de la déformation et diminue le nombre de chevauchements (Storti & McClay, 1995).

Ces observations pourraient s'appliquer dans cette expérience et expliquer les styles structuraux observés. Ainsi, au niveau de la rivière pérenne, l'incision continue du chenal enlève du matériau au toit des chevauchements et diminue la charge normale sur la surface des failles. Celles-ci sont actives plus longtemps et la déformation ne se propage pas. Cela se traduit par un style de déformation caractérisé par des failles peu nombreuses accommodant une grande quantité de raccourcissement. Au contraire, au niveau des interfluves, la quasi-absence d'érosion induit que chaque faille nucléée est rapidement bloquée par la charge normale s'exerçant à son toit. Il est alors nécessaire de propager la déformation et cela engendre un style de déformation différent, très fracturé, formé par de nombreuses petites failles à faible rejet et très rapprochées (coupe 8 ; fig.V.5).

La sédimentation a le même effet. Les importantes épaisseurs de sédiments syntectoniques conservées dans les bassins piggy-back et au niveau des cônes frontaux (Coupe 5 ; fig.V.5) induisent une déformation en séquence locale inverse (Barrier, 2002). En effet, on note au niveau du bassin piggy-back central la présence d'un lambeau de toit du chevauchement « noyé » dans les dépôts. Son existence traduit le recul et la verticalisation de la faille en surface du fait de la sédimentation (Barrier, 2002). Cette sédimentation s'oppose à la propagation de la déformation et à la nucléation de nouvelles structures. Au contraire, au pied du chevauchement frontal de la coupe sans sédimentation (Coupe 8 ; fig.V.5), l'absence de dépôt syntectonique génère un chevauchement avec une géométrie en surface à faible pendage favorable à la propagation de la déformation et à l'activation du niveau de décollement le plus superficiel.

Ce résultat expérimental suggère que la structuration transversale d'un prisme d'accrétion peut sensiblement varier latéralement selon que l'on considère une coupe au travers d'une vallée pérenne ou bien au niveau des interfluves. Un comportement similaire à l'échelle d'un prisme orogénique soumis à l'influence de variations latérales d'érosion-sédimentation est proposé dans Bonnet et al., (2008) pour les Alpes occidentales.

Quelle est la portée de cette observation et son interprétation ?

En allant très loin, on peut suggérer que cela remette en cause la variabilité latérale des coupes géologiques et structurales réalisées au travers des chaînes ou des prismes d'accrétion. Les coupes géologiques ou les profils sismiques sont en effet généralement réalisés au niveau d'une vallée (pour des raisons de facilité d'accès et de continuité des affleurements). En se basant sur le résultat du modèle, ces coupes auraient beaucoup de différences (surtout au niveau des structures de second ordre) avec des coupes hypothétiques réalisées quelques kilomètres à côté (au niveau des interfluves).

Toutefois, il convient d'être prudent sur cette « perspective » car rien n'assure que l'occurrence du phénomène dans le modèle se vérifie dans la nature. En effet, plusieurs remarques peuvent être faites :

- Tout d'abord, les rivières du modèle s'écoulent toujours au même endroit pendant l'intégralité de l'expérience. Dans la nature, cela équivaudrait à une rivière traversant une chaîne à un même endroit pendant 1 ou 2 millions d'années. Or on ignore beaucoup de chose sur la persistance d'un tracé hydrographique au travers d'une chaîne. Une rivière peut être capturée ou déviée selon l'activité des failles au sein du prisme.

- Dans l'expérience, les flux dans les rivières sont très importants (certainement surdimensionnés) par rapport à la résistance du matériau et aux constantes de temps de la propagation de la déformation. Il n'y a qu'à regarder par exemple la largeur des chenaux traversant le prisme (de l'ordre de 5 cm ; fig.V.4.A) pour constater qu'ils sont extrêmement larges comparés aux dimensions de la structure tectonique. Ce défaut de dimensionnement exagère donc certainement l'effet des processus de surface sur la tectonique. De fait, il faut prendre avec précaution le rapport d'échelle entre le modèle et l'équivalent naturel. Mais si cette observation du modèle n'est pas transposable à un prisme d'accrétion dans son ensemble, (et aux chaînes des montagnes en particulier), peut-être l'est-ce à plus grande échelle ? Par exemple au niveau d'une rivière franchissant une structure compressive de plus petite dimension (un pli, un pop-up, un foreberg ; Bayasgalan et al.. 1999). On peut également envisager qu'une lithologie plus comparable aux hétérogénéités du matériau du modèle puisse être envisagée (un milieu carbonaté stratifié ?).

B. Evolution des marqueurs morphostructuraux

1. Cônes alluviaux

a) Formation et croissance

L'étude de la formation et de l'évolution des cônes alluviaux expérimentaux a été réalisée au sein d'une expérience dont un stade est présenté sur la Figure V.6. Cette expérience est identique à celle décrite dans l'article sur les matériaux expérimentaux (chapitre IV). Ses conditions aux limites ne sont donc pas rappelées ici.

Lors de cette expérience, deux chevauchements se sont formés en séquence. Le premier (chevauchement 1) est apparu au sein du matériau avec un angle moyen de 20°. Le second (chevauchement 2) est apparu au niveau de la rampe rigide solidaire du film basal. Afin de présenter comment les cônes alluviaux se sont formés et ont évolués durant cette expérience, je présente qualitativement dans un premier temps leur dynamique de formation. Dans un second temps, je compare l'évolution de données quantitatives mesurées sur ces cônes : il s'agit de leur surface, de l'aire de leur bassin versant et de la longueur du drain principal. Ces données m'ont permis d'étudier les corrélations entre ces différentes variables ; relations que l'on peut comparer à celles mises en évidence dans le Tian Shan au chapitre II.

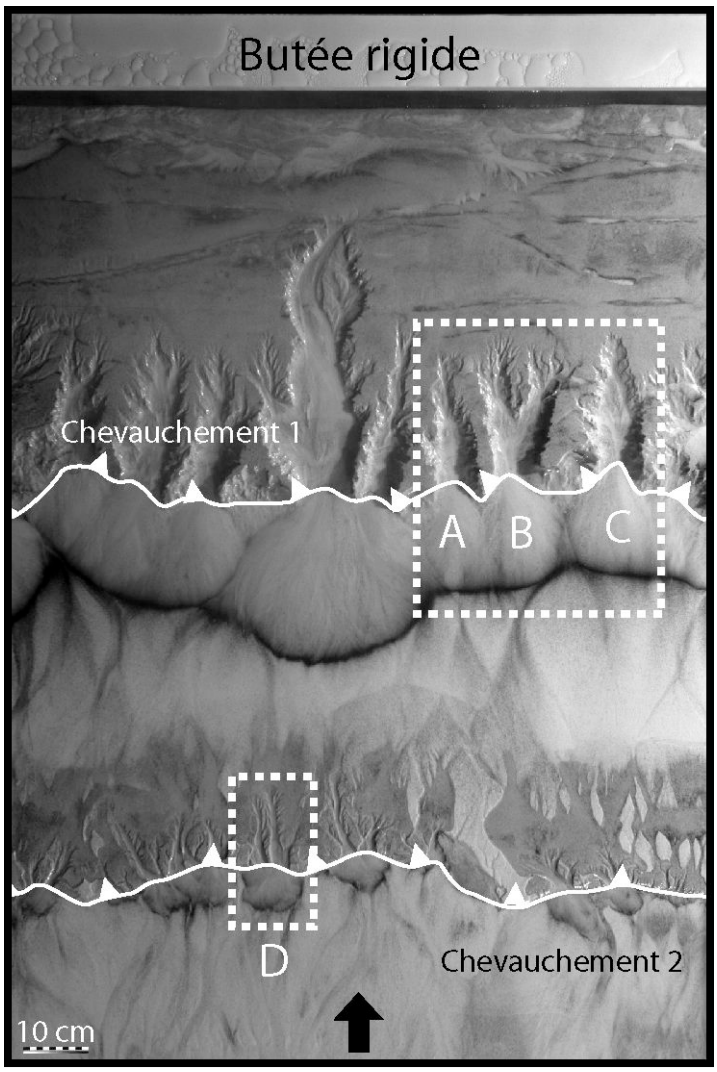


Fig.V. 6 : ***Localisation des cônes alluviaux étudiés.*** *Trois cônes voisins A, B et C sur le chevauchement 1 et un cône individuel D sur le chevauchement 2 ont été analysés.*

(1) Dynamique de l'accrétion sédimentaire en surface d'un cône alluvial

Fondamentalement, la dynamique de formation d'un cône alluvial de piémont de chaîne est le résultat de la divagation des chenaux d'alimentation d'une rivière drainant des reliefs (Miall, 1996). En effet, tout au long de son parcours, la rivière est confinée dans son lit et transporte une charge sédimentaire proportionnellement aux conditions géométriques (pente, largeur du lit) et hydrologiques de l'écoulement (flux liquide). Lorsqu'elle atteint son exutoire, la brusque augmentation de la largeur du lit et la diminution de sa pente font chuter la capacité de transport de l'écoulement. Il se divise alors en plusieurs chenaux distributaires et abandonne sa charge. Les sédiments charriés se déposent soit directement en surface (aggradation), soit au front du cône (progradation) ou bien sur les bordures (avulsion).

Dans les modèles, on retrouve une dynamique et des processus de dépôt similaires (Fig.V.7). La séquence présentée ici représente l'évolution du cône alluvial D associé à l'activité du chevauchement 2 (Fig.V.6).

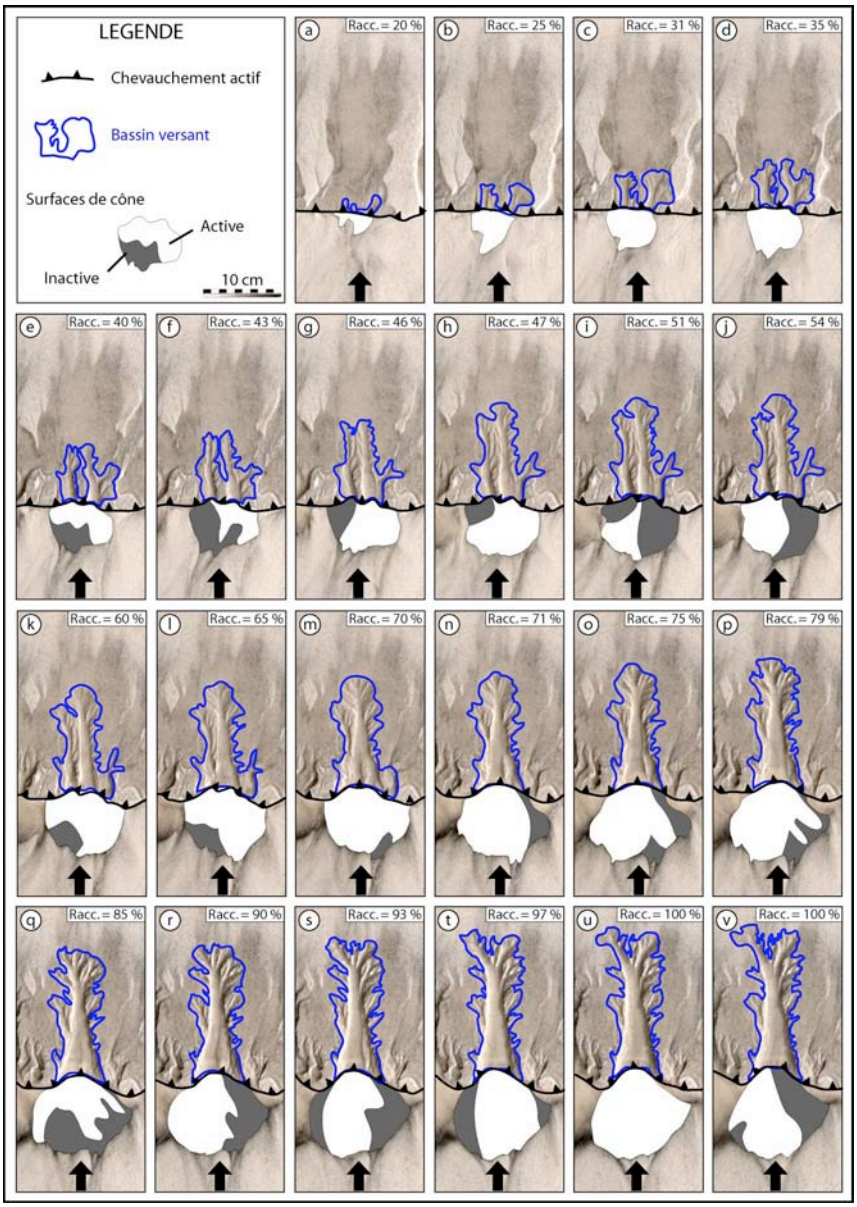


Fig.V. 7 : ***Dynamique alluviale d'un cône expérimental (exemple du cône D, Chevauchement 2).*** *L'apparition du chevauchement permet la formation d'un bassin versant et d'un cône alluvial. La croissance du cône s'effectue par ajout de matière tantôt sur un côté, tantôt sur l'autre ou parfois sur l'intégralité de la surface. L'intervalle temporel entre chaque étape représentée est de 5 minutes (soit environ 1-2mm de raccourcissement entre chaque étape).*

Chaque photographie interprétée a été prise avec un intervalle de 5 minutes et représente un raccourcissement d'environ 1-2 mm. Dès l'apparition du chevauchement en surface, l'escarpement de faille produit une instabilité de l'écoulement d'eau qui permet l'initiation de l'érosion du matériau. Il se forme un bassin versant en amont du chevauchement et un cône alluvial en aval. Tous deux croissent conjointement car les particules arrachées dans le bassin versant nourrissent directement le cône alluvial. La croissance de ce cône s'effectue par ajout de matière tantôt sur son côté droit (Fig.V.7.i), tantôt sur son côté gauche (Fig.V.7.f) et parfois sur l'intégralité de la surface (Fig.V.7.h,m,n). Cette cyclicité dans la localisation des dépôts a déjà été rapportée dans plusieurs travaux (Schumm et al., 1987 ; DeCelles et al., 1991).

(2) Evolution morphométrique des cônes, bassins versants et chenaux

Cette étude a été menée sur 2 échelles spatiales :

- D'une part à l'échelle d'un cône alluvial seul :

J'ai pour cela suivi l'évolution de trois cônes alluviaux voisins au niveau du premier chevauchement (cônes A, B et C ; fig.V.6) et d'un cône bien individualisé (cône D ; fig.V.6) Ces cônes interagissent faiblement avec leurs voisins (amalgamation des dépôts) avant le stade final. L'objectif est d'étudier l'évolution d'un objet fondamental nourrissant la plaine alluviale.

- D'autre part à l'échelle du front de déformation :

J'ai pour cela suivi l'évolution des surfaces alluviales s'étendant sur toute la longueur du chevauchement actif. Ce signal, supposé moyenner celui des cônes alluviaux, a été évalué de deux façons :

  - 1) d'une part sur les surfaces de cônes alluviaux uniquement (fig.V.8.B) : c'est-à-dire, seulement sur les structures sédimentaires formées à l'exutoire d'un chenal.

  - 2) d'autre part sur l'intégralité de la surface sédimentaire du piémont (fig.V.8.C): c'est-à-dire la surface des cônes alluviaux plus les colluvions de pente s'épandant entre les exutoires.

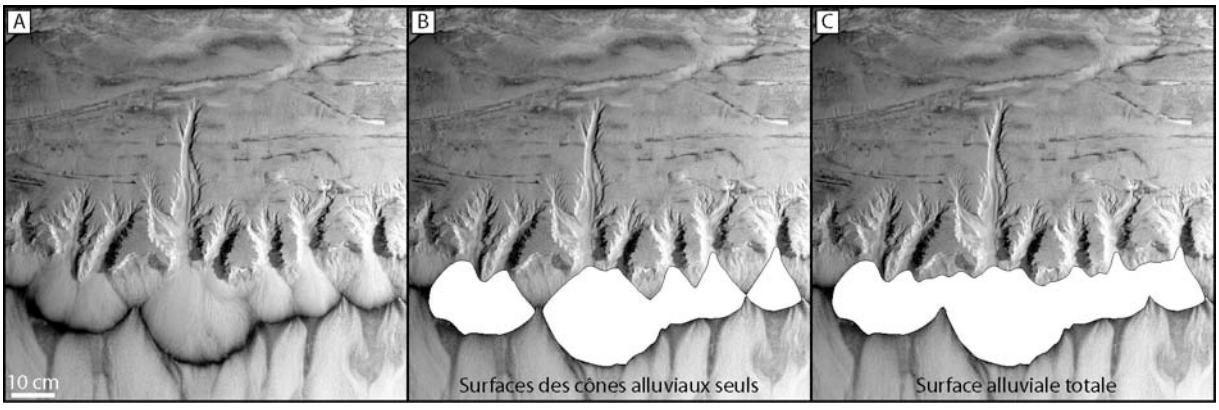


Fig.V. 8 : Définition des surfaces alluviales mesurées. *A) Image de référence. B) Mesure de l'aire totale des cônes alluviaux seuls. C) Mesure de l'ensemble de l'aire alluviale. Cette dernière mesure comprend notamment les surfaces sédimentaires localisées entre les exutoires des principaux chenaux.*

Dans un premier temps, j'ai étudié les relations entre l'aire du cône (A_c) et l'aire de son bassin versant associé (A_{bv}) (fig.V.9). Dans un second temps, j'ai analysé la relation entre l'aire du bassin versant (A_{bv}) et la longueur du drain majeur (L).

Dans la nature, l'examen des données sur les cônes actuels met en évidence deux lois de puissance entre ces trois grandeurs que nous avons déjà abordées dans le chapitre I.

- La première, la loi de Hack note que $L = c.A_{BV}^{b}$.
- La seconde, note que $A_c = c.A_{BV}^{n}$.

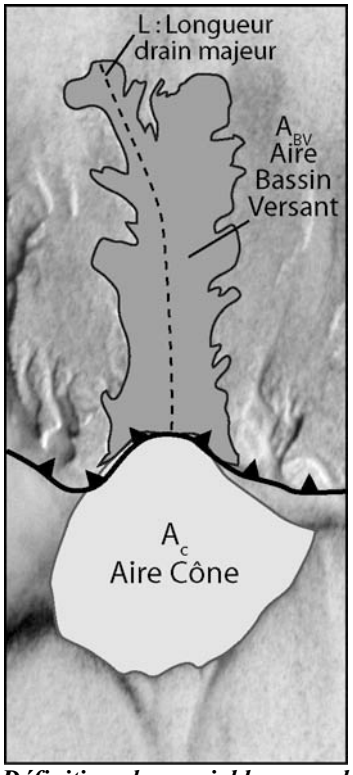


Fig.V. 9 : Définition des variables morphométriques des cônes alluviaux.

Les mesures sont alors réalisées sur une grande variété de cônes et de bassins versants actuels qui ont chacun des histoires plus ou moins longues. Certains sont actifs depuis quelques milliers d'années alors que d'autres sont beaucoup plus anciens. En conséquence, lorsque l'on mesure les dimensions actuelles de ces objets, on ne réalise pas seulement une comparaison géométrique à un instant t mais on analyse également une relation temporelle. Chaque cône de l'actuel (quelle que soit sa taille) peut éventuellement être vu comme une étape de l'évolution morphométrique d'un cône standard. L'intérêt de ce travail est non seulement de pouvoir étudier la relation morphométrique entre différents objets pour un instant donné mais également de pouvoir suivre comment cette relation évolue au cours du temps.

Les mesures ont été réalisées sur 4 cônes distincts. Les 3 premiers (cônes A, B et C) sont voisins et se situent au niveau du premier chevauchement actif (fig.V.6). Le dernier (D) est isolé au niveau du second chevauchement. Les trois premiers cônes se développent simultanément alors que le 4ème se développe bien après les autres, une fois que la déformation s'est propagée dans l'avant-pays. J'analyse ici les premiers stades de croissance des cônes en relation avec la nucléation des chevauchements. Le taux de raccourcissement a un peu varié durant l'expérience mais il reste au premier ordre constant autour d'une valeur moyenne proche de 0.45 pour les deux chevauchements (fig.V.10). Dans le détail, elle est de 0.47 mm/h pour le chevauchement 1 et de 0.43 mm/h pour le chevauchement 2. Ces mesures ont été obtenues par corrélation d'images.

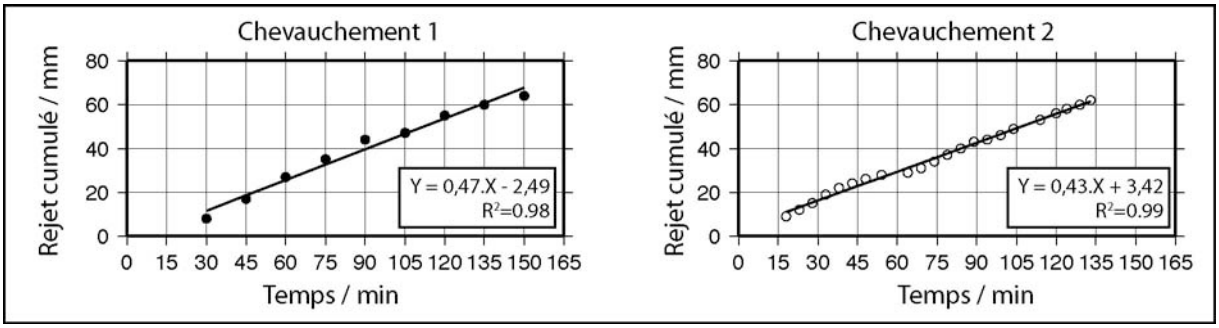


Fig.V. 10 : Evolution du taux de raccourcissement accommodé sur chacun des deux chevauchements étudiés. *Malgré quelques légères variations de vitesse, je considèrerai au premier ordre que le taux de raccourcissement est constant sur les deux chevauchements.*

<u>Remarque :</u> Pour faciliter la comparaison avec les objets actuels, les tailles des cônes alluviaux des bassins versants et des chenaux expérimentaux sont normalisées par leur dimension finale.

(a) Evolution temporelle de l'aire des cônes alluviaux

Durant l'activité du premier chevauchement, l'évolution de l'aire des cônes alluviaux A, B et C peut être considérée comme linéaire ou logarithmique (fig.V.11). Toutefois, les différences de coefficient de corrélation entre les régressions linéaires et logarithmiques sont assez mineures (dans les deux cas autour de 0.90-0.95) et conduisent à considérer une relation simplement linéaire. La phase de croissance du cône alluvial D peut être également vue comme une évolution linéaire ou bien logarithmique (fig.V.11).

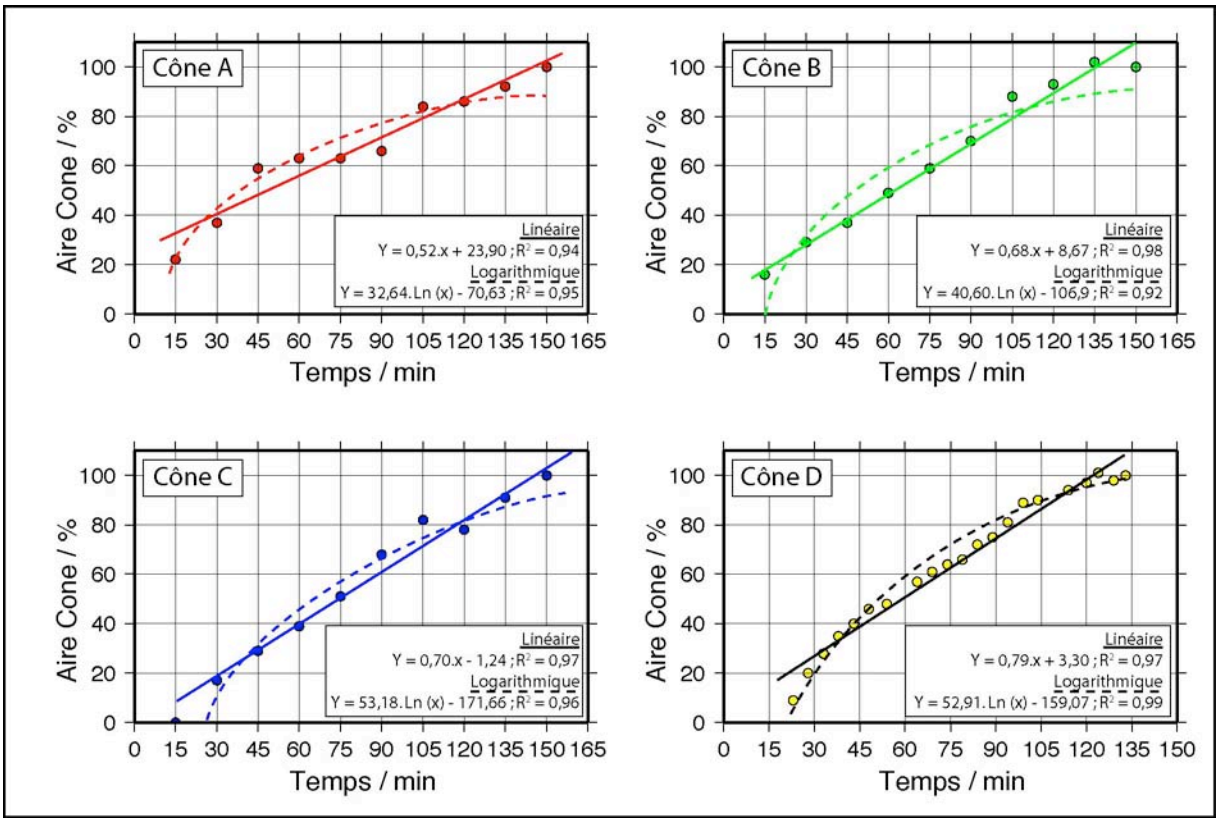


Fig.V. 11 : ***Evolution temporelle de l'aire des cônes alluviaux A, B, C et D.***

En choisissant l'hypothèse d'**une relation linéaire entre la taille du cône alluvial et le temps**, on constate une différence légère entre les valeurs des pentes de régression. La dimension de cette valeur est une surface [L^2] par unité de temps [T] et représente donc le taux de croissance surfacique des cônes alluviaux. Par ordre de croissance, elle est faible pour le cône A (0.52), plus importante pour les cônes B (0.68) et C (0.70) et maximale pour le cône du chevauchement 2 (0,79). Les processus d'érosion-transport (incision et transport par roulement) étant identiques d'un cône à l'autre, cette valeur dépend du taux de précipitation et du raccourcissement tectonique. Alors que les bassins versants A, B et C recueillent probablement des pluviométries équivalentes, le cône D possède un bassin versant beaucoup plus important (il recueille une grande partie des précipitations provenant de l'amont).

Remarque : La croissance de la surface des cônes alluviaux peut dépendre des conditions d'évolution des bassins versants. En effet, on note une différence de qualité de la régression au sein des différents cônes A, B et C. Elle est moyenne pour le cône de gauche (cône A) mais meilleure pour le cône central (cône B) et celui de droite (cône C). Il s'agit peut être d'une conséquence du développement du cône majeur sur la gauche de la zone analysée (fig.V.6).

(b) Evolution temporelle de l'aire des bassins versants

Pour chaque stade d'étude de l'aire du cône alluvial, j'ai mesuré l'aire du bassin versant (BV) qui lui est associé. Malheureusement la dissection partielle des surfaces tabulaires initiales (et l'absence de crêtes) rend impossible la définition d'une ligne réelle de partage des eaux. Seules les limites de propagation des chenaux par érosion régressive sont visibles (fig.V.7&9). Cette érosion régressive se produit certainement sous l'effet de processus de « sapping » à la tête de chenaux (voir le mécanisme au chapitre I). Quoi qu'il en soit, en traçant les limites de l'érosion régressive, je mesure les limites d'un BV minimal qui représente un BV « efficace » au sein duquel les variations de pentes génèrent les forces motrices permettant à l'écoulement d'éroder le substrat. En ce sens donc cette mesure a un sens physique et l'on peut donc s'attendre à ce qu'elle soit liée au flux de matière (surface des cônes alluviaux).

Pour chacun des bassins versants A, B et C, on mesure une relation linéaire entre leur surface et le temps (fig.V.12). Les régressions logarithmiques n'ont pas été représentées car elles livrent des coefficients de corrélation voisins de 0.90 et bien inférieurs à ceux des régressions linéaires (R^2 = 0.97 pour A et B et R^2 = 0.99 pour C). Pour le BV D, la régression logarithmique est en revanche bien meilleure (coefficient de corrélation proche de 0.99) que la corrélation linéaire (R^2 = 0.93).

Il semble donc difficile de trancher ici entre les deux corrélations : la répétabilité de la régression linéaire proposée pour les mesures sur A, B et C tend vers l'hypothèse d'une relation linéaire alors que la très bonne résolution des mesures sur D renforce la corrélation logarithmique. La concurrence du développement des BV A, B et C est peut-être à l'origine du signal linéaire (effet de tampon ?). En outre, la différence d'alimentation en eaux des deux catégories de bassins versant (précipitation + ruissellement pour A, B et C ; ruissellement uniquement pour D) influence peut-être le résultat observé. D'autres tests seraient nécessaires pour étudier la répétabilité de ces mesures et confirmer ou infirmer les hypothèses.

Si l'on considère que **l'aire des cônes alluviaux croît linéairement avec le temps**, on constate que le taux de croissance surfacique relatif reste dans les mêmes gammes pour les bassins versants B, C et D (autour de 0.75-0.79 [L^2]/[t]) alors qu'il est beaucoup plus faible pour A (0.53). Il est intéressant de constater cette régularité pour les 3 derniers BV alors qu'ils ne sont pas synchrones et qu'ils disposent d'un BV réel très différent. La valeur de la pente de cette régression pourrait donc refléter les propriétés d'érosion du matériau et en particulier la présence

d'un seuil d'érosion. Ce seuil d'érosion dépend directement de la résistance mécanique du matériau (cohésion) qui est homogène dans le modèle.

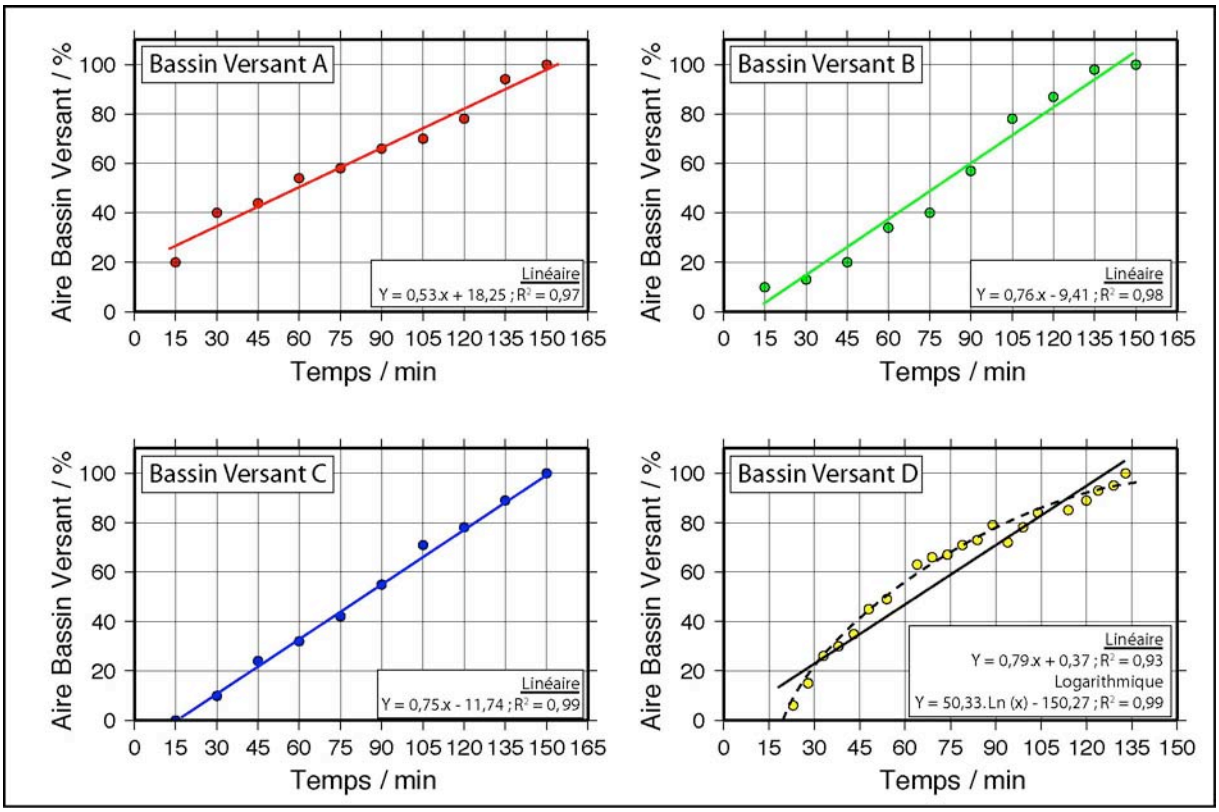


Fig.V. 12 : Evolution de l'aire des bassins versants associés à chacun des cônes alluviaux A, B & C du chevauchement 1 et le cône D du chevauchement 2.

(c) Evolution temporelle de la longueur des drains principaux

La longueur du drain principal des BV a été mesurée pour chaque stade d'évolution. Les résultats montrent **une évolution de type logarithmique** pour chacun des BV (fig.V.13). La régression linéaire n'a pas été représentée car elle propose des coefficients de régression bien inférieurs à ceux des régressions logarithmiques (entre 0.80 et 0.90).

Conclusion sur l'évolution temporelle des marqueurs morphométriques :

L'évolution temporelle d'un **cône alluvial** se développant au niveau d'un **chevauchement actif** est caractérisée par un certain nombre de corrélations statistiques entre différentes variables morphométriques (taille du cône, surface du bassin versant, longueur du drain principal). Notamment, il est possible de mettre en évidence :

1. Une relation **linéaire** (ou légèrement logarithmique) entre la **surface du cône** et le **temps**.

2. Une relation **linéaire** (ou légèrement logarithmique) entre la **surface du bassin versant** et le **temps**.

3. Une relation **logarithmique** entre la **longueur du drain principal** et le **temps**.

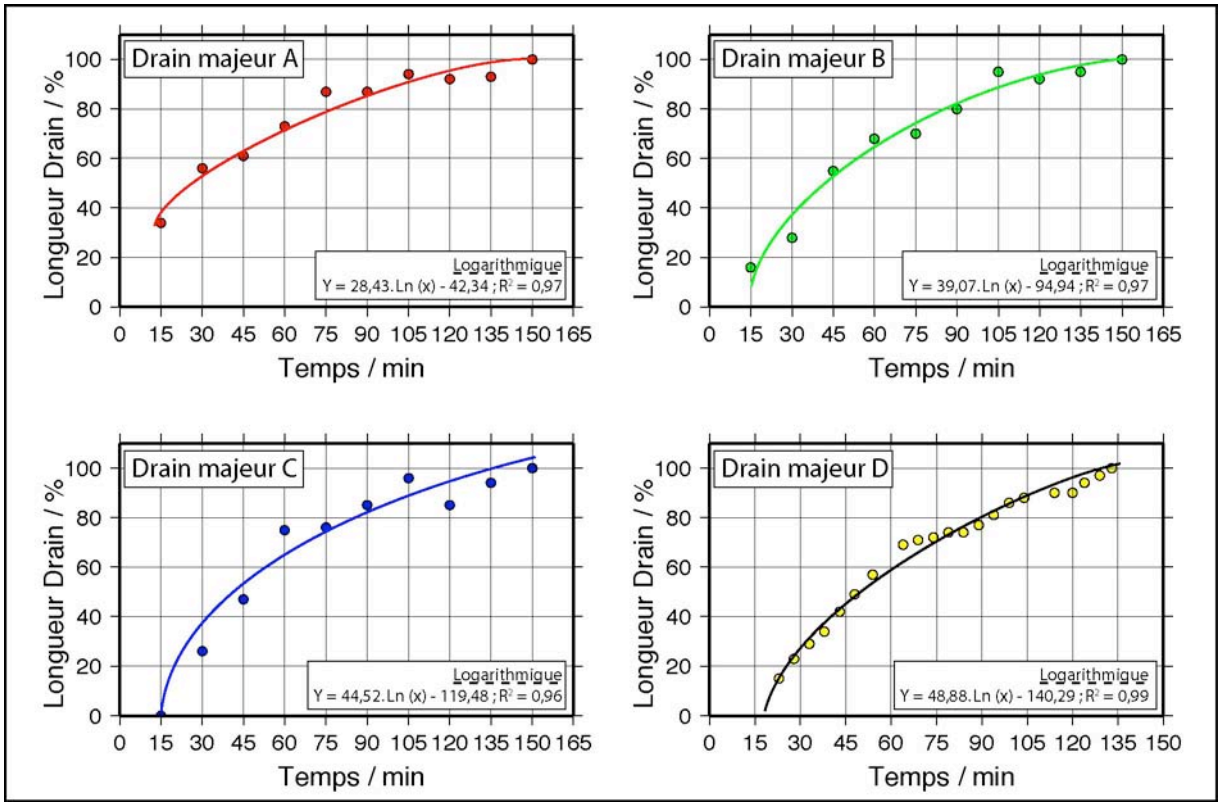


Fig.V. 13 : Evolution temporelle de la longueur des drains principaux associés à chacun des bassins versants.

Les relations linéaires suggèrent que lorsque la surrection tectonique et la pluviométrie sont constantes, le bassin versant et son cône alluvial observent un certain équilibre dans leurs dimensions vis-à-vis du forçage imposé. D'autres études complémentaires plus systématiques seraient nécessaires pour analyser la nature de cette relation entre la surrection, la pluviométrie et les dimensions des objets morphologiques. La relation logarithmique de la longueur du drain majeur montre au contraire que cette grandeur ne semble pas directement proportionnelle à la surrection. Cette distinction pourrait éventuellement être expliquée par la dimension des objets morphologiques et leur mode de croissance. Alors que les bassins versants peuvent augmenter leurs dimensions aussi bien par érosion régressive vers l'amont que latéralement, l'évolution des drains majeurs reflète uniquement l'érosion régressive en direction de l'amont. L'asymptote vers laquelle semblent tendre ces différentes courbes pourrait alors correspondre à la limite imposée par la géométrie de la structure tectonique sur laquelle se développent les bassins versants. En effet, les conditions aux limites tectoniques imposent la formation d'une structure en antiforme sur le chevauchement actif. L'axe central de cette structure correspond à une limite de partage des eaux au-delà de laquelle le bassin versant ne peut s'étendre. Etant donné qu'il ne peut par ailleurs pas se développer vers l'aval par accrétion d'un nouvelle écaille tectonique, la longueur du chenal atteint in fine une limite.

(d) Relations croisées

Dans la nature, les relations morphométriques entre la surface des BV, la surface des cônes alluviaux et la longueur des drains majeurs (loi de Hack) sont très souvent des lois de puissance (chapitre I). Toutefois, dans le Tian Shan, nous avons montré dans le chapitre II que des relations linéaires pouvaient également être observées. Ces relations sont établies pour un instant t donné et il est impossible de déterminer les relations passées. Grâce aux expériences menées durant ce travail, il est possible d'étudier l'évolution temporelle de ces relations. D'une part, on peut les suivre au niveau d'un objet singulier : on regarde par exemple comment la relation entre l'aire d'un cône alluvial et la surface de son BV évolue au cours du temps. D'autre part, il est possible de suivre l'évolution temporelle d'une relation entre plusieurs cônes (ou BV) d'une même époque afin de distinguer les éventuels couplages et réponses de la morphologie à des variations des conditions aux limites (raccourcissement, pluviométrie). Durant ce travail, j'ai regardé ces deux types de relations. Je ne présente que la première car la seconde n'a pas livré de résultats convaincants. Une analyse sur d'autres expériences serait nécessaire pour mieux approfondir cet aspect.

(i) Aire du cône vs aire du bassin versant

Si l'on se focalise sur l'évolution des cônes, l'expérience réalisée indique que **la loi de puissance observée sur le terrain est vérifiée** (fig.V.14). Le plus souvent, elle est meilleure que la relation linéaire (cônes B, C et D) mais la différence entre les coefficients de corrélation est faible. Si l'on synthétise sur un seul diagramme l'ensemble de ces données, le nuage de points formé peut être moyenné par une régression linéaire ou en loi de puissance ayant le même coefficient de corrélation ($R^2 = 0.95$). C'est pourquoi il ne me semble pas nécessaire d'adopter une relation en puissance, plus complexe, alors qu'une proportionnalité convient tout à fait. Dans cette hypothèse, la pente de la droite de régression est égale à 1.01. Ce coefficient indique une relative **linéarité entre l'évolution de l'aire des cônes et l'évolution de leur bassin versant**.

Tout comme sur le terrain, cette proportionnalité s'explique par la relation qui existe entre les dimensions d'un bassin versant et la taille de son cône alluvial. Plus un bassin versant est grand, plus il est capable d'exporter un volume important de sédiments et donc plus la taille de son cône alluvial doit être grande. En conséquence, la conservation de la masse impose une conservation entre volumes rocheux érodés et déposés.

Dans les modèles, la relation linéaire observée entre les aires des cônes et BV peut s'expliquer par une conjonction de plusieurs paramètres :

1) l'érosion du matériau dans les bassins versants est entièrement mécanique. Il n'y a pas d'érosion chimique et donc aucune possibilité de « perte » de matière solide. Le stockage de sédiments dans le réseau de drainage étant limité, le bilan de masse entre le BV et son cône est plus direct. Néanmoins, les particules fines (de la poudre de silice) et le PVC ont des distances de transport caractéristiques plus grandes que les particules plus grossières de silice ou de graphite. De fait, toutes les particules ne se retrouvent pas directement au niveau du cône.

2) L'écart à la conservation de volume dans la nature est influencé par la différence de densité entre le matériau du substratum et les sédiments (influence de la compaction, porosité). Dans la nature, l'écart de densité est d'environ 0.8-1 g/cm^3 (densité d'environ 2.5-2.7 g/cm^3 pour une roche silicatée de bassin versant et 1.8 g/cm^3 pour un sédiment de piémont). Dans les expériences, ce rapport est plus

faible : autour de 0.2-0.3 g/cm^3 (1.6 g/cm^3 pour le matériau expérimental saturé en eau et 1.3-1.4 g/cm^3 pour le sédiment des cônes alluviaux). De fait, la linéarité volumique dans les expériences est renforcée.

3) Enfin, il n'y a pas de subsidence flexurale dans le bassin d'avant-pays des modèles. Cela permet donc aux cônes alluviaux d'aller « plus loin » dans la plaine d'avant-pays (pour une discussion sur le mécanisme, voir le chapitre sur le Tian Shan ; chapitre.II).

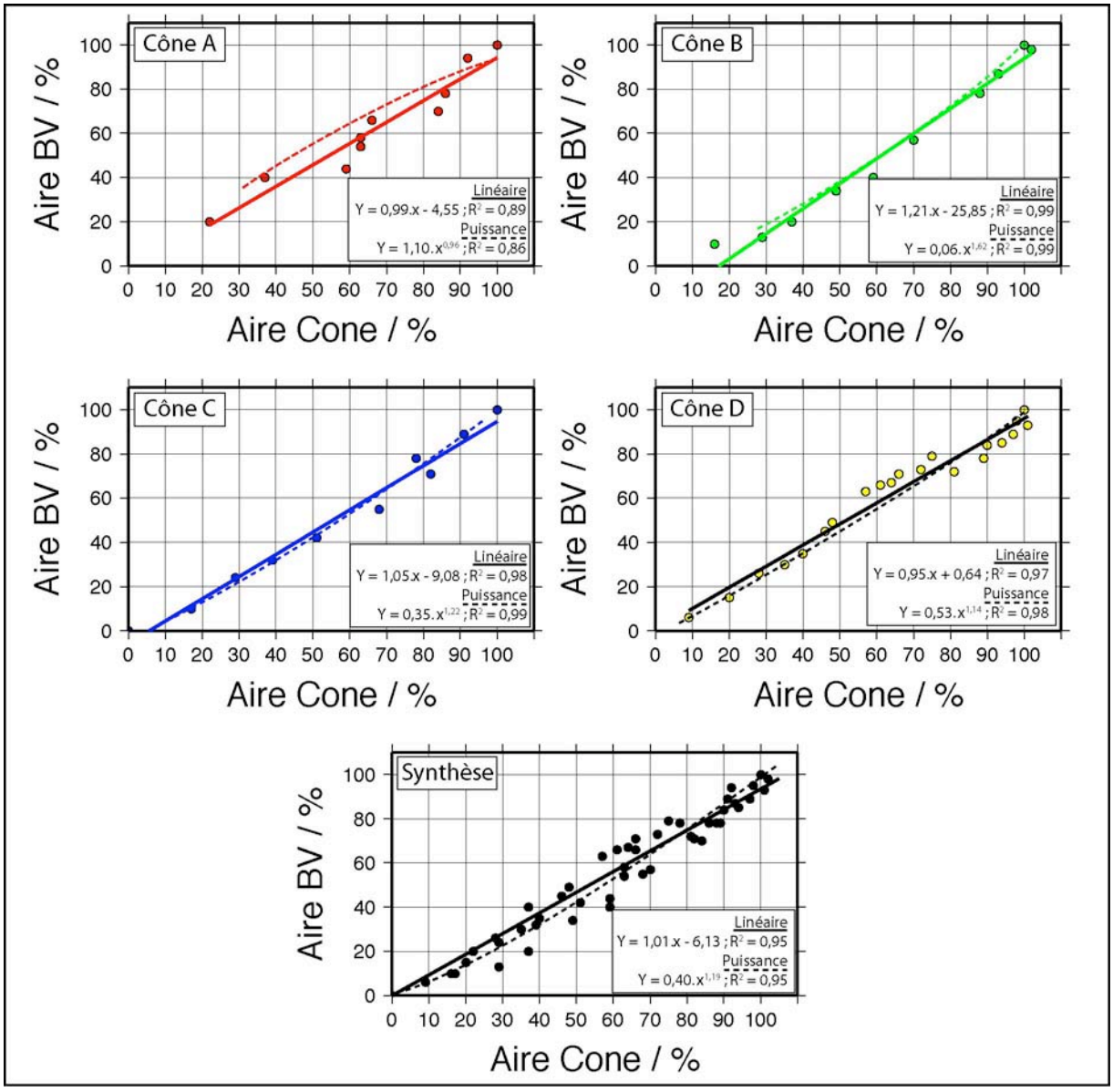


Fig.V. 14 : Relation aire des bassins versants en fonction de la taille des cônes.

(ii) Aire du bassin versant vs longueur du drain principal.

Dans la nature la loi de Hack est généralement une loi de puissance qui peut parfois s'avérer linéaire (exemple des piémonts du Tian Shan, chapitre II). Dans les expériences, les bassins versants A, B et C privilégient une relation logarithmique (fig.V.15). La régression linéaire est écartée car les coefficients de corrélation sont proches de 0.85 pour A et B, et 0.78

pour C (non présentés sur la figure). En revanche, le cône D présente une corrélation linéaire très nette entre la taille du bassin versant et la longueur de son drain majeur (R^2 = 0.99). La corrélation en loi de puissance est très bonne également (R^2 = 0.97).

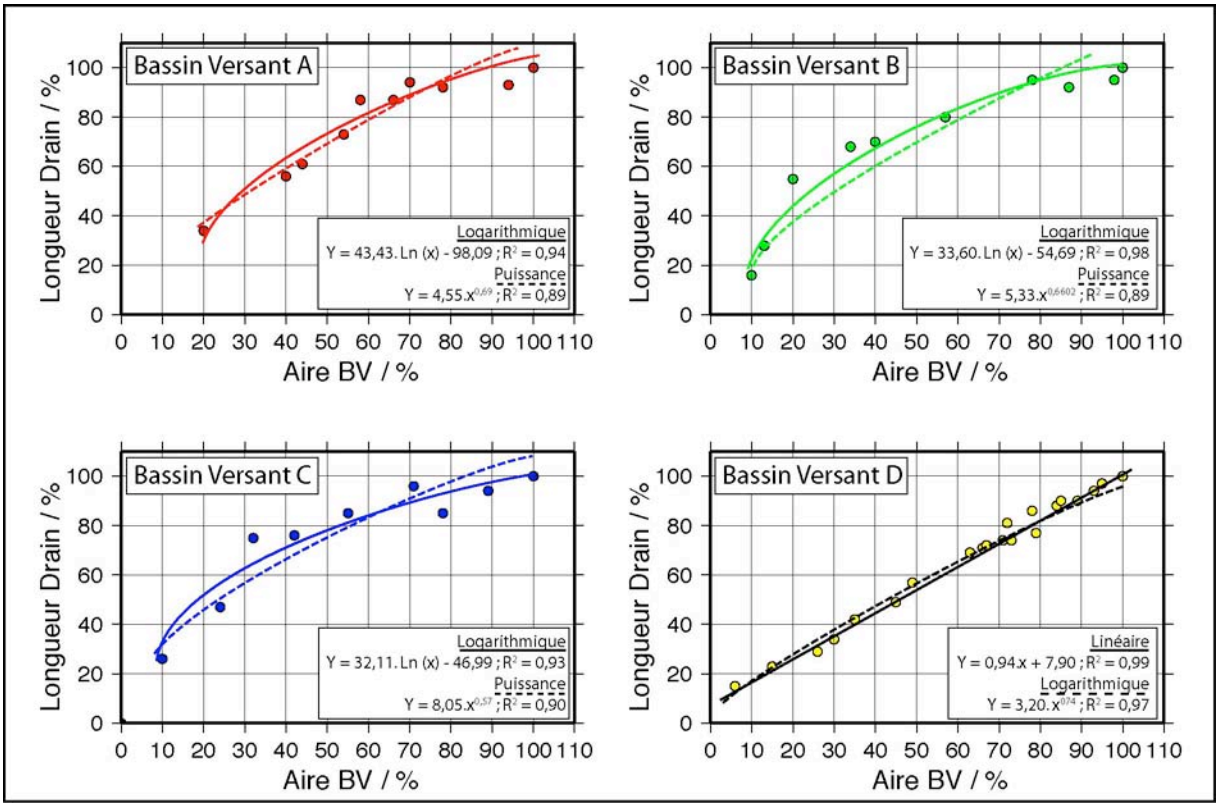


Fig.V. 15 : Relation entre la longueur du drain principal et l'aire des bassins versants.

<u>Conclusion sur les relations croisées entre l'aire des cônes, l'aire des bassins versants et la longueur du drain majeur :</u>

- Il existe une relation **linéaire** (ou légèrement en puissance) entre la **surface d'un cône** et la **surface de son bassin versant**.

- Il existe une relation **linéaire** (ou légèrement en puissance) entre la **longueur du drain** principal et la **surface du bassin versant**.

Ces deux relations indiquent que les couples bassin versant / cône alluvial d'une part, et drain majeur / bassin versant d'autre part, observent des relations de proportionnalité simples au cours du temps lorsque le raccourcissement tectonique et les précipitations sont stables. Cela suggère que **le système morphologique tend vers un équilibre vis-à-vis des forçages tectoniques et climatiques qui l'affectent**.

b) Enregistrement de la déformation

(1) Evolution de la surface d'un cône lorsque la tectonique s'arrête

Dans ce paragraphe, je me focalise sur l'évolution du cône D afin d'étudier sa réaction lorsque la tectonique s'arrête (arrêt de la convergence). La pluviométrie continue durant une heure et demie environ. Les résultats montrent que **lorsque la tectonique s'arrête, la croissance du cône s'arrête temporairement avant de poursuivre avec un taux de croissance surfacique plus faible que durant la phase de tectonique active** (fig.V.16.A).

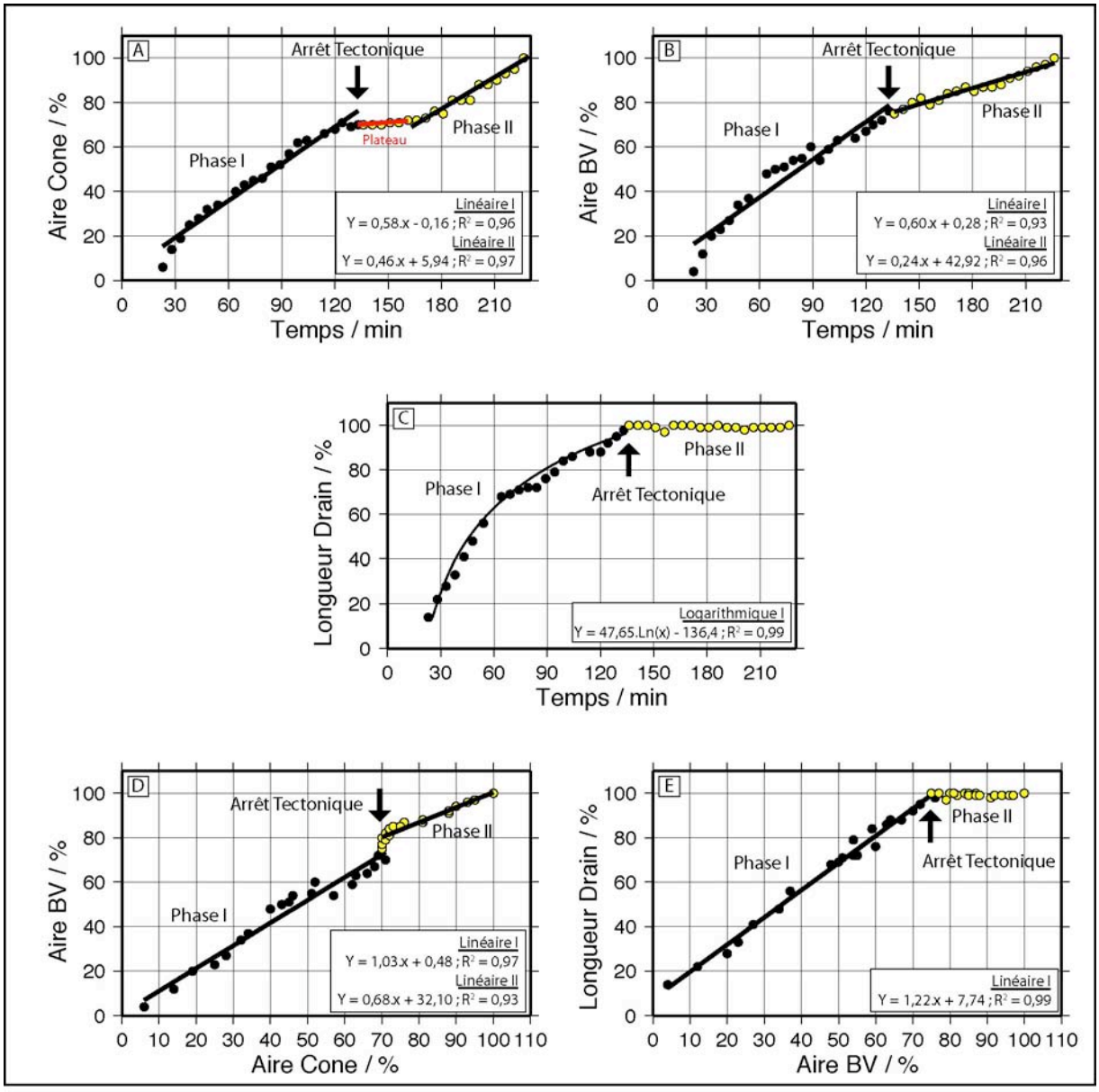


Fig.V. 16 : Evolution des paramètres morphométriques des cônes alluviaux et de leurs bassins versants lorsque la tectonique s'arrête. *A) Aire du cône alluvial. B) Aire du bassin versant. C) Longueur du drain majeur. D) Relation entre l'aire du bassin versant vs l'aire du cône et E) relation entre la longueur du drain principal vs l'aire du bassin versant.*

De même, la croissance du bassin versant se poursuit avec un taux de croissance surfacique plus de deux fois plus faible que durant la phase de tectonique active (fig.V.16.B).

Remarque : Cette perception d'une transition à l'arrêt de la tectonique dépend de l'interprétation statistique que l'on fait des données. Si l'on adopte un modèle logarithmique, les données des deux phases sont alors continues et ne présentent aucune rupture ($R^2 = 0.99$; fig.V.16.B). Dans ce cas, on aboutit à la conclusion opposée qui propose que le bassin versant évolue sans « voir » l'arrêt de la tectonique.

Enfin, la croissance du drain majeur s'arrête totalement (fig.V.16.C).

En croisant ces données, la relation entre l'aire du cône et l'aire du BV reste toujours linéaire mais avec une constante de proportionnalité diminuée de 1/3 par rapport à la phase de tectonique active (la pente passe de 1.03 à 0.68 ; fig.V.16.D). Pour sa part, la relation entre l'aire du BV et la longueur du drain cesse à l'arrêt de la tectonique et car elle atteint un plateau (fig.V.16.E).

Dans cette expérience, l'arrêt de la tectonique marque l'arrêt de l'activité de la faille et donc l'arrêt de la surrection. La pluviométrie reste pour sa part constante. Durant la première phase d'évolution des bassins versants, des cônes alluviaux et des drains majeurs, les relations linéaires indiquent qu'un équilibre dynamique se met en place entre la tectonique et l'érosion. Cet équilibre est marqué par une morphologie qui évolue de manière stationnaire.

Lorsque la tectonique s'arrête, l'équilibre dynamique est rompu. Le système entre dans une phase transitoire de relaxation topographique et les précédentes relations morphométriques disparaissent. De façon intéressante, les évolutions temporelles de l'aire des cônes alluviaux et l'aire des bassins versants marquent cette transition par une diminution du coefficient de proportionnalité. Cette transition est encore mieux exprimée sur l'évolution croisée des aires de cônes et des bassins versants car la pente de la corrélation linéaire entre les deux phases diminue d'un tiers. Cela signifie donc que l'ensemble du système morphologique « cône alluvial / bassin versant » réagit au changement des conditions tectoniques. Ce changement n'est pas instantané car les points expérimentaux stagnent durant une vingtaine de minutes au niveau de la transition avant de reprendre une tendance linéaire (fig.V.16.D). Cette seconde tendance linéaire indique que malgré la relaxation topographique du modèle, le système morphologique trouve un nouvel équilibre dynamique stationnaire. Cet équilibre est certainement pseudo-stationnaire car les quantités de matières à éroder doivent nécessairement se réduire pour des temps infinis, réduisant par la même occasion la croissance des cônes alluviaux.

D'un autre côté il est intéressant de constater qu'à l'arrêt de la tectonique, les bassins versants ralentissent leur croissance tandis que la longueur du drain majeur stoppe totalement. Cela suggère que le bassin versant ne croît plus en longueur mais seulement en largeur (observations confirmées par les films d'expériences). Ceci peut s'expliquer par le fait qu'à l'arrêt de la tectonique, la rivière n'est plus obligée de consacrer l'essentiel de son énergie pour inciser verticalement dans son lit (et contrecarrer la surrection) mais peut désormais éroder horizontalement sur les bordures de la vallée.

L'arrêt de la croissance du drain majeur semble indiquer que la partie amont du chenal était en équilibre avec la surrection. Lorsque la tectonique est active, la surrection entretient des pentes « élevées » qui maintiennent l'écoulement au-dessus du seuil d'incision. A l'arrêt de la tectonique, la pente du chenal se relaxe jusqu'à atteindre le seuil d'incision et de mise en transport des particules. L'écoulement n'a plus assez d'énergie pour agrandir le réseau de drainage et l'érosion régressive s'arrête.

(2) Etude quantitative de l'évolution des surfaces sédimentaires au front d'un chevauchement

(a) Comparaison entre l'aire des cônes alluviaux et l'aire de la surface sédimentaire totale

Comme indiqué précédemment, j'ai distingué les surfaces sédimentaires composées par l'intégralité de la surface sédimentaire de piémont de celles résultant de la seule contribution des cônes alluviaux (fig.V.8). La différence entre ces surfaces quantifie l'apport des processus de colluvionnement se produisant entre les exutoires des cônes alluviaux. Sur la figure V.17, les valeurs de chacune de ces surfaces ont été représentées en valeur absolue (en cm^2) afin de comparer l'ordre de grandeur des mesures. On distingue clairement que les courbes de surface sédimentaire totale et de surface des cônes alluviaux suivent la même évolution : une première phase de croissance, un plateau, puis une seconde phase de croissance. (NB : Le plateau reflète une modification temporaire de la pluviométrie apportée au dispositif et un problème technique avec la table de déformation). Sur les 2/3 finaux de l'expérience, la courbe des surfaces sédimentaires totales est une translation de celle des cônes alluviaux. La différence est une constante qui caractérise la contribution des processus de versants à la sédimentation au front de déformation.

Par la suite, j'analyserai les données issues de l'ensemble des surfaces sédimentaires afin de mettre en évidence l'évolution du signal sédimentaire envoyé vers le bassin d'avant-pays.

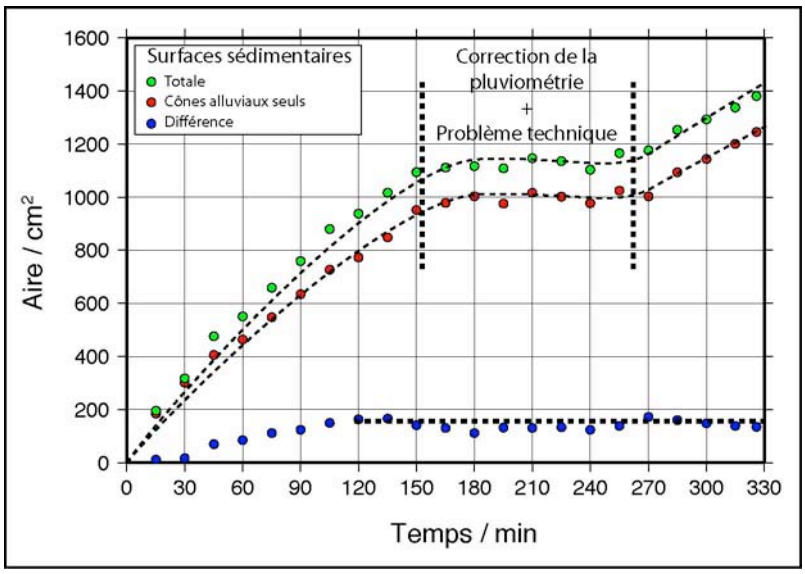


Fig.V. 17 : Evolution des surfaces sédimentaires au niveau du chevauchement 1. *La différence entre la courbe des surfaces sédimentaires et celle des cônes alluviaux marque la contribution de processus de versant (colluvionnement) au front de déformation.*

(b) Evolution de l'aire de la surface sédimentaire de piémont en fonction de la propagation de la déformation.

L'aire de la surface sédimentaire au pied d'un chevauchement actif dépend des conditions de déformation dans le piémont (fig.V.18).

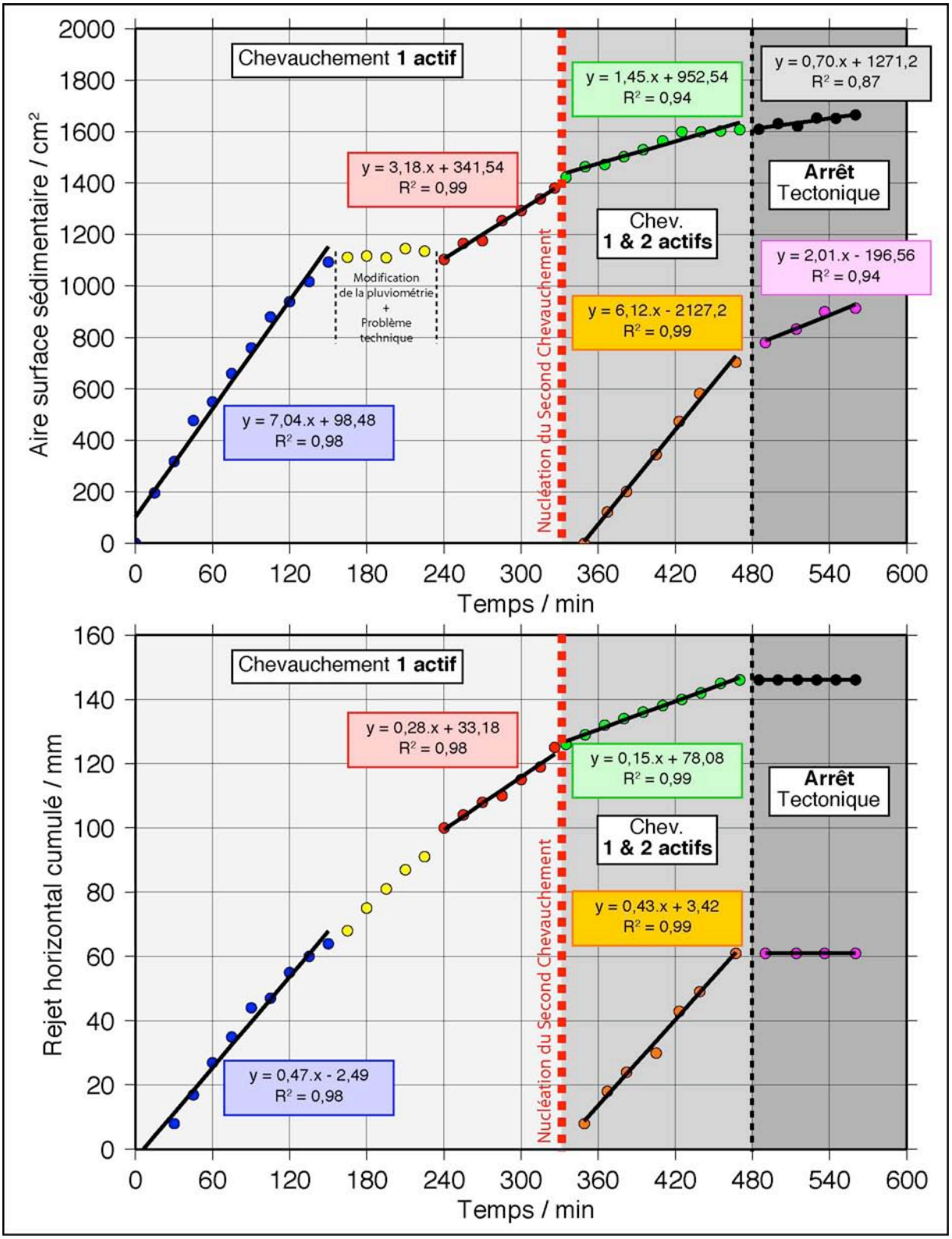


Fig.V. 18 : Evolution temporelle de la surface sédimentaire au pied des chevauchements C1 et C2 (voir le texte pour les détails).

Durant une première phase où seul le chevauchement 1 est actif (taux de raccourcissement d'environ 0.47 mm/min), le taux de croissance de la surface alluviale est constant (~7 cm^2/min). Suite à des modifications du champ de précipitation et du raccourcissement (0.28 mm/min), un nouvel équilibre dynamique s'établit et l'aire de la surface sédimentaire croît à nouveau régulièrement (~3.2 cm^2/min). Lorsque la déformation se propage et que le second

chevauchement apparaît (t = 335 min ; taux de raccourcissement = 0.43 mm/min), on note la croissance régulière d'une nouvelle surface sédimentaire au front de ce nouveau chevauchement (taux de croissance ~ 6.1 cm^2/min). D'autre part, l'accommodation d'une partie du raccourcissement sur ce chevauchement frontal fait chuter le taux de convergence au niveau du premier (passage à 0.15 mm/min) et également son taux de croissance sédimentaire (passage à 1.45 cm^2/min). Lorsque la tectonique s'arrête (t = 480 min), cela induit un brusque ralentissement de la croissance des surfaces sédimentaires associées aux deux chevauchements. Cette chute est plus marquée au niveau du second chevauchement (diminution de 66%) qu'au niveau du premier (diminution de 50%). Cette différence de réaction à la perturbation tectonique tient peut-être à la maturité des bassins versants. En effet, pour le premier chevauchement, les bassins versants sont assez développés comparés aux jeunes bassins versants frontaux. Ils présentent peut-être un volume de matériaux à éroder plus faible que les bassins versants frontaux.

Comme synthèse de cette étude sur la sensibilité des cônes alluviaux aux vitesses de déformation tectonique, on peut représenter dans un même diagramme les différents couples de taux de raccourcissement et de taux de croissance des surfaces sédimentaires (Tableau.V.1 ; fig.V.19). Pour faciliter la comparaison des données j'ai normalisé les taux de croissance surfacique de la surface sédimentaire par la longueur du front de chaîne étudié (100 cm) afin d'obtenir des taux de croissance en 1D. Ces taux représentent la croissance moyenne des cônes alluviaux de piémont dans une direction orthogonale à la chaîne. Ils intègrent à la fois la croissance de la surface alluviale par progradation des dépôts vers la plaine d'avant-pays mais également leur diminution par chevauchement des reliefs de la chaîne sur le bassin d'avant-pays. Les valeurs étant positives (Tableau V.1), elles correspondent donc au taux de progradation des cônes alluviaux relativement au front de déformation. En outre j'ai converti les taux de raccourcissement en taux de surrection grâce à la valeur du pendage des deux chevauchements mesurée aux termes de l'expérience. Les chevauchements 1 et 2 possèdent respectivement des pendages de 20 et 18°.

	Pendage	Taux de croissance alluviale		Taux de raccourcissement	Taux de surrection
	°	cm^2 / min	mm / min	mm / min	mm / min
Chev.1	20	7,04	0,704	0,47	0,17
		3,18	0,318	0,28	0,10
		1,45	0,145	0,15	0,05
Chev. 2	18	6,12	0,612	0,43	0,14

Tableau V.1 : Tableau synthétique des relations entre les taux de déformation tectonique (taux de raccourcissement et taux de surrection) et le taux de croissance surfacique des dépôts sédimentaires de piémont.

Le diagramme de la figure.V.19 indique que les relations entre les taux de déformation tectonique et le taux progradation des cônes de piémont sont linéaires (R^2 = 0.98). **Ce taux est égal à environ 1.7 fois le taux de raccourcissement horizontal et à 5 fois le taux de surrection** (pour un pendage de faille de 19° environ).

Application aux exemples naturels :

Sur le terrain, cette relation entre la vitesse de croissance des corps sédimentaires et la vitesse de raccourcissement sur un chevauchement est très intéressante car elle offre le potentiel d'estimer l'activité d'une structure grâce à l'analyse de la sédimentation syntectonique au pied des reliefs.

Dans cet exemple expérimental, j'obtiens une relation linéaire entre la vitesse de progradation des cônes alluviaux et le raccourcissement horizontal. Cette vitesse de progradation n'est peut-être pas la mesure la plus simple à effectuer sur le terrain. Elle repose sur l'identification de l'avancée d'un corps sédimentaire sur une surface de dépôt qui peut être soumise à la subsidence d'avant-pays, à l'évacuation progressives des dépôts syntectoniques par un cours d'eau longitudinal à la chaîne, etc. De plus, identifier cette vitesse de progradation dans l'enregistrement stratigraphique nécessite l'analyse fine de la séquence sédimentaire au pied du chevauchement afin d'identifier les variations granulométriques des sédiments (en un point donnée, l'approche d'un front de déformation doit se caractériser par un granoclassement croissant). De plus, ce type d'étude doit se faire à très faible fréquence afin de « lisser » les séquences granoclassées ponctuelles résultant de la dynamique intrinsèque du cône alluvial (divagation des chenaux distributaires).

Une perspective pour l'avenir serait de voir si, dans les expériences, il est possible d'évaluer une relation entre le taux de sédimentation au pied de la structure et le taux de raccourcissement. Le taux de sédimentation est une donnée plus « facile » à obtenir sur le terrain (mesures de magnétostratigraphie, forage, profils sismiques, etc.). Là encore, quelques précautions devront être prises dans la comparaison modèle / nature du fait de la différence entre le taux de sédimentation et le taux de préservation (voir chapitre I), du fait de la subsidence, de la compaction des sédiments durant la diagénèse, etc.

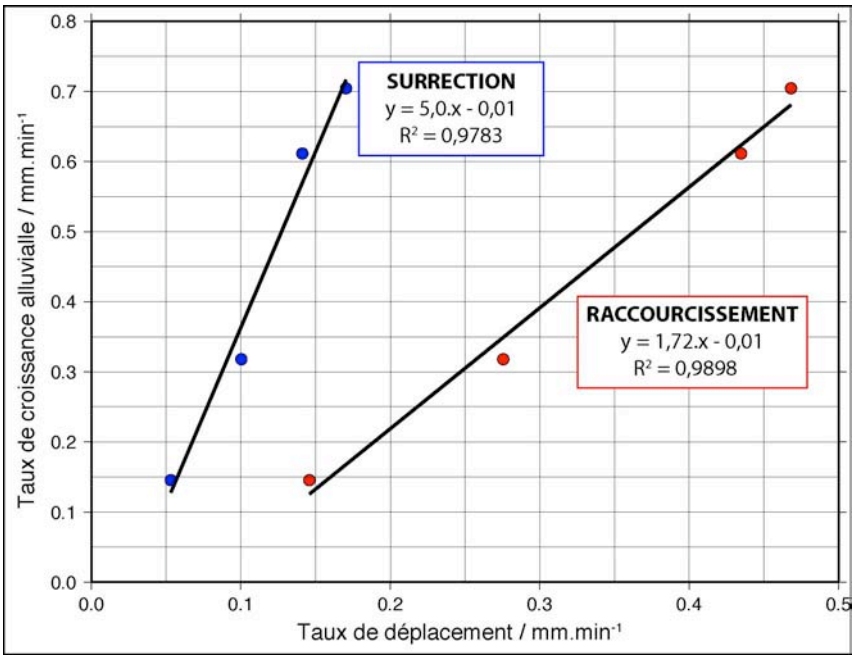


Fig.V. 19 : Taux de croissance de la surface alluviale des cônes de piémont en fonction des taux de déformation tectonique (taux de raccourcissement et taux de surrection).

Conclusion sur l'enregistrement de la déformation par les variables morphométriques des marqueurs morphotectoniques :

Les observations réalisées sur cette expérience se déroulant avec une vitesse de déformation constante et subissant un événement de propagation de la déformation et un arrêt de la tectonique permettent d'établir les conclusions préliminaires suivantes :

- **Lorsque l'activité d'un chevauchement varie** (par exemple en raison de la propagation de la déformation), le taux de croissance des cônes alluviaux s'ajuste et suit la même

évolution. **La relation entre le taux de surrection et le taux de croissance alluvial est linéaire.**

- **Lorsque la tectonique s'arrête**, l'aire des cônes alluviaux, l'aire des bassins versants et la longueur du drain majeur réagissent presque instantanément. **Le drain majeur arrête sa croissance rapidement tandis que les bassins versants et les cônes alluviaux ralentissent de moitié leur croissance parallèle.**

D'autres d'expériences, réalisées avec une plus grande gamme de taux de raccourcissement, seraient nécessaires afin de mieux caractériser ces relations entre la morphométrie des marqueurs morphologiques et la surrection.

2. Terrasses

Pour illustrer la formation et l'évolution des terrasses, j'ai choisi de présenter deux exemples expérimentaux. Le premier, le plus simple, est associé à l'évolution d'une rivière « mineure » traversant un chevauchement actif unique. Le second est associé à l'évolution d'une rivière plus importante traversant une série de chevauchements frontaux actifs. Après avoir décrit et proposé des explications sur la formation des terrasses dans les modèles, je prend en guise d'application un exemple naturel issu du piémont nord du Tian Shan. J'analyse comment les terrasses sont déformées sur le terrain et dans les expériences et la façon dont elles enregistrent cette déformation.

a) Formation et évolution

(1) Premier exemple

Ce premier exemple présente l'évolution d'un chenal et de son cône alluvial localisés au niveau d'un chevauchement actif. Il est issu de la même expérience utilisée précédemment pour étudier l'évolution qualitative et quantitative des cônes alluviaux (fig.V.20). En particulier, les terrasses étudiées apparaissent au niveau d'un chenal localisé à une vingtaine de centimètres sur la droite du cône D. Nous avons vu que le raccourcissement V accommodé sur ce chevauchement est constant au cours de son histoire (autour de V = 0.43 mm/h ; fig.V.10). Les coupes réalisées au stade terminal de l'expérience indiquent que ce chevauchement possède en moyenne un pendage autour de $\alpha = 20°$. On peut donc considérer que les reliefs situés au-dessus du plan de faille se soulèvent avec une vitesse moyenne de surrection constante et proche de $U = V. \tan \alpha = 0.16$ mm/h.

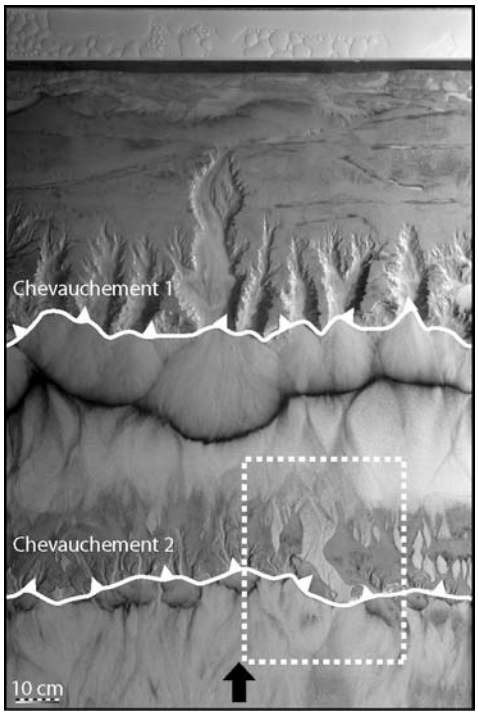


Fig.V. 20 : Localisation de la zone d'étude des terrasses de l'exemple 1.

La figure V.21 illustre une séquence photo-interprétée de l'évolution morpho-sédimentaire de l'encadré de la figure IV.20. Il faut noter que les stades expérimentaux sélectionnés ne sont

pas régulièrement espacés dans le temps mais correspondent à des étapes morphologiques clefs de l'apparition et de l'évolution des terrasses.

L'analyse commence juste avant que le second chevauchement n'émerge (fig.V.21.A). Durant cette phase, la déformation du matériau s'effectue par un léger plissement qui se traduit par l'érosion des particules de PVC recouvrant la zone axiale du pli (fig.V.21.A). Lorsque le chevauchement perce la surface (fig.V.21.B), il génère une rupture de surface caractérisée par deux segments décalés et séparés par une zone de transfert. La formation de cet escarpement entraîne une augmentation brutale de la pente locale qui conduit l'écoulement de surface à se concentrer en de petits chenaux. Localement, ils parviennent à atteindre la contrainte cisaillante basale critique nécessaire pour vaincre le seuil d'érosion du matériau et arracher des particules. Plusieurs petits drains s'individualisent alors. Ces chenaux se répartissent le long de l'escarpement et évoluent en remontant vers l'amont par érosion régressive et en déposant vers l'aval les particules arrachées (surfaces notées S_1 ; fig.V.21.B). Lorsque, l'écoulement amont vient à se déverser partiellement dans un nouveau chenal (en position centrale sur la figure V.21.C), le partage des flux d'eau permet la formation d'un nouveau cône alluvial qui vient concurrencer la croissance du premier. Rapidement, l'intégralité de l'écoulement s'effectue dans le chenal central et le bassin versant de droite (et son cône) cesse de croître (fig.V.21.D). Deux niveaux de terrasses mineures (T_1 et T_2) apparaissent dans la vallée. Leur présence traduit sans doute la diminution brutale du flux d'eau dans le chenal et donc le resserrement de la largeur de l'écoulement et la concentration de son énergie d'incision. Le chenal central reste seul actif. Il dépose des alluvions en rive droite (surface S_3 et S_4) et abandonne un premier niveau de terrasse en rive gauche (T_1). La rivière se décale progressivement vers la droite et dépose des alluvions qui recouvrent partiellement les précédents (surface S_5 ; fig.V.21.E) Elle abandonne un nouveau niveau de terrasse T_2 (en forme d'îlot). La fin de ce mouvement de translation s'achève lorsque la rivière arrive à l'inflexion de la rupture de surface (fig.V.21.F). Elle abandonne à nouveau plusieurs terrasses (T_3 et T_4) en rive gauche et remplit l'espace sédimentaire disponible (surface S_6 et S_7).

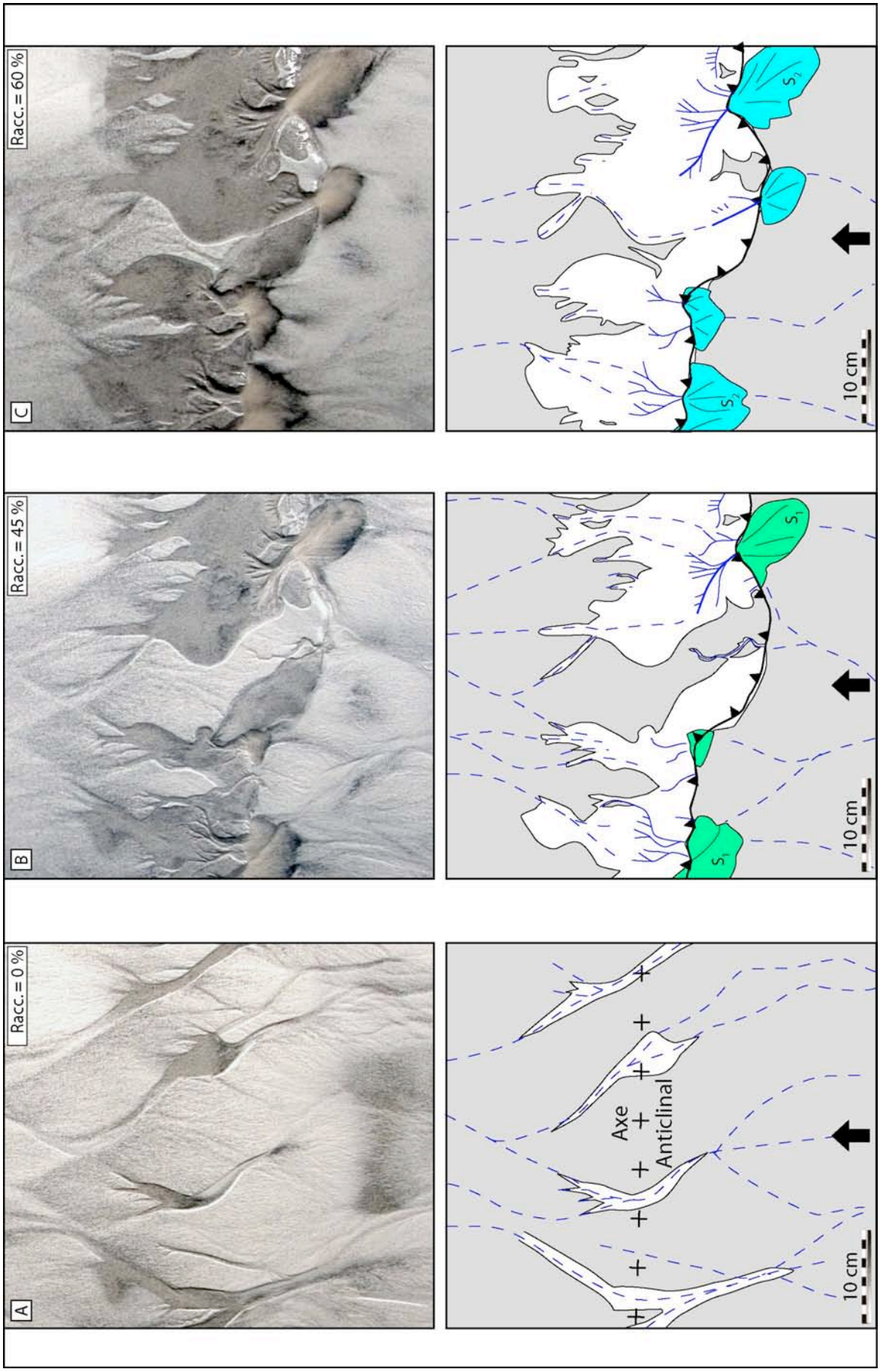


Fig.V. 21 : Formation et évolution de terrasses au niveau d'un chevauchement unique. *(voir le texte pour le détail).*

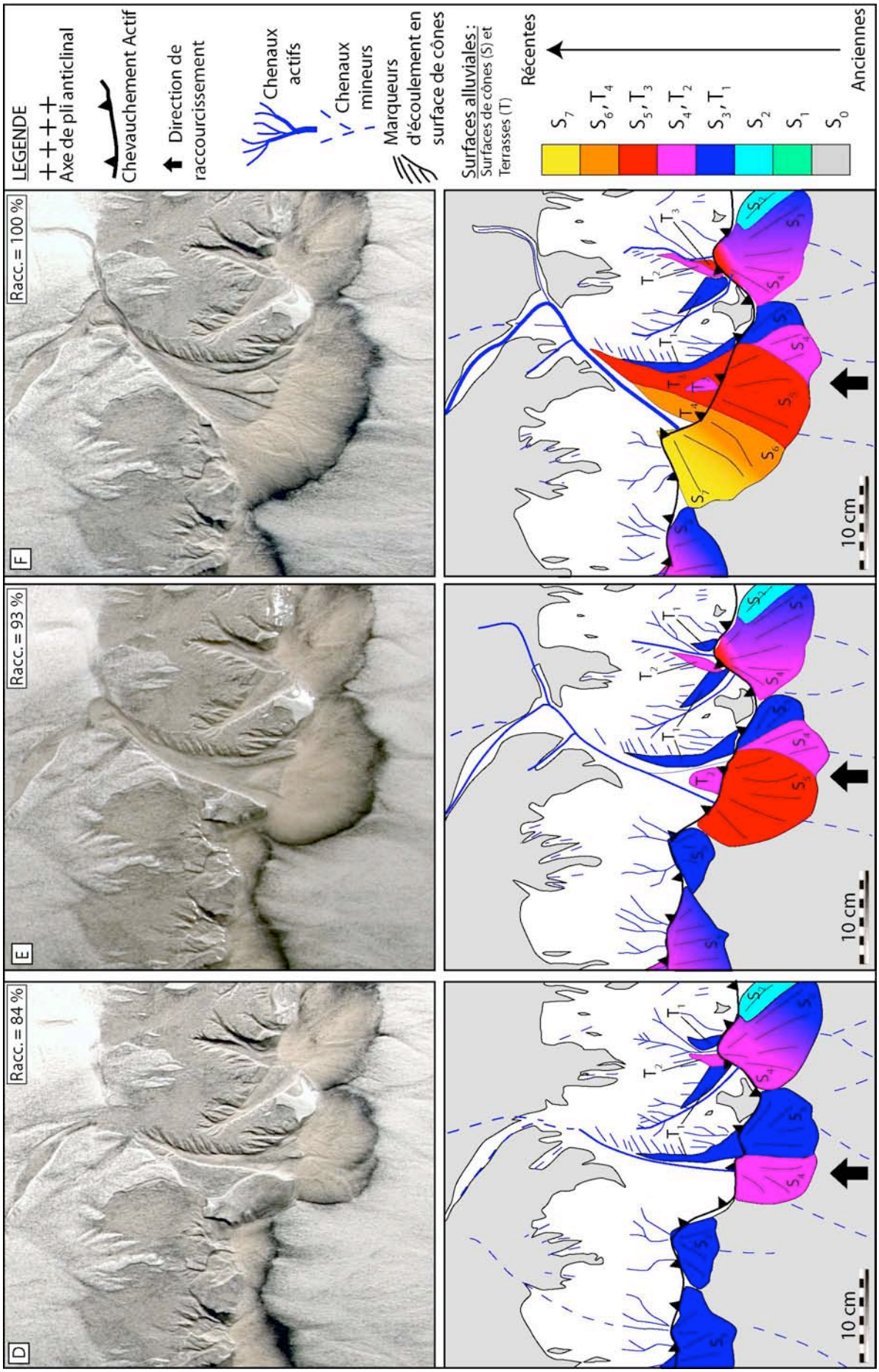


Fig.V. 21 (suite).

(2) Deuxième exemple

Cet exemple est issu d'une nouvelle expérience de convergence frontale dont les conditions aux limites sont sensiblement identiques aux précédentes. La rhéologie du modèle est composée de deux ensembles principaux. A la base, le niveau inférieur est composé de 8 cm d'un mélange de matériau quaternaire, de silice colloïdale (gélifiant) et d'huile minérale. La partie supérieure est composée sur toute la longueur du modèle d'une alternance de niveaux de matériau quaternaire et de microbilles de verre. Le matériau inférieur a été déposé manuellement tandis que les niveaux supérieurs ont été saupoudrés et saturés en eau progressivement. Les taux de convergence et taux de précipitation ont été conservés constants (30 mm/h chacun) durant toute la durée de l'expérience (près de 10 heures). Les stades photographiques interprétés sur la figure V.22 représentent des incréments de 6 cm de raccourcissement environ. J'ai choisi de présenter ces quelques étapes, sans rentrer dans les détails, afin de décrire le cadre général de formation et d'évolution des terrasses.

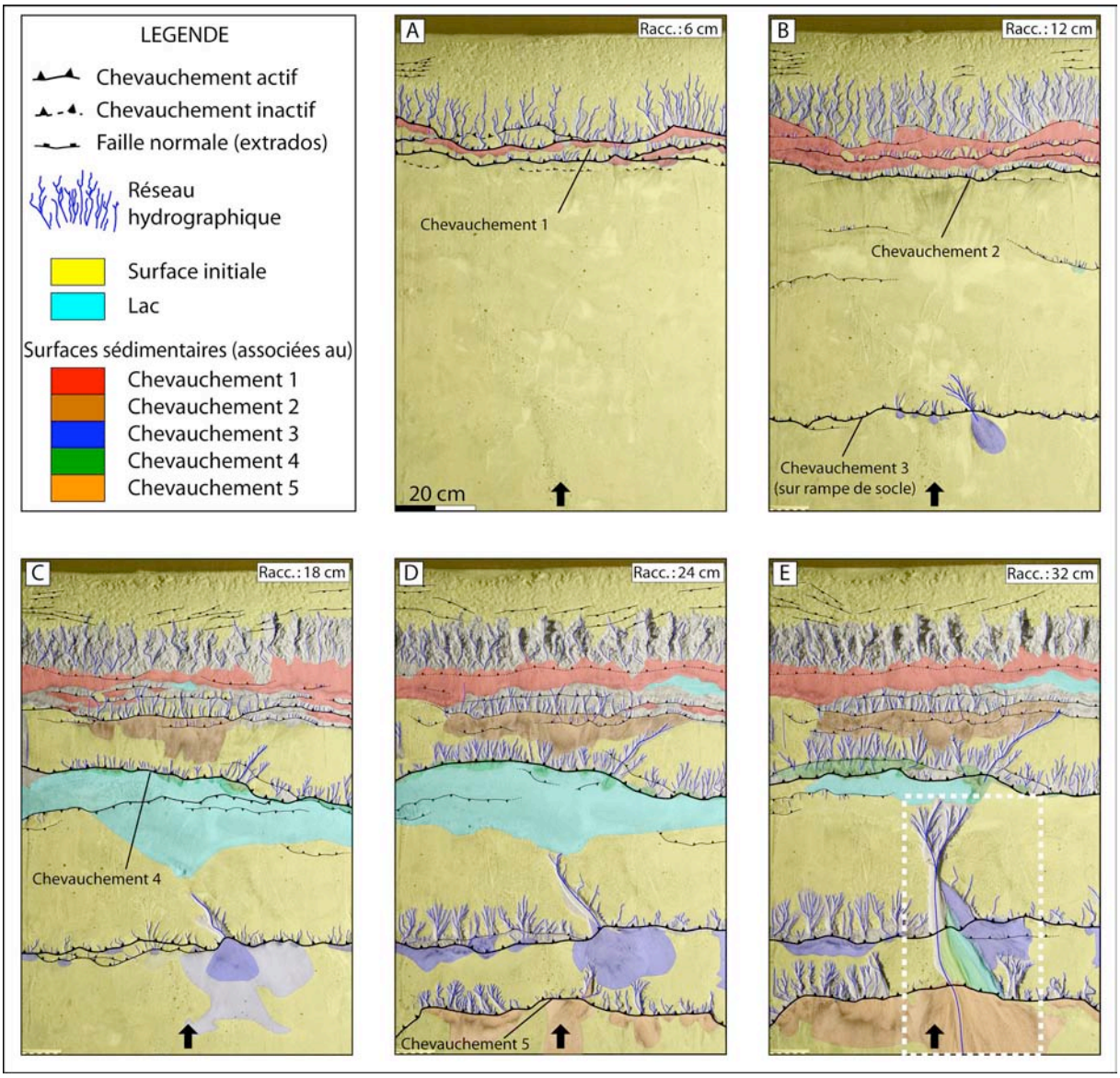


Fig.V. 22 : Evolution morphologique de l'expérience fournissant l'exemple 2 d'analyse de la formation et l'évolution des terrasses. *L'encadré blanc au stade E correspond à la zone étudiée en détail.*

D'un point de vue tectonique, cette expérience est marquée par l'apparition d'une première zone de déformation à proximité de la butée rigide (fig.V.22.A). Elle se compose de deux chevauchements principaux très rapprochés à vergence vers le bassin d'avant-pays. Ces failles contribuent à la formation d'une grande structure anticlinale marquée par une extension d'extrados dans sa partie axiale (noter les failles normales à faible rejet). Par simplicité, ce groupe de chevauchements est nommé « chevauchements 1 ». Par la suite, un deuxième chevauchement C_2 apparaît quelques centimètres au front du groupe précédent et traverse de part en part la largeur du modèle (fig.V.22.B). Le troisième chevauchement C_3 apparaît près de 60 cm en avant du précédent au niveau de la rampe de socle (fig.V.22.B) et un quatrième (C_4) se forme en arrière de C_3 (fig.V.22.C). L'activité de C_3 et la formation d'une ride topographique conduisent à la formation d'un lac. Celui-ci est progressivement vidangé lors du développement par érosion régressive d'un chenal central majeur. Un cinquième chevauchement C_5 apparaît 20 cm en avant de C_3 (fig.V.22.D) et un dernier C_6 se forme malheureusement hors-cadre photographique (fig.V.22.E). Cette propagation de la déformation vers l'avant est associée en grande partie à l'usage d'une friction basale faible (microbilles de verre).

D'un point de vue morphologique, un chenal majeur s'est formé au centre du modèle au niveau de C_3 et il est responsable de l'essentiel des volumes érodés et sédimentés (fig.V.22.E). C'est précisément cette structure qui est étudiée par la suite pour la formation des terrasses (fig.V.23).

Description de la séquence de formation des terrasses :

Le début de la séquence photographique détaillée par la suite commence au moment de l'émergence du chevauchement frontal C_3 (fig.V.23.a). L'escarpement créé par l'activité de la faille génère un léger relief qui initie l'érosion. En augmentant la pente locale, le soulèvement du toit de la faille amène ponctuellement l'écoulement au-dessus du seuil d'érosion du matériau et permet de débuter l'incision. Plusieurs micro-chenaux se forment, mais l'un d'entre eux prend le dessus sur les autres (on le nommera R_3 par la suite). Un cône alluvial commence à se développer à son exutoire (fig.V.23.a).

La déformation se propage et un nouveau chevauchement C_5 apparaît (fig.V.23.b). De même que pour C_3, l'érosion se localise au niveau de l'escarpement de faille et remonte vers l'amont par érosion régressive. Quelques cônes alluviaux se forment pour chacun des chenaux de droite (R_{5d}) et de gauche (R_{5g}). Une écaille mineure $C_{3'}$ s'est formée au front de C_3. Son activité durant l'expérience est limitée, mais l'escarpement qu'elle génère suffit pour localiser quelques drains et représenter un obstacle à l'écoulement des chenaux provenant de l'amont. En particulier, sa présence perturbe le transfert des particules provenant du chenal R_3.

Au stade suivant (fig.V.23.c), les chevauchements C_3 et C_5 fonctionnent simultanément et les reliefs évoluent : les chenaux remontent progressivement vers l'amont par érosion régressive et les vallées s'élargissent. Les cônes alluviaux grandissent. Au niveau de la faille C_3, la deuxième génération de cônes est décalée sur la gauche vis-à-vis du cône précédent. Peut-être en réponse au jeu de la faille mineure $C_{3'}$? En rive gauche de la rivière R_3 se forme déjà une première génération de terrasses T_1. Un lambeau persistera jusqu'à la fin de l'expérience.

Par la suite, les rivières continuent de remonter vers l'amont par érosion régressive et en particulier, la rivière R_3, qui progresse rapidement avec un drain très peu ramifié (fig.V.23.d). Les chenaux R_{5d} et R_{5g} remontent également et celui de gauche prend le dessus. Progressivement, son extrémité commence à remobiliser les dépôts de la rivière R_3 et concentre ainsi son écoulement. Cette préférence pour le drain de gauche est sans doute liée en partie à

l'escarpement de la faille $C_{3'}$ qui agit comme un obstacle qui masque l'exutoire de R_{5d} et la « pousse » vers R_{5g}. Les cônes alluviaux continuent de croître et les vallées s'élargissent.

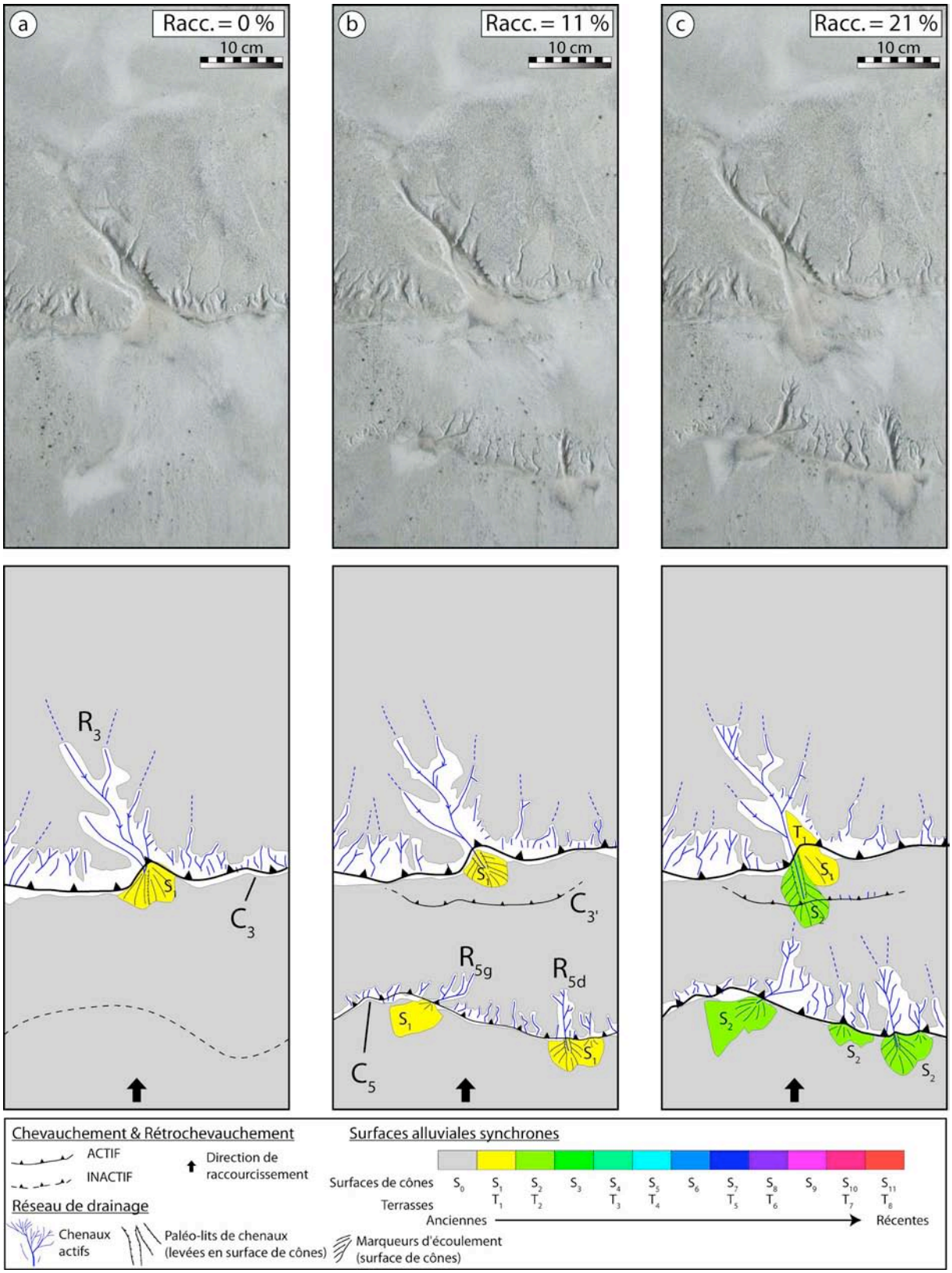


Fig.V. 23 : ***Formation et évolution de terrasses au niveau de deux chevauchements de piémont.*** *(voir le texte pour le détail).*

Au stade suivant, l'activité des failles se poursuit et les topographies continuent de croître. En réponse, la rivière R_3 élargit son lit tout en incisant (fig.V.23.e). Au niveau de C_5, un chenal médian à R_{5g} et R_{5d} se développe (R_{5m}). Il s'agit sans doute, là encore, d'un « effet de masque » généré par l'escarpement C_3, qui décale l'écoulement de R_3 vers la gauche. Dans les mêmes instants, une phase d'incision dans la vallée de R_{5d} forme une petite « terrasse-îlot » T_2. Elle traduit certainement la diminution du flux liquide s'écoulant dans R_{5d}.

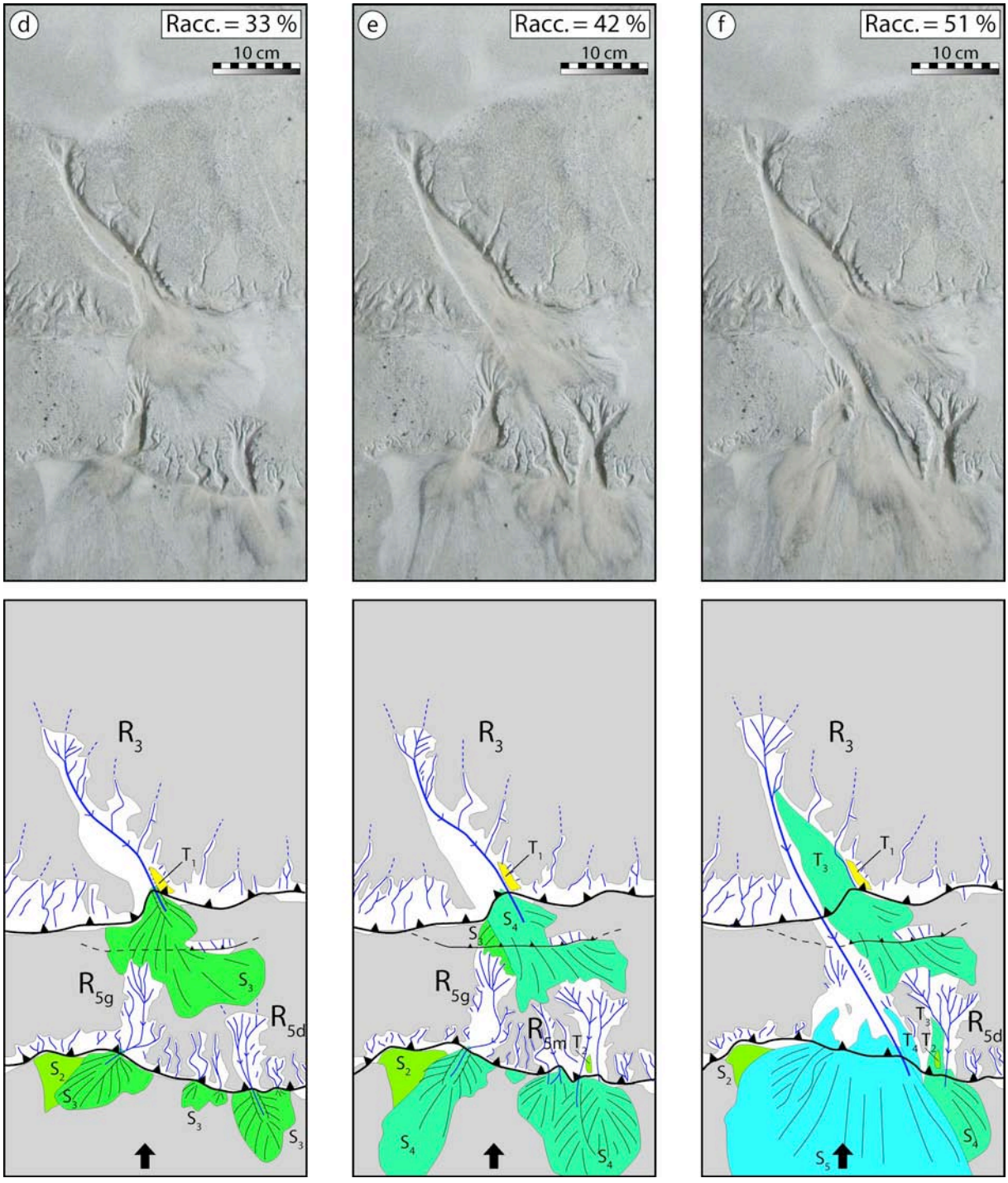


Fig.V. 23 (suite).

Ensuite, un évènement majeur se produit avec la capture de R_{5g} par R_3 (fig.V.23.f). Les pentes des chenaux R_3, R_{5g} et R_{5m} sont alors déséquilibrées vis-à-vis des nouvelles conditions hydrauliques (notamment la charge liquide). En augmentant le flux liquide, la capacité d'incision

de la nouvelle rivière majeure est en effet bien supérieure à celle des chenaux mineurs. Sa pente d'équilibre est inférieure à celles des chenaux mineurs et va induire une dynamique globale de rééquilibrage des chenaux. Ce rééquilibrage se produit majoritairement par incision. En incisant rapidement le substrat, de nombreuses terrasses se forment. Ainsi apparaît tout d'abord une terrasse majeure T_3 en rive gauche de la vallée V_3 (relatif à l'ex-chenal R_3). Cette terrasse est tantôt érosive (la surface correspond à du substratum) et tantôt alluviale (une fine couche de dépôt recouvre le substrat). Par ailleurs, dans sa dynamique de capture et d'augmentation du pouvoir d'érosion, le nouveau chenal a effacé la vallée médiane V_{5m} et une terrasse T_4 s'est formée en rive gauche. Noter qu'une fois le branchement opéré, la rivière R_{5d} ralentit considérablement son développement. Son réseau hydrographique n'évolue plus et aucun dépôt alluvial ne se produit. Aucune terrasse nouvelle ne se forme.

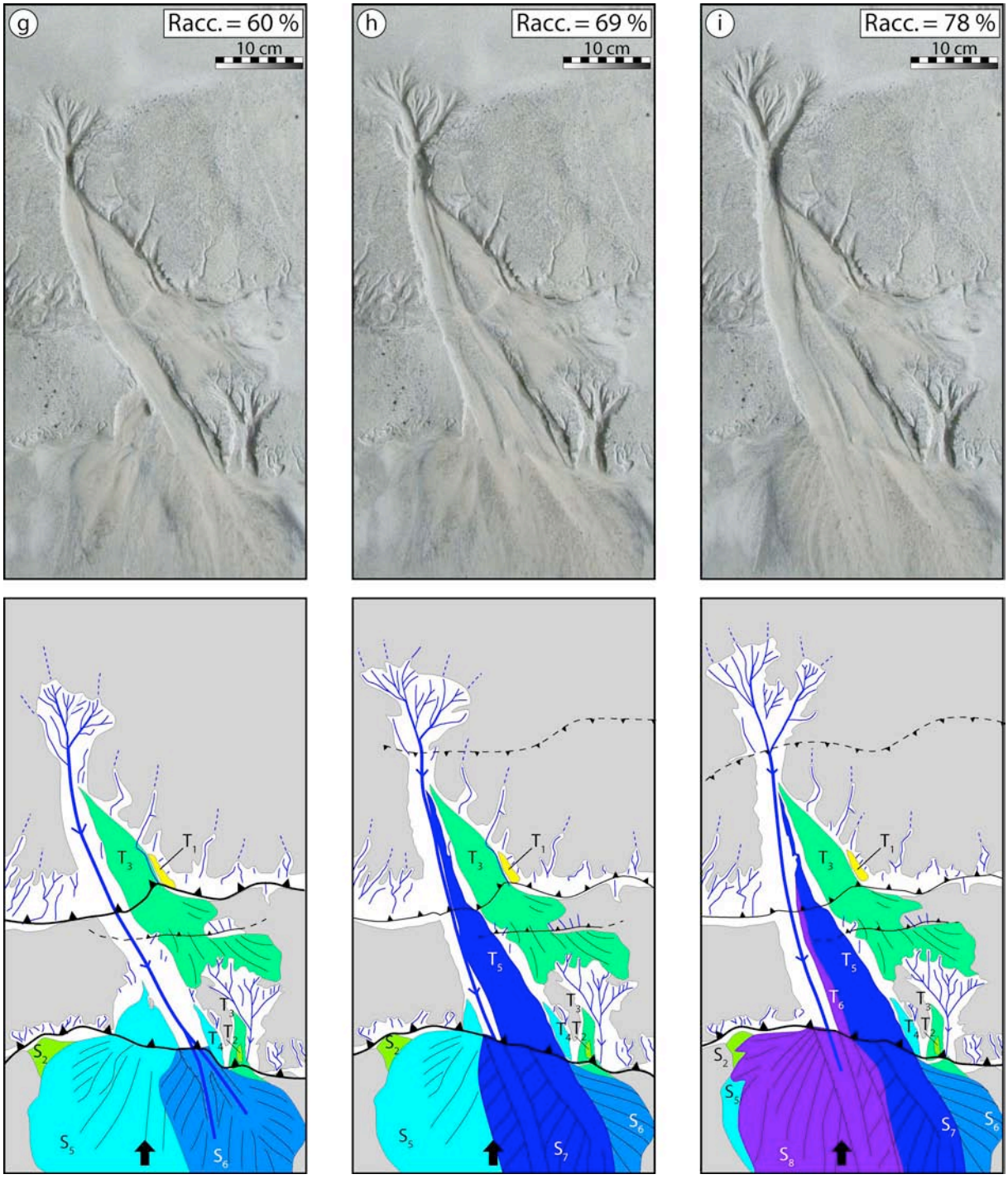


Fig.V. 23 (suite).

Les données de champs de corrélation indiquent une chute du déplacement du mur de C_5 au stade suivant (fig.V.23.g). Cela signifie qu'un nouveau chevauchement C_6 est apparu au front de C_5 (hors-cadre photo). Cette nouvelle faille diminue l'activité du chevauchement C_3 mais pas C_5.

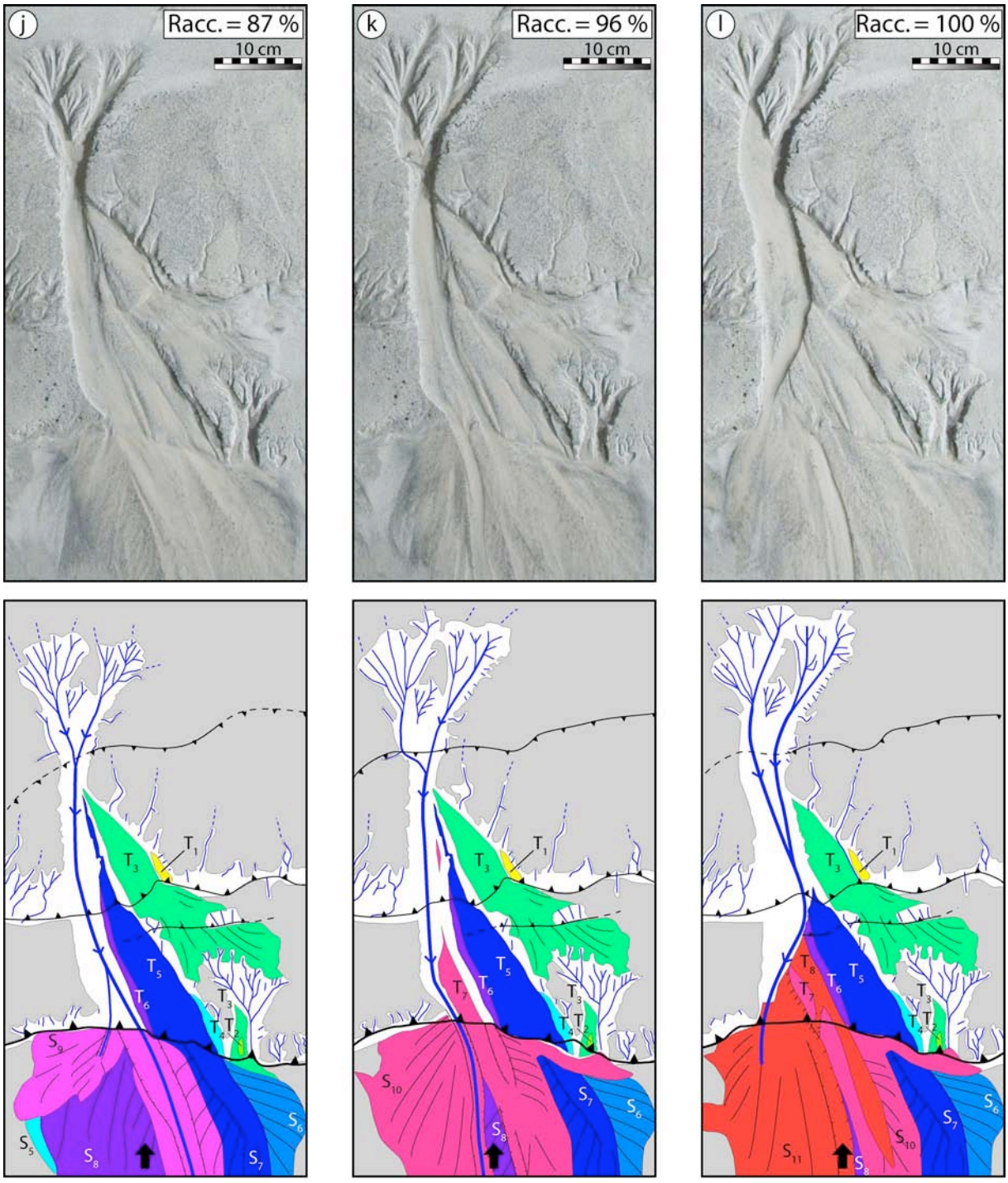


Fig.V. 23 (suite).

D'un point de vue de l'évolution morphologique, le nouveau chenal élargit son lit. Les dépôts s'effectuent directement dans l'axe du chenal et aucune terrasse ne se forme. L'élargissement est privilégié en rive droite et se poursuit au stade suivant (fig.V.23.h). Le chenal réduit progressivement la largeur de son lit et forme une terrasse majeure T_5 en rive

gauche. Cette terrasse est formée elle-même par deux surfaces apparues successivement et très rapidement (leur formation sera d'ailleurs discutée par la suite dans une section dédiée à la localisation de l'instabilité d'incision à l'origine de la formation des terrasses). Cette migration vers la gauche abandonne un paléo-chenal parfaitement bien conservé.

Le chenal poursuit sa divagation vers la droite et son tracé s'aligne avec la pente topographique globale (fig.V.23.i&j). Au cours de cette évolution, il abandonne une nouvelle terrasse T_6. Les zones de dépôt sédimentaire S_9 se divisent : une partie se produit dans l'alignement du chenal ; une autre (mineure) s'effectue sur la rive droite.

Au stade suivant (fig.V.23.k), le raccourcissement est essentiellement accommodé sur les deux chevauchements frontaux (C_5 et C_6 hors-cadre). La rivière réduit à nouveau son lit et abandonne une micro-terrasse T_7 en rive gauche et un îlot plus important au cœur de son lit. Enfin, au terme de l'expérience, l'évolution morphologique est guidée par la déformation accommodée sur les chevauchements frontaux C_5 et C_6 et par le comblement de l'espace disponible en rive droite du chenal et au front de C_5 (fig.V.23.l). Le chenal s'écoule pendant un court instant sur les deux bras enserrant la terrasse T_7 mais abandonne rapidement celui de droite pour s'écouler exclusivement dans celui de gauche.

(3) Interprétation - Discussion

Les deux exemples expérimentaux présentés illustrent l'évolution d'un chenal mineur et majeur au travers d'une (de) structure(s) tectonique(s) active(s). Le premier exemple concerne une expérience où des terrasses apparaissent malgré des taux de précipitation et taux de raccourcissement constants au cours du temps. D'autres mécanismes sont donc nécessaires pour expliquer leur formation. Dans le second exemple, le taux de précipitation et le taux de raccourcissement tectonique sont également maintenus constants mais l'on observe localement quelques variations du raccourcissement accommodé sur les chevauchements en raison de l'évolution naturelle du prisme et notamment de la propagation de la déformation. Dans ces conditions, il se forme également des terrasses.

Afin d'expliquer la formation de ces terrasses, il semble que les conditions aux limites imposées par l'aval soient un paramètre important, et ceci pour plusieurs raisons.

D'une part, il semble que la géométrie de la rupture de surface guide l'évolution des chenaux. En effet, si l'on ne considère pas, dans un premier temps, l'influence des dépôts sédimentaires et que l'on se focalise sur la dynamique propre du chenal, on note que la sinuosité de la rupture de surface observée dans les modèles engendre un niveau de base « plus éloigné» en rive gauche qu'en rive droite. De fait, la pente moyenne d'écoulement tend à être plus faible sur la rive gauche que sur la rive droite. Le chenal prenant une direction d'écoulement définie par la direction de plus grande pente, il incise sa rive droite afin de gagner une pente d'écoulement maximale. De plus, en suivant cette pente d'écoulement maximale, le chenal parvient à augmenter ou maintenir sa capacité d'incision afin de répondre à la surrection de son lit.

D'autre part, d'un point de vue dynamique sédimentaire, on peut également considérer que la localisation des dépôts sédimentaires guide l'évolution de l'érosion du chenal. En effet, au cours de son évolution, le cône « voit » en permanence un espace d'accommodation libre à combler sur sa droite (au niveau du creux dans la géométrie de la rupture de surface). Ce « vide » polarise la sédimentation, guide l'avulsion et force l'exutoire du chenal à se décaler vers la gauche. L'érosion continue en rive droite et la surrection du toit du chevauchement explique l'étagement des terrasses en rive gauche. Dans ce cas, leur localisation est donc une conséquence de la migration des zones de dépôt sédimentaire. Afin de valider cette hypothèse, on peut

remarquer qu'il ne se forme plus de terrasses par la suite dès lors que le chenal est venu se placer dans l'inflexion de la rupture de surface où il a trouvé une position stable.

Finalement, ces deux exemples expérimentaux tendent à indiquer que « l'aval » guide de façon importante l'évolution géométrique de « l'amont ». En raison de la géométrie courbe de la rupture de surface, la proximité du niveau de base et la présence d'espaces de sédimentation semblent guider la migration du chenal, son avulsion, son érosion latérale et l'étagement des terrasses. On peut cependant se poser la question de l'influence de la résistance à l'érosion du matériau (érosion latérale versus incision) par rapport à la dynamique des chenaux. En effet, on peut imaginer qu'un matériau beaucoup plus résistant à l'érosion (du moins, résistant à l'érosion latérale) pourrait inhiber la migration latérale du chenal. De fait, cela le rendrait moins sensible aux conditions aux limites de l'aval et modifierait les modes d'abandon des terrasses. Dans ce cas, le rôle joué par l'aval dans la dynamique de l'amont est une conséquence de la résistance à l'érosion du matériau. L'observation d'une largeur souvent excessive des rivières tend à suggérer que le ratio incision versus érosion latérale dans le chenal est trop fort par rapport à la nature.

Par ailleurs, dans le second exemple, il semble que la capture des chenaux nucléés au niveau des deux chevauchements joue un rôle important dans la dynamique de formation des terrasses. Cette capture modifie l'équilibre hydraulique du chenal (pente du lit versus flux liquide) et le conduit à un rééquilibrage par incision et à l'abandon de terrasses. Dans le futur, il serait intéressant de mener des études sur l'influence des variations de l'activité des failles (notamment lors de la propagation de la déformation) sur la formation des terrasses.

Remarque : La vidange du lac dans la seconde expérience ne semble pas jouer un rôle majeur dans les variations du flux du chenal. Il s'agit d'un mécanisme se produisant dans le modèle sur une constante de temps de plusieurs heures ; ce qui est largement supérieur aux constantes de temps de formation des terrasses (quelques minutes ; voir section suivante).

(4) Comparaison avec le terrain

Dans le piémont nord-est du Tian Shan (chapitre II), il existe de très beaux exemples de terrasses alluviales (voir notamment Poisson, 2002 et la figure 4 de l'article Compte Rendus Géosciences). En particulier, les rivières Kuytun et Anjihai montrent des séries de surfaces alluviales holocènes formées lors d'une phase majeure d'incision associée à la dernière déglaciation (voir également les mécanismes de formation des terrasses au chapitre I). Selon ce modèle, le passage d'une phase glaciaire à interglaciaire est tout d'abord marqué par un dépôt massif de sédiments détritiques dans le piémont puis par une phase d'incision. Cette incision résulte du changement des flux liquides, flux solides et de la géométrie d'écoulement du chenal (pente, largeur). Dans les modèles, la formation des terrasses est également associée à un changement brutal des conditions hydrauliques des chenaux. Ce changement résulte d'événements au sein du réseau hydrographique (captures, déversements) qui modifient la capacité d'incision des écoulements et impliquent des ajustements nécessaires de la géométrie de l'écoulement. Il serait intéressant dans des expériences futures de tester si des variations des flux liquides dans les chenaux induites par des modifications des taux de précipitation (un proxy pour le climat) peuvent également aboutir à la formation de terrasses.

Sur le terrain, l'influence de la tectonique sur la formation des terrasses fait toujours débat (voir synthèse au chapitre I). Dans le Tian Shan, l'essentiel des terrasses holocènes des rivières Anjihai et Kuytun est assez faiblement affecté par la déformation du piémont. Seules les surfaces situées au cœur des anticlinaux frontaux sont véritablement déformées (plissement). Dans les modèles, l'influence de la tectonique est plus importante car, elle est d'une part à l'origine des variations de l'organisation du réseau de drainage (voir les captures de la figure.V.2) induisant

ainsi des variations hydrauliques à l'origine de l'incision. Elle contribue d'autre part à leur préservation en soulevant le toit des chevauchements (fig.V.21&23).

Par ailleurs, la rivière Anjihai montre une série de terrasses holocènes sur sa rive gauche lorsqu'elle franchit l'axe du pli de Huoerguosi (fig.V.24).

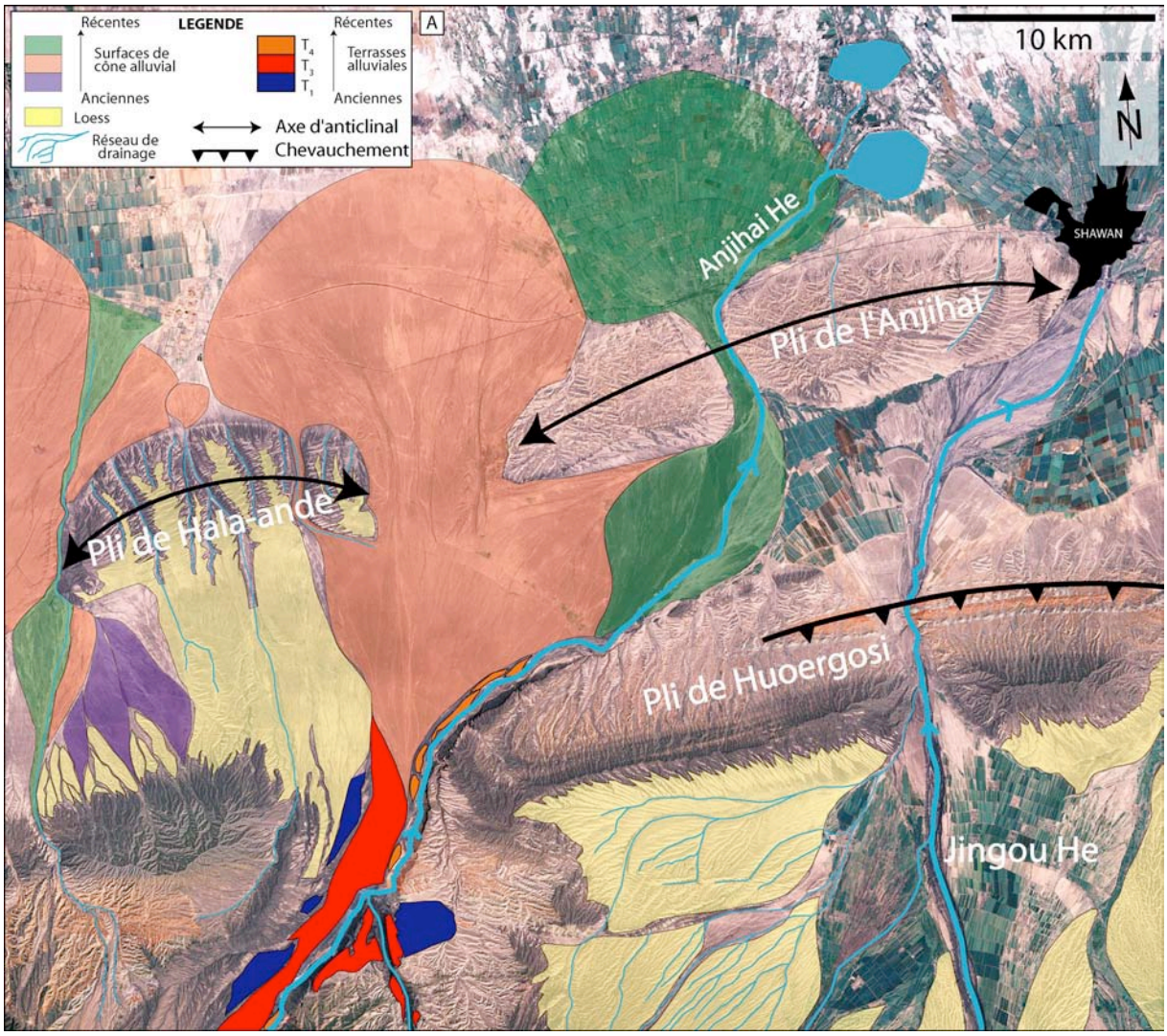


Fig.V. 24 : Séquence de formation d'une terrasse *(voir le texte pour plus de détail).*

Actuellement, cette rivière s'écoule sur la partie la plus à l'est de son cône alluvial. Par le passé, elle coulait entre les plis de l'Anjihai et de Hala-ande (Poisson, 2002). C'est très récemment qu'elle passe dans la cluse du pli de l'Anjihai autrefois traversée par la rivière Jingou (elle-même à présent décalée vers l'est). Cette dynamique de migration de l'Anjihai est le résultat des interactions entre la sédimentation qui déposait progressivement ses alluvions entre les deux plis frontaux et la tectonique qui soulève continuellement le seuil des cluses (Poisson, 2002). Cette migration vers l'est est certainement liée aussi à la dynamique d'avulsion du chenal sur le cône. En particulier, le vide topographique entre les cours actuels des rivières Anjihai et Jingou et leurs cônes permet d'expliquer en partie comment l'Anjihai s'est décalée vers l'est.

Dans les modèles, on observe une migration similaire du chenal et des dépôts sédimentaires vers le vide topographique de la plaine d'avant-pays. On retrouve cette même géométrie composée d'un chenal s'écoulant sur la bordure droite de son cône alluvial, érodant sa rive droite et abandonnant des terrasses étagées en rive gauche. On peut donc proposer que l'abandon des terrasses holocènes de l'Anjihai sur la rive gauche et l'érosion de la rive droite

sont les conséquences directes de l'avulsion de la rivière sur son cône alluvial (en faisant abstraction de l'origine tectonique ou climatique de l'incision) et de son incision.

En conclusion, **les résultats expérimentaux montrent qu'il est possible de générer des terrasses sans variation climatique**. Dans les modèles, la tectonique est le principal acteur dans la formation et la préservation des terrasses. Tout d'abord elle peut être à l'origine de modifications du réseau de drainage (captures, déversements), qui induisent des changements dans l'hydraulique des chenaux. Ceux-ci introduisent des déséquilibres entre l'écoulement (flux liquides et solides) et la morphométrie du lit (largeur, pente), qui forcent le chenal à s'adapter. Ce dernier érode ses bordures, incise son lit et contribue à l'abandon de terrasses. En outre, la tectonique participe à la préservation des terrasses en les mettant hors de portée des processus d'érosion fluviatile. Enfin, les conditions de dépôt vers l'aval déterminent également la dynamique de divagation des chenaux distributaires à la surface des cônes (avulsion) et détermine la localisation géographique des terrasses sur la bordure du chenal.

b) Séquence de formation

Afin d'étudier plus en détail la formation des terrasses et notamment observer comment et où elles apparaissent, je propose d'étudier dans cette section l'enregistrement à haute fréquence de la morphologie du front de déformation. En particulier, je me focalise sur la formation de la terrasse T_4 (fig.V.25) dont on a précédemment précisé la nature polyphasée.

Grâce à cette expérience, il est possible d'observer où se forment les terrasses le long du profil du chenal et comment elles se propagent et s'agrandissent. Sur la séquence photographique présentée sur la figure.V.25, j'ai indiqué pour chaque stade (pris toutes les 2 à 4 minutes) les limites (visibles) des terrasses, l'emplacement du chenal actif et les lieux où celui-ci érode ses bordures. Il n'est pas possible à partir des photographies d'identifier précisément où le chenal incise verticalement. J'ai également rappelé la localisation des failles actives et leur activité respective (flèches indiquant le taux de déplacement horizontal en mm/min).

Au premier stade de la séquence, le chenal occupe une largeur de lit d'environ 2 cm (fig.V.25.a). Il érode ses deux rives mais se focalise progressivement sur celle de droite. Celle-ci est érodée jusqu'à la fin de la séquence analysée. Les terrasses vont se former sur l'autre rive. Les premiers indices apparaissent au stade b en deux endroits du profil (fig.V.25.b). Le premier se situe dans la partie aval du chenal, au toit du chevauchement actif frontal (chevauchement C_5). La marque d'incision ne s'observe pas sur l'intégralité du profil mais seulement sur les 4-5 cm en amont de la faille. Le second lieu se situe dans la partie la plus aval du chenal, juste avant la ramification du réseau de drainage. Aucune faille active n'est présente à cet endroit. On notera que le rétrochevauchement présent sur la figure V.23 n'est pas reproduit sur la figure V.25 car les mesures de champ de déplacement ne montrent aucune activité sur cette faille. Il s'agit très certainement d'une structure mineure qui n'influence pas significativement l'évolution hydrographique du modèle. Au stade suivant (fig.V.25.c), les deux segments de terrasses augmentent leur longueur et viennent chacun à la rencontre de l'autre jusqu'à être quasiment connectés (la terrasse aval remonte le chenal tandis que la terrasse amont descend). Il semble qu'un second niveau de terrasse soit en train de se former au toit de C_3 et descende vers l'aval. Le chenal continue l'érosion de sa rive droite sur presque toute sa longueur. On observe une différence de teinte entre la partie aval de la terrasse (teinte grise) et la partie amont (teinte plus orangée). Cela indique le passage d'une terrasse à substratum rocheux dans la partie inférieure (on observe directement le matériau brut) à une terrasse alluviale dans la partie supérieure (le substratum est masqué par une fine pellicule de sédiments). Au stade suivant, les terrasses n'ont guère évolué (fig.V.25.d). Le chenal continue de rogner sa bordure droite et élargit de fait son lit

actif. Lorsqu'il vient à se déverser sur la droite du cône (fig.V.25.e), un nouveau segment de terrasse apparaît au toit de C_5 et remonte très rapidement le chenal. Il vient se greffer au petit segment précédemment identifié au toit de C_3 (fig.V.25.f).

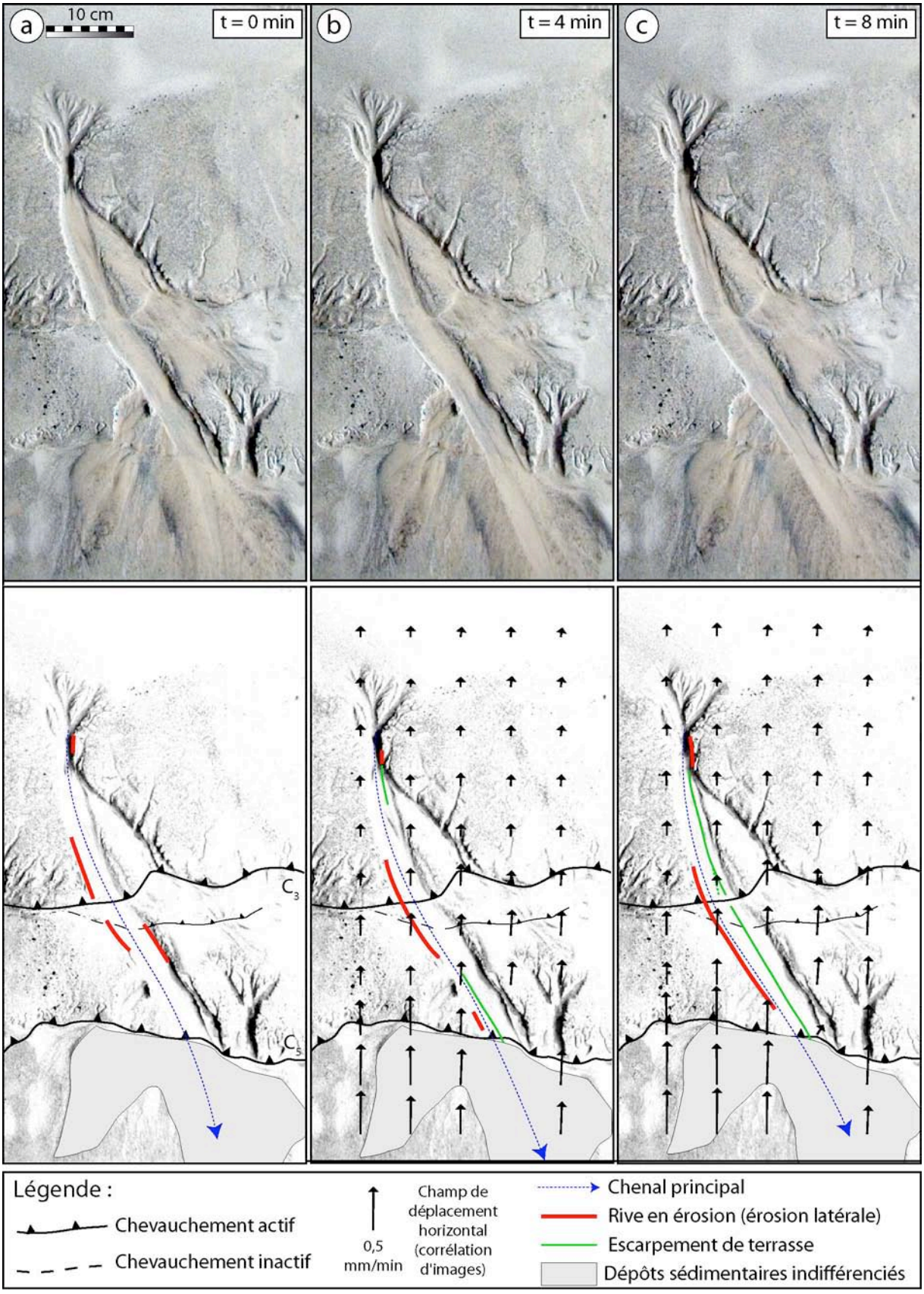


Fig.V. 25 : Séquence de formation d'une terrasse *(voir le texte pour plus de détail).*

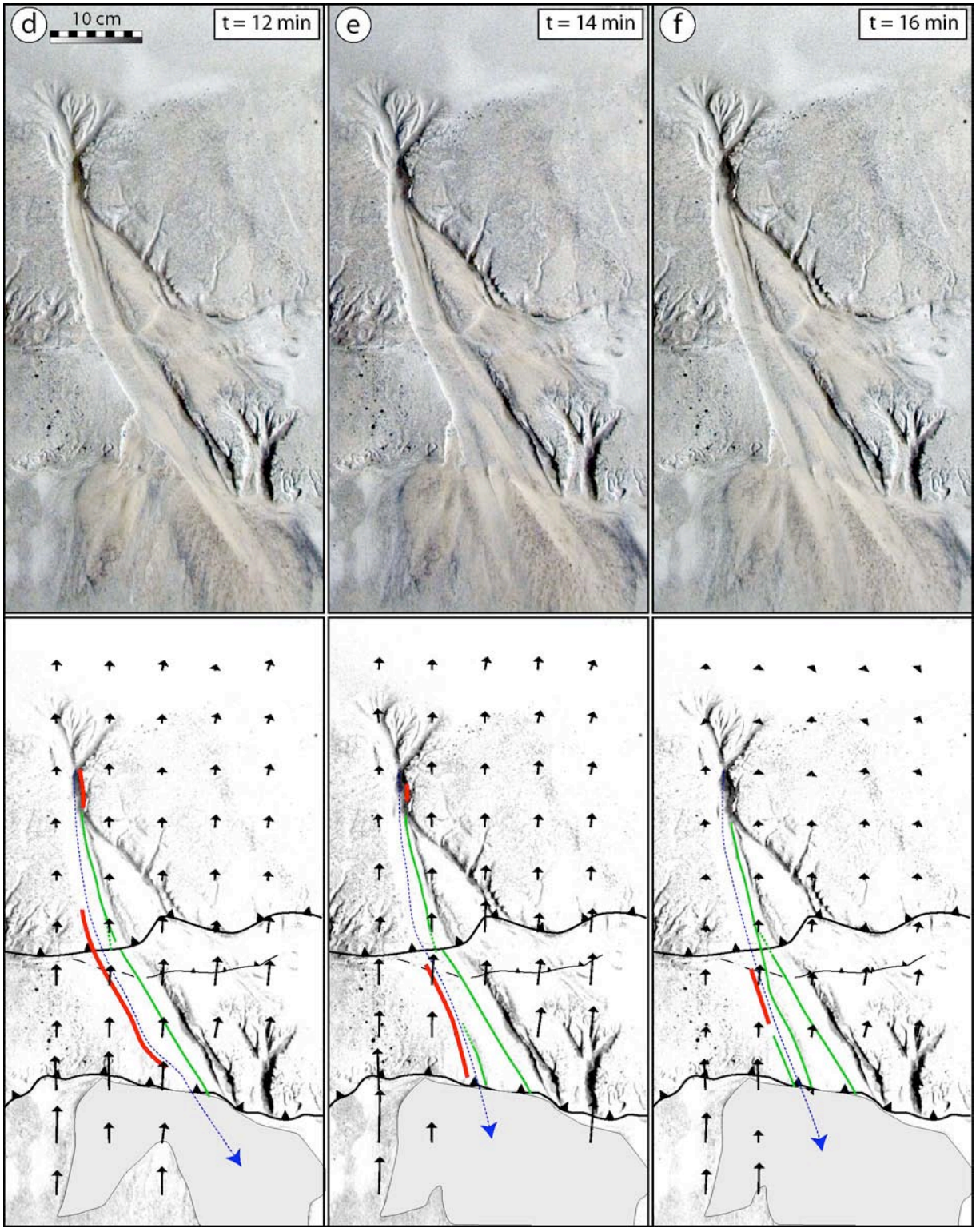


Fig.V. 25 (suite) : Séquence de formation d'une terrasse *(voir le texte pour plus de détail).*

Interprétation – Discussion :

Dans cette expérience, les terrasses se forment très rapidement. En 20 minutes, deux terrasses sont apparues au sein du réseau hydrographique. Les photographies prises toutes les 2 minutes, on peut distinguer assez nettement que les terrasses ne se forment pas instantanément (bien que cela soit relatif à l'échelle de l'analyse, voir plus loin) mais qu'elles prennent au contraire plusieurs minutes avant d'être parfaitement bien individualisées. Durant ce temps de

formation, on constate que la terrasse naît le plus souvent au niveau de l'escarpement de faille active et qu'elle remonte ensuite le réseau de drainage. A cet endroit, l'activité sur la faille soulève le lit du chenal et augmente sa pente d'écoulement. Cela accentue le pouvoir d'incision de l'écoulement et permet de creuser le matériau, d'abandonner l'ancien lit et de former une terrasse. Ce scénario se reproduit à deux reprises dans l'expérience. Il est à l'origine de la formation des deux terrasses observées dans la partie aval. Dans le premier cas, il ne semble pas qu'il y ait d'événement tectonique ou hydraulique qui crée l'instabilité d'incision et la formation de la terrasse. Il semble simplement que le chenal atteint une largeur critique pour laquelle l'écoulement est instable vis-à-vis des conditions géométriques (pente moyenne de l'écoulement, largeur du chenal). Pour rétablir « l'équilibre », il incise le substratum et abandonne son ancien lit (formation de la terrasse). Dans le second cas, le déversement du chenal vers un creux topographique sur la droite du cône alluvial semble permettre une accélération de l'incision et donc l'abandon de la terrasse.

Dans la partie amont de l'écoulement, on observe une situation légèrement différente car un segment de terrasse y apparaît sans qu'aucune faille active ne soit présente. De plus, cette terrasse ne se propage pas vers l'amont mais redescend au contraire en direction de l'aval. Cet endroit où la terrasse apparaît correspond à la transition entre un chenal rectiligne très large (vers l'aval) et une structure arborescente ramifiée qui croît très lentement par érosion régressive. A partir d'un MNT réalisé au stade final de l'expérience, on peut mesurer le profil d'écoulement du chenal (fig.V.26). Celui-ci est segmenté en trois domaines : un domaine amont de faible pente (0.4°), un domaine médian très pentu (1.4°) et un domaine aval de pente moyenne (0.6°). Les deux domaines amont correspondent dans l'ensemble à des portions « à substratum rocheux » tandis que le domaine aval correspond quant à lui aux dépôts du cône et donc à une portion plus « alluviale » du chenal.

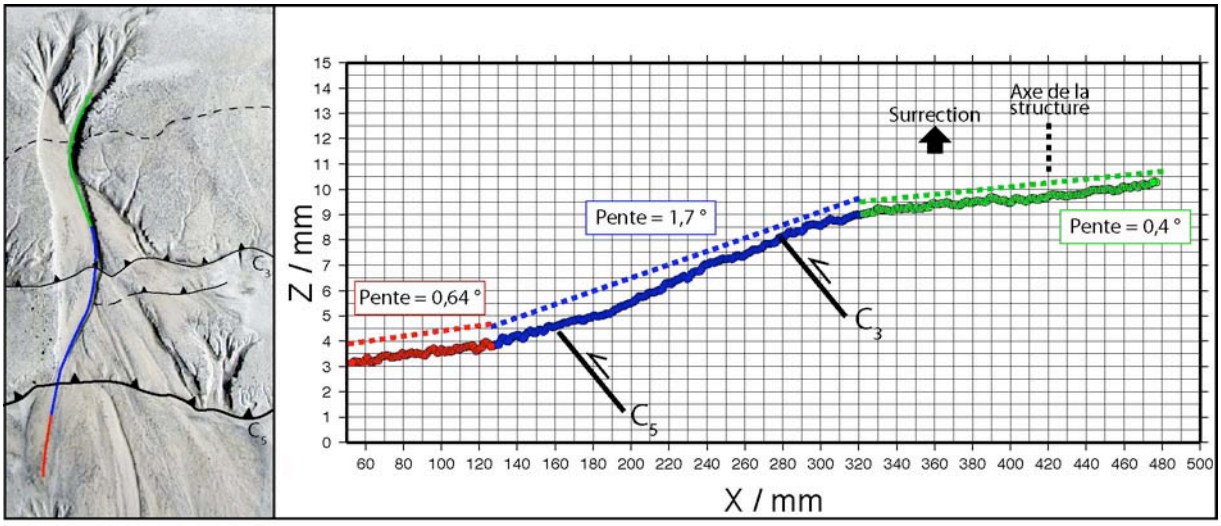


Fig.V. 26 : Profil longitudinal du chenal au stade final de l'expérience. *On observe trois ruptures de pente qui délimitent un domaine alluvial aval (pente = 0,64°), un domaine médian (pente = 1,7°) et un domaine amont (pente = 0,4°). La portion médiane fortement pentue est liée à l'activité des deux chevauchements C_3 et C_5.*

En supposant que cette géométrie puisse être transposée aux stades qui nous intéressent, on constate que la terrasse aval est apparue au niveau de la rupture de pente des segments amont du chenal. A cet endroit, la rivière passe d'une très faible pente à une pente plus élevée. Par cela, elle augmente son énergie et sa capacité d'incision. Cette instabilité ne peut se propager vers l'amont car la pente du chenal y est trop faible. Elle se propage donc vers l'aval où la pente élevée du chenal est en déséquilibre avec l'instabilité d'incision née à la rupture de pente. On peut enfin supposer que cette zone correspond à la charnière de la structure antiforme en surrection.

Comparaison avec le Tian Shan :

Nous avons vu dans le chapitre II focalisé sur le Tian Shan que ses deux piémonts, et en particulier les portions ouest dans le piémont nord et est dans le piémont sud, présentent des rivières dont les profils longitudinaux sont très comparables à celui de cette expérience. On peut pour cela comparer notamment les rivières 4b2, 4 et 5b dans le piémont nord (fig.II.28) et la rivière 19 dans le piémont sud (fig.II.29). Les allures des profils sont en effet qualitativement très similaires avec une pente maximum observée au centre du profil. Les valeurs des pentes sont en revanche plus importantes dans la nature que dans le modèle. Dans le modèle, nous savons que cette rivière est soumise à une surrection tectonique très active. Cette surrection crée un déséquilibre entre la capacité d'incision du chenal et la surrection topographique du modèle. Dans le Tian Shan, on peut proposer le même mécanisme : les rivières et bassins versants mentionnés ci-dessus sont généralement petits et ne disposent pas de glaciers d'altitude leur permettant d'avoir des écoulements très puissants. Par conséquent, si les massifs topographiques où ils se situent sont en surrection, ils n'ont pas nécessairement assez d'énergie d'incision pour compenser l'advection de roche vers le haut. Le profil d'incision de la rivière se trouve alors en déséquilibre avec la tectonique et il est soulevé, déformé et fortement incliné.

c) Enregistrement de la déformation

(a) Mesures de terrain dans le piémont nord du Tian Shan

Durant les deux missions de terrain effectuées dans le piémont nord du Tian Shan, je me suis intéressé à l'évolution morphotectonique des structures les plus frontales. En particulier, je me suis focalisé sur les deux plis de Hala-ande et de l'Anjihai déjà présentés dans le chapitre II (fig.II.18) et rappelés sur la figure.V.27.

D'après les profils sismiques disponibles et des mesures topographiques de terrasses, une histoire cinématique pour le pli de l'Anjihai a pu être modélisée (Daëron et al., 2007). Cette étude utilise un modèle de déformation et un modèle de sédimentation. Le premier correspond à un pli de détachement croissant de manière symétrique. Le second considère, quant à lui, un taux de sédimentation constant extrapolé à partir des mesures de magnétostratigraphie (Charreau et al., soumis). En l'occurrence, un taux de sédimentation de 0.27 mm/an mesuré entre 10.5 et 8.5 Ma est supposé constant jusqu'à l'actuel. Ainsi, à partir des données disponibles, le taux de raccourcissement actuel sur le pli a été estimé à 1.12 mm/an (Daëron et al., 2007). Cependant, ce taux n'est pas constant au cours du temps et les auteurs proposent une augmentation des taux de raccourcissement à 1 Ma environ. En particulier, ils estiment que le taux de raccourcissement de 7.4 à 0.9 Ma ne devait pas excéder 0.4 mm/an.

Remarque : Les grandeurs temporelles fournies par ce modèle reposent sur l'hypothèse (très forte) de taux de sédimentation constant sur 10 Ma. Ce taux a cependant pu varier lors de la croissance de la structure. En outre, les apports sédimentaires ont également pu changer au cours du Quaternaire en raison des alternances de phases glaciaires / interglaciaires.

A ma connaissance, aucune étude ne précise l'histoire cinématique du pli de Hala-ande. On peut cependant supposer que son évolution morphostructurale est très certainement comparable aux plis de Dushanze et Anjihai puisqu'il se situe entre chacun d'eux.

(i) Morphologie des terrasses

Durant mon travail de terrain, j'ai inventorié les différentes terrasses préservées au cœur de chacun des plis et j'ai mesuré leur profil topographique à l'aide d'un GPS cinématique (TRIMBLE RTK). Ce dernier permet de mesurer la topographie des objets morphologiques avec une précision tridimensionnelle inférieure au centimètre.

En raison de l'ampleur du travail expérimental qui constitue l'essentiel de la thèse, je n'ai pas pu réaliser de datations (OSL, Be^{10}) sur les différents objets identifiés. Pour palier ce problème, j'utilise quelques âges déterminés par Daëron et collaborateurs (données non publiées) effectués sur quelques terrasses du pli de l'Anjihai et j'effectue des hypothèses et des corrélations avec les datations effectuées par B. Poisson durant sa thèse (2002) dans le pli voisin de Dushanze.

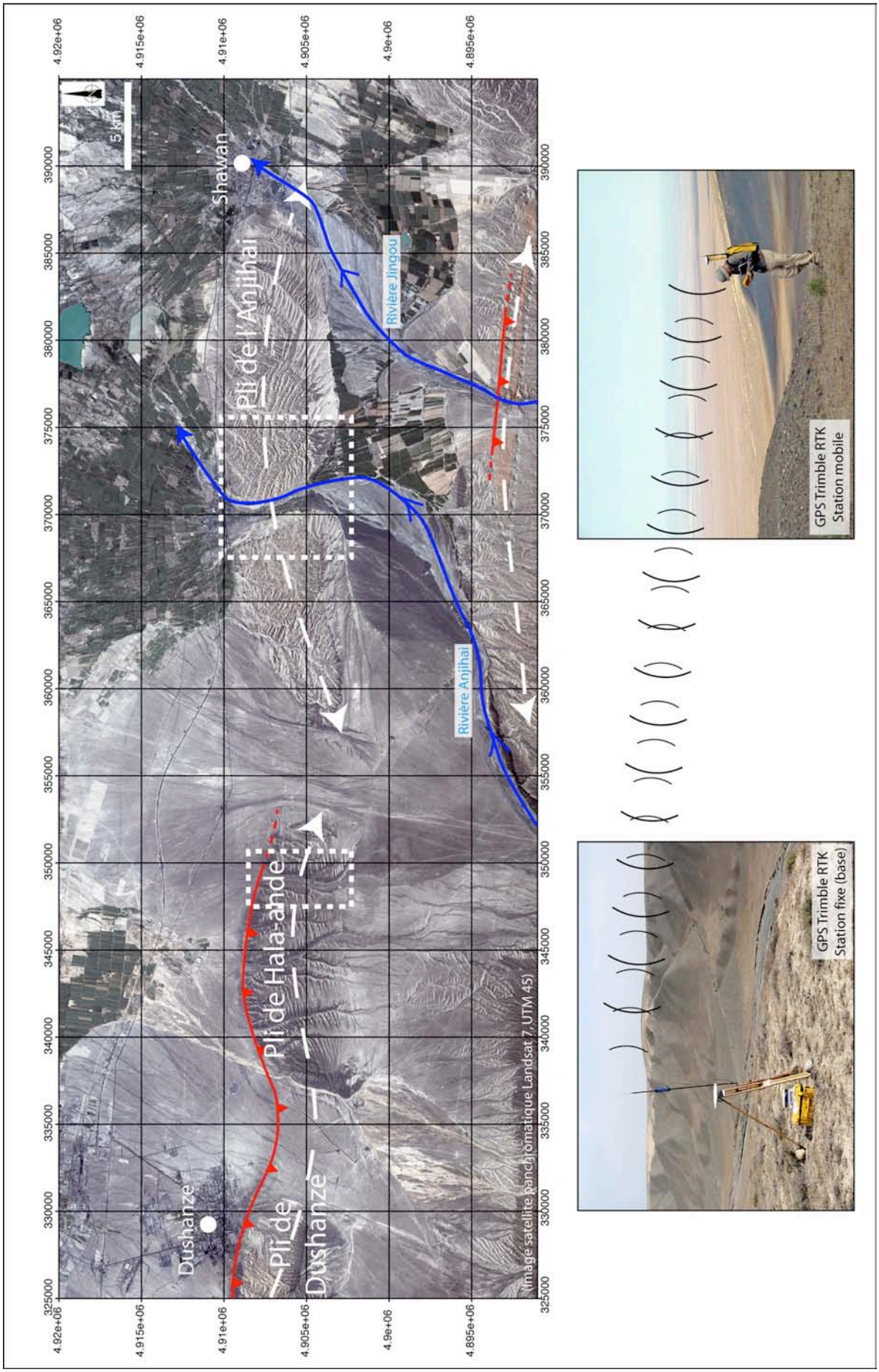


Fig.V. 27 : Localisation des plis étudiés dans le piémont nord du Tian Shan

a. Pli de Hala-ande

Le pli de Hala-ande est une structure tectonique jeune qui commence tout juste à émerger et donc à être érodée. Il fait une quinzaine de kilomètres de longueur pour environ 5 km de largeur. Seules deux lithologies sont présentes à l'affleurement sur cette structure : des conglomérats gris-sombres de la formation Xiyu et des nappages de sable fin d'origine éolienne (loess). Le réseau hydrographique drainant ce pli est très intéressant car il montre deux orientations préférentielles (se rappeler notamment la figure I.33.B&B') :

- Une orientation sud-nord qui correspond à l'axe d'écoulement des chenaux principaux provenant des petits bassins versants du piémont. Cette direction correspond à la pente générale du piémont et à l'orientation des rivières majeures.
- Un axe quasi est-ouest qui correspond aux drains mineurs s'écoulant dans les chenaux ci-dessus. La remarquable régularité de cette orientation peut être expliquée par différents mécanismes. Ou bien il s'agit d'une direction structurale imposée par des failles de faible rejet et générées par exemple par une extension d'extrados. Ou bien il s'agit d'une direction lithologique imposée par la stratigraphie des conglomérats quaternaires de la Xiyu ou par les dunes de sable éolien. Nous verrons par la suite que l'hypothèse tectonique est privilégiée dans cette étude car les conglomérats sont homogènes et très peu stratifiés.

Au cours de mon travail, je me suis focalisé sur le chenal le plus à l'est (fig.V.27). Sa vallée mesure 300 à 350 mètres de largeur pour 5 500 mètres de longueur. Au sein de cette structure, on peut observer cinq terrasses principales :

- La première (T_1) est présente en rive droite de la rivière (fig.V.28).

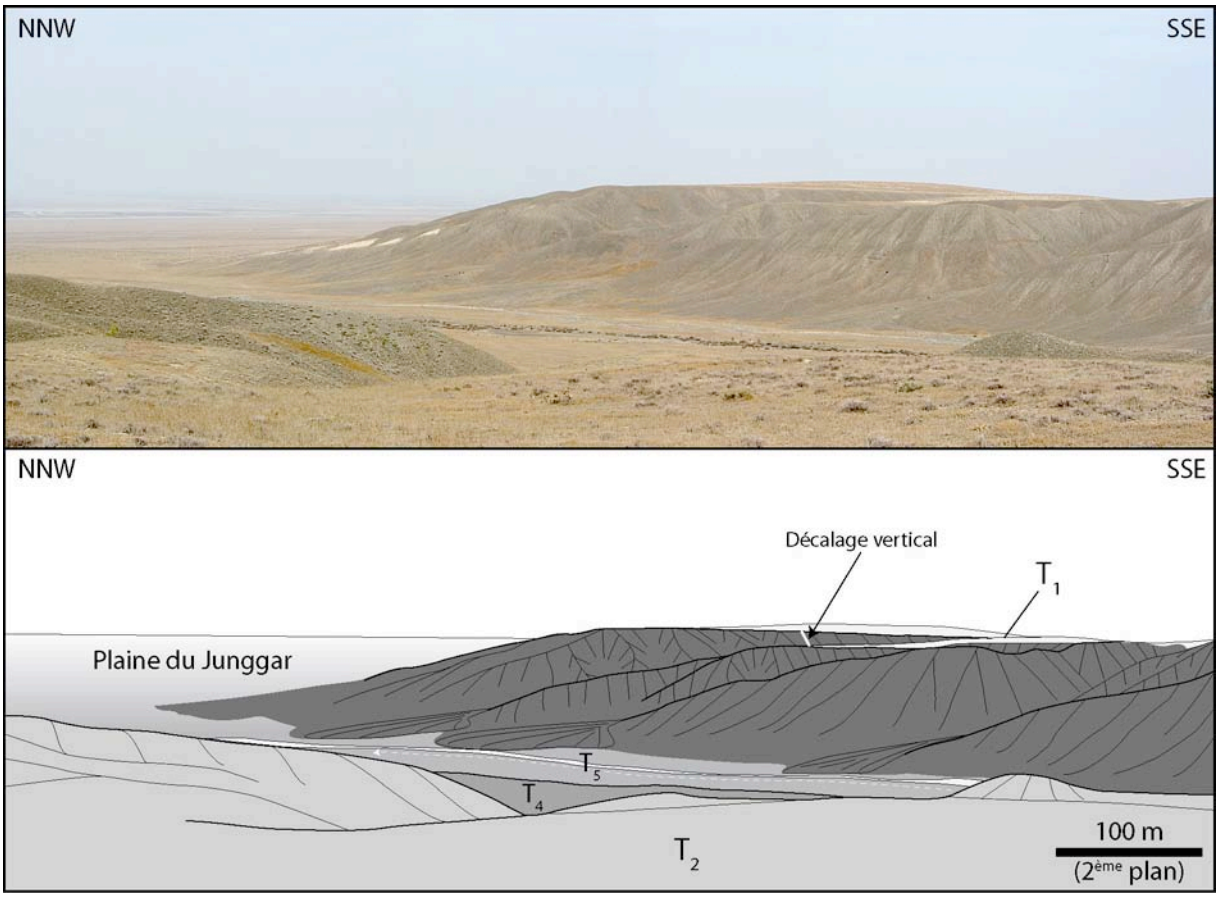


Fig.V. 28 : Panorama de la rive droite du pli de Hala-ande.

Durant ce travail, je me suis intéressé à la portion nord de cette surface (notamment pour la réalisation de mesures topographiques). La portion sud a été seulement observée. Comme dans la portion nord (fig.V.28), on y observe clairement des surfaces tabulaires mais j'ignore comment elles se raccordent entre elles. D'autres études seraient nécessaires pour le déterminer. Par la suite, je ne considèrerai donc que la portion nord de T_1.

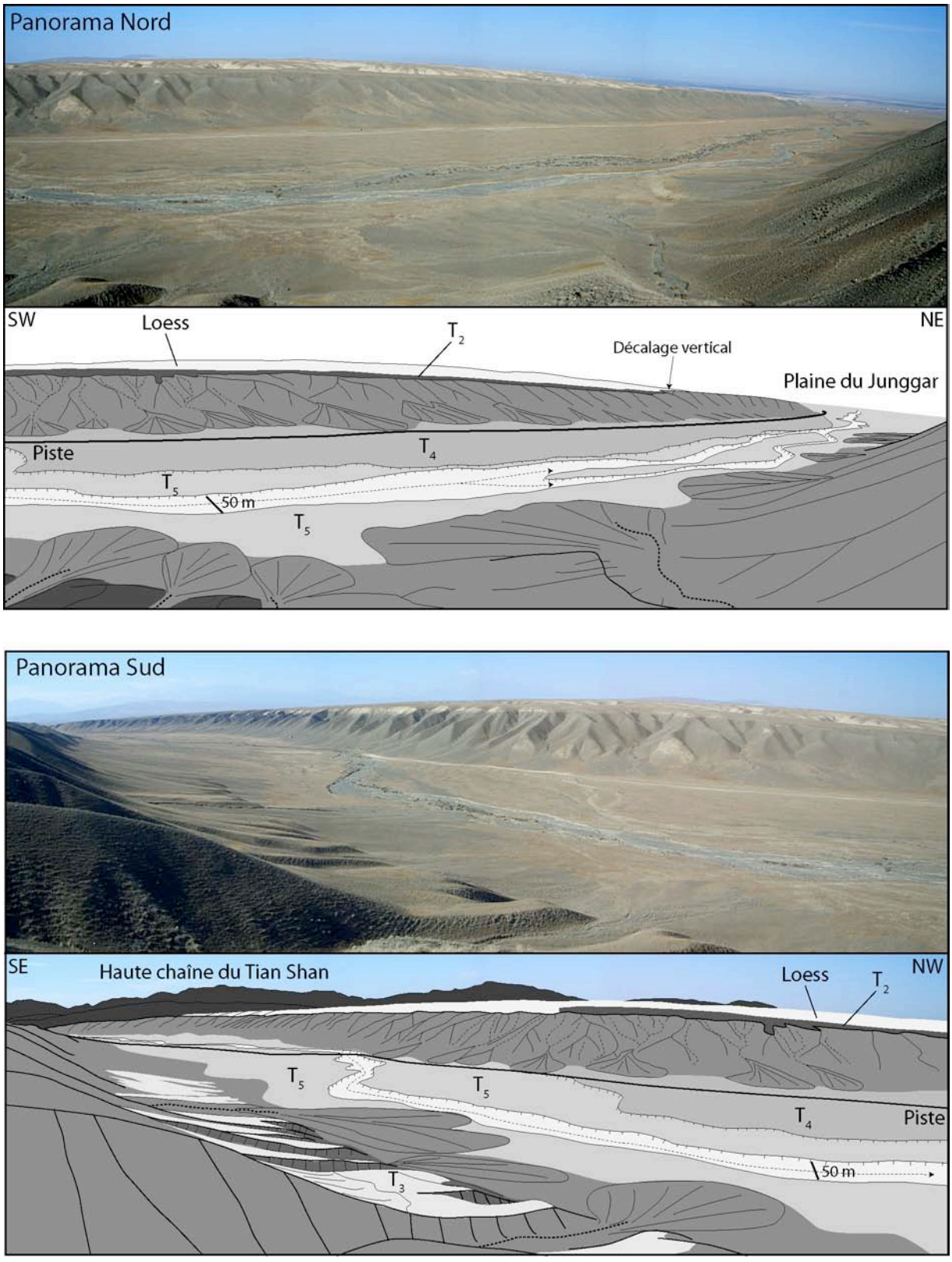


Fig.V. 29 : Panorama nord-sud du pli de Hala-ande.

Sur le panorama présenté en figure.V.29, on observe que la surface de la terrasse est peu ou pas recouverte de loess. Elle semble découpée en deux segments décalés verticalement : le segment nord étant plus élevé que le sud. Nous verrons plus loin grâce aux mesures topographiques que c'est effectivement le cas.

- La seconde terrasse (T_2) est présente sur toute la largeur du pli en rive gauche (fig.V.28 & 29 ; panorama nord). Sa largeur est d'environ 50 mètres dans la partie nord mais elle n'a pu être estimée vers le sud (en raison de la présence des loess). Sa longueur est plurikilométrique. Dans sa partie nord, cette surface n'est pas recouverte de loess tandis qu'une épaisseur d'un mètre environ la coiffe dans le sud. Ce critère pourrait indiquer qu'il s'agit de surfaces distinctes, mais la très faible différence topographique et morphologique entre elles m'ont conduit à les considérer par la suite comme étant en continuité.

- La troisième terrasse (T_3) se situe plusieurs dizaines de mètres en dessous de la précédente et subsiste en lambeaux au cœur de la vallée (fig.V.29 ; panorama sud). Elle est présente en rive droite dans la partie nord du pli et en rive gauche dans la partie sud. Elle est très disséquée par les nombreux chenaux drainant le pli et trouvant leur exutoire dans la rivière principale. Il ne semble pas s'agir véritablement d'une surface alluviale mais plutôt d'une ancienne surface de colluvionnement incisée par l'écoulement de la rivière principale. Cette surface n'a pas été mesurée au GPS cinématique. Sa largeur est d'environ 30 à 50 mètres.

- La quatrième terrasse (T_4) est une surface alluviale que l'on trouve essentiellement dans le flanc nord du pli sur la rive gauche de la rivière (panorama nord ; fig.V.29). Il s'agit de la surface sur laquelle chemine la portion nord de la piste traversant le pli. Elle mesure environ 150 m de largeur pour quasiment 2 km de longueur. Elle se situe quelques mètres au-dessus du lit actuel de la rivière.

- Enfin, la cinquième terrasse (T_5) correspond à l'essentiel de la surface du fond de la vallée. Elle se situe 1 à 2 mètres au-dessus du lit actif actuel de la rivière et possède une largeur variant autour de 50 m (± 50 m).

b. Pli de l'Anjihai

A partir de l'analyse de terrain, j'ai identifié au moins neuf terrasses préservées dans le pli de l'Anjihai (fig.V.30). Sur les figures présentées, j'ai classé les terrasses selon leur position géographique (en rive droite ou en rive gauche de la rivière Anjihai) afin de faciliter la compréhension de la situation de terrain. Dans le descriptif qui suit, j'ai cependant choisi de présenter chacune d'elles en employant une approche classique, partant de celles supposées les plus anciennes, pour atteindre les plus récentes. Pour déterminer cette chronologie relative, je me suis basé sur leurs relations géométriques et j'ai notamment supposé une histoire d'incision continue. Cela laisse alors les terrasses les plus anciennes aux altitudes les plus élevées (par rapport au lit actuel de la rivière) et les terrasses les plus jeunes directement à proximité du lit actuel (voir la définition des terrasses d'incision présentée dans le chapitre I). Ainsi par ordre chronologique :

- La première terrasse correspond à la surface étudiée par Daëron et al. (2007) pour calibrer l'histoire cinématique du pli de l'Anjihai. Cette terrasse est perchée à plus de 50 mètres au-dessus du lit actif actuel et repose en discordance angulaire sur la formation néogène de Dushanze (fig.V.30 ; $\mathbf{T_{xxNE}}$; panorama 3). Elle est généralement cartographiée comme appartenant à la formation Xiyu (Q_{1x} ; Pléistocène inférieur). Elle est inclinée de 2-3° vers le nord dans sa partie haute et atteint ~ 5° lorsqu'elle disparaît sous la surface. Des lentilles sableuses d'épaisseur métrique (un loess remanié ou du fluviatile fin) sont interstratifiées au sein des conglomérats. Sa largeur est d'environ 50 m dans la partie haute.
- La seconde peut être corrélée à la précédente car elle représente quasiment son symétrique sur la rive gauche ($\mathbf{T_{xxNW}}$; fig.V.30 ; panorama 1). Elle est inclinée d'une dizaine de degrés (visuellement) vers le nord et correspond également à la formation Xiyu.
- La troisième terrasse s'observe dans le flanc sud du pli et sur la rive droite de la rivière ($\mathbf{T_{xxSE}}$; fig.V.30 ; panorama 5). Il s'agit d'une couche de plusieurs mètres de conglomérat recouverte par une dizaine de mètres de loess. Ces loess semblent en place (très bon granoclassement) et n'avoir subi aucun remaniement fluviatile. On peut supposer qu'ils ont été continûment « saupoudrés » sur la terrasse depuis que celle-ci s'est formée. La largeur de cette terrasse varie latéralement mais peut être estimée en moyenne à une centaine de mètres.

Remarque : sur ce même flanc sud-est du pli, on peut observer une épaisse série sédimentaire détritique disposée à une altitude inférieure de la terrasse précédente (fig.V.30 ; panorama 5). Elle s'observe en lambeaux sur plusieurs crêtes du flanc sud du pli. A sa base, elle peut directement reposer sur le néogène incliné ou bien débuter par un banc métrique de conglomérat gris-sombre. Le reste de la série consiste en une alternance de bancs gréseux et bréchiques très indurés (épaisseur des bancs : 20 cm en moyenne). Sa couleur marron contraste avec les couleurs gris-sombres de la formation Xiyu. L'épaisseur totale a été estimée à au moins 30 m et son extension latérale semble assez importante (plusieurs centaines de mètres). On suggère que cette épaisse série s'est déposée sur une paléotopographie du pli de Dushanze lors d'un événement de transfert de sédiments très important et catastrophique (comme une coulée de débris ; Simoès et al., 2007a). Une origine possible de cette formation pourrait être comparable aux décharges massives de sédiments qui semblent avoir affecté le piémont nord du Tian Shan lors de la dernière déglaciation (Poisson, 2002). Cette formation pourrait alors traduire un épisode similaire de déglaciation plus ancienne.

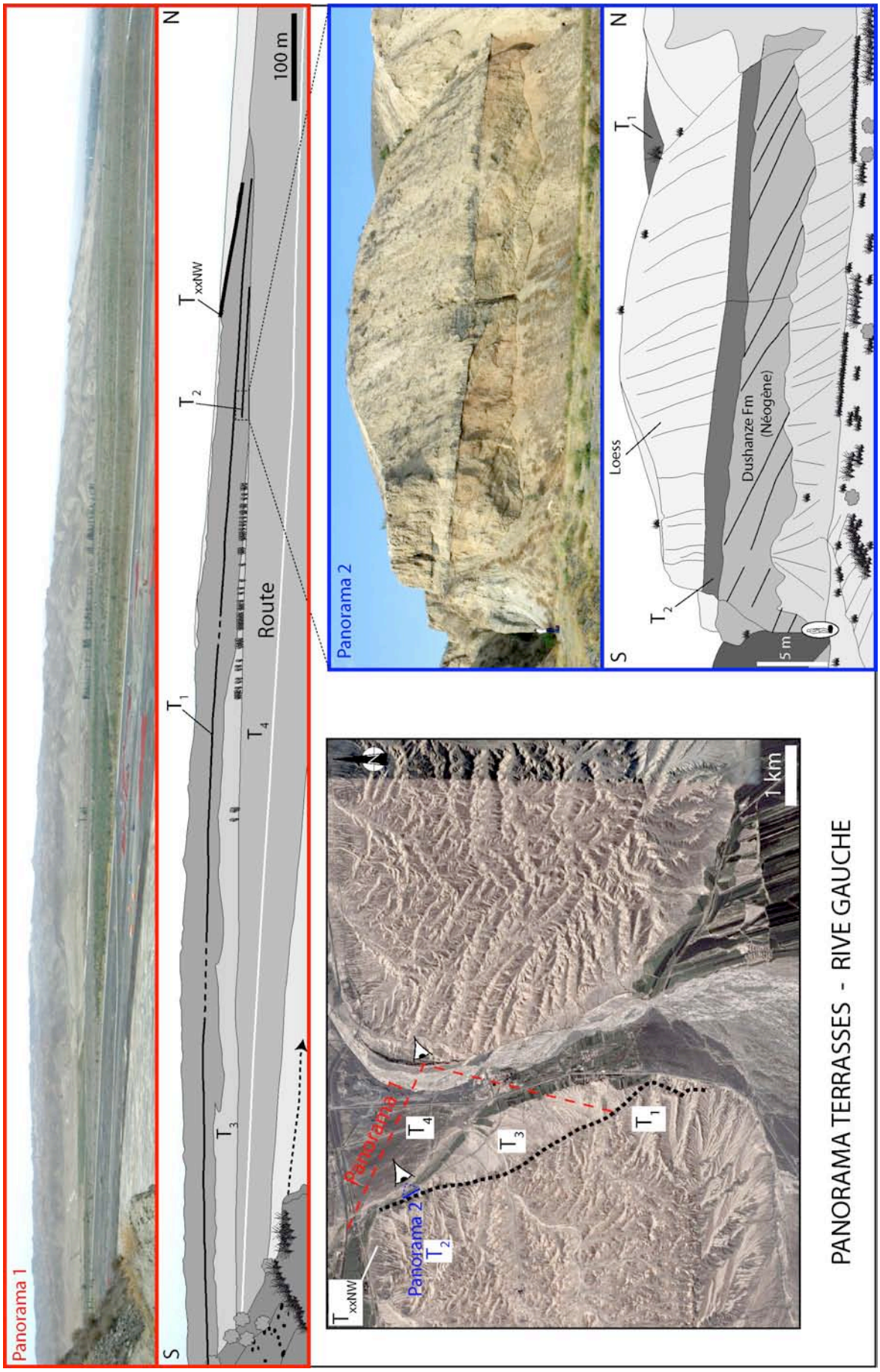


Fig.V. 30 : Terrasses du pli de l'Anjihai (rive gauche).

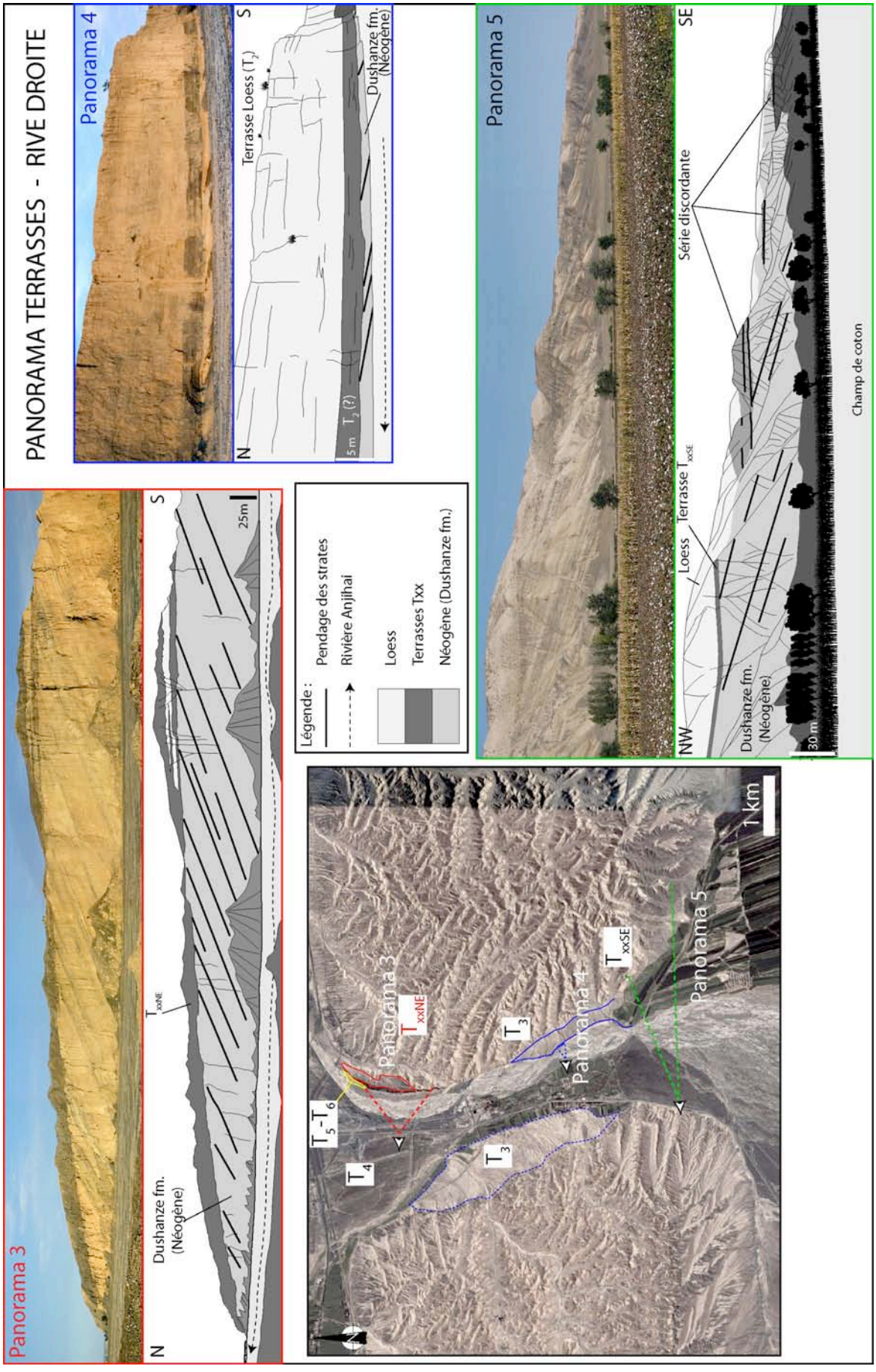


Fig.V. 30 (suite) : Terrasses du pli de l'Anjihai (rive droite).

- La quatrième terrasse est certainement la plus « belle ». Elle couvre l'intégralité de la largeur du pli sur la rive gauche de la rivière (**T_1** ; fig.V.30 ; panorama 1). Elle se distingue très nettement dans le paysage et sur les images satellites par le fin liseré sombre qu'elle dessine. Elle est parfois recouverte par une couche de loess. Son extension latérale ne dépasse pas la centaine de mètres.

Remarque : dans le détail, cette terrasse est composée de deux (parfois trois) niveaux de remplissage conglomératique gris-sombre interstratifié avec des couches de loess. Ces niveaux de loess semblent remaniés (présence de quelques éléments graveleux). Dans la suite, je considèrerai ces terrasses comme faisant partie d'un seul et même ensemble.

- La cinquième terrasse s'observe sur le flanc nord-ouest du pli (**T_2** ; fig.V.30 ; Panorama 1 & 2). Il s'agit d'un banc de conglomérat gris reposant en discordance sur la formation de Dushanze inclinée vers le nord et recouverte par plusieurs mètres de loess (autochtone ?). L'épaisseur du niveau conglomératique est d'environ 1 à 2 m. Cette terrasse n'a pas été mesurée au GPS cinématique.

- La sixième terrasse s'observe au sein du lit actuel de la rivière Anjihai sur la rive gauche (**T_3** ; fig.V.30 ; panorama 4). Elle repose en discordance sur la formation de Dushanze plissée et inclinée vers le sud et elle est recouverte par une épaisse série sablo-graveleuse orangée (15 à 20 m), qui forme la surface de la terrasse. Cette surface s'observe sur toute la portion sud-est du pli (fig.V.30 ; image de localisation) et correspond à des loess remaniés et mélangés à des graviers (présence de lentilles détritiques plus grossières indentées dans des niveaux sableux plus fins).

On peut proposer de corréler cette surface de loess remaniée à un équivalent sur l'autre rive de la rivière (T_3 ? : fig.V.30 ; panorama 1). Je n'ai trouvé aucun affleurement permettant d'observer la base de cette formation. Toutefois, sa lithologie composée de sables fins interstratifiés avec des microconglomérats et la correspondance d'altitude par rapport au niveau actuel de la rivière nous conduisent à la corréler avec la surface de loess de l'autre rive.

- La septième terrasse (**T_4**) correspond à la surface d'épandage d'un cône majeur de la rivière Anjihai. Elle correspond à la surface sombre visible en carte et sur le panorama 1 (fig.V.30). Elle occupe une grande partie de la largeur de la vallée de l'Anjihai. Enfin, elle est actuellement exploitée comme support d'une culture de coton et carrière de ballast. Il s'agit également de la surface sur laquelle a été construite la route principale.

- Enfin, on peut distinguer deux niveaux de terrasse **T_5** et **T_6** sur la rive droite de la rivière actuelle, au pied de la falaise de T_{xxNE} (fig.V.30). Des mesures OSL indiquent que la terrasse T_5 a 1 100 ± 200 ans (Daëron & Avouac, communication personnelle).

(ii) Déformation des terrasses

J'ai effectué des séries de mesures topographiques avec un GPS cinématique afin d'étudier les profils de chacune de ces terrasses et d'analyser notamment comment elles enregistrent la déformation du pli (fig.V.27). Nous avons vu dans le chapitre I comment ces marqueurs morphologiques, une fois abandonnés par la rivière, sont préservés (en partie) de l'érosion et peuvent enregistrer la déformation de la structure tectonique sur laquelle ils se développent. Moyennant quelques informations sur leur âge d'abandon, ces surfaces constituent de précieux témoins permettant de reconstituer l'histoire d'incision de la rivière et la surrection du pli. En outre, ces terrasses peuvent permettre de déterminer les taux de raccourcissement accommodés sur le pli grâce à un modèle de déformation adapté à la structure (pli de propagation, chevauchement, etc.).

(a) Pli de Hala-ande

La plupart des terrasses identifiées au sein du pli de Hala-ande ont été mesurées au GPS cinématique (fig.V.27). Seule T_3 n'a pas été mesurée. J'ai également relevé le profil du lit de rivière afin de fournir un référentiel à ces mesures et définir un état initial anté-déformation pour chacune des terrasses (l'hypothèse sera discutée par la suite). Les trajectoires suivies sont indiquées sur la fig.V.31.A.

Afin de représenter le profil topographique de chacun de ces objets morphologiques, j'ai choisi de les projeter sur un **profil orienté nord-sud** (fig.V.31.B). Cette orientation, en plus de correspondre à l'orientation de la vallée étudiée, est orthogonale à l'axe du pli dans sa terminaison périclinale est. Ainsi, cette direction est un axe de symétrie qui permet de comparer la déformation des terrasses préservées sur les deux rives de la vallée.

Au premier ordre, les profils topographiques montrent que :

- Le profil de la rivière est linéaire. Le léger saut au centre du pli est un artéfact de la projection lié au virage qu'exécute le chenal à cet endroit (voir panorama sud ; fig.V.29). Sa pente moyenne est d'environ 1.7°.

- Les surfaces T_1 (rive droite ; tracé rouge) et T_2 (rive gauche ; tracé noir) présentent une allure très comparable. Elles sont toutes les deux rectilignes sur plusieurs kilomètres dans la portion centrale du pli avec une pente de 2.4° vers le nord pour T_1 contre 2.2° pour T_2. Elles possèdent en outre des discontinuités dans le profil au niveau de la retombée nord. Pour T_1, on n'observe qu'un seul saut d'environ **26 m** d'amplitude. Pour T_2, on distingue deux décalages verticaux. Ces décalages s'observent très bien dans le paysage (fig.V.32.A) et représentent, respectivement du sud vers le nord, **2 m** et **13 m** environ (fig.V.32.B).

On notera que le deuxième décalage de T_1 et celui de T_2 s'effectue au même endroit sur le profil topographique projeté (fig.V.31). Cela suggère une possible origine commune qui sera discutée plus loin.

- Enfin, les terrasses T_4 et T_5 sont inclinées, respectivement, de 2.0° et 1.8° vers le nord.

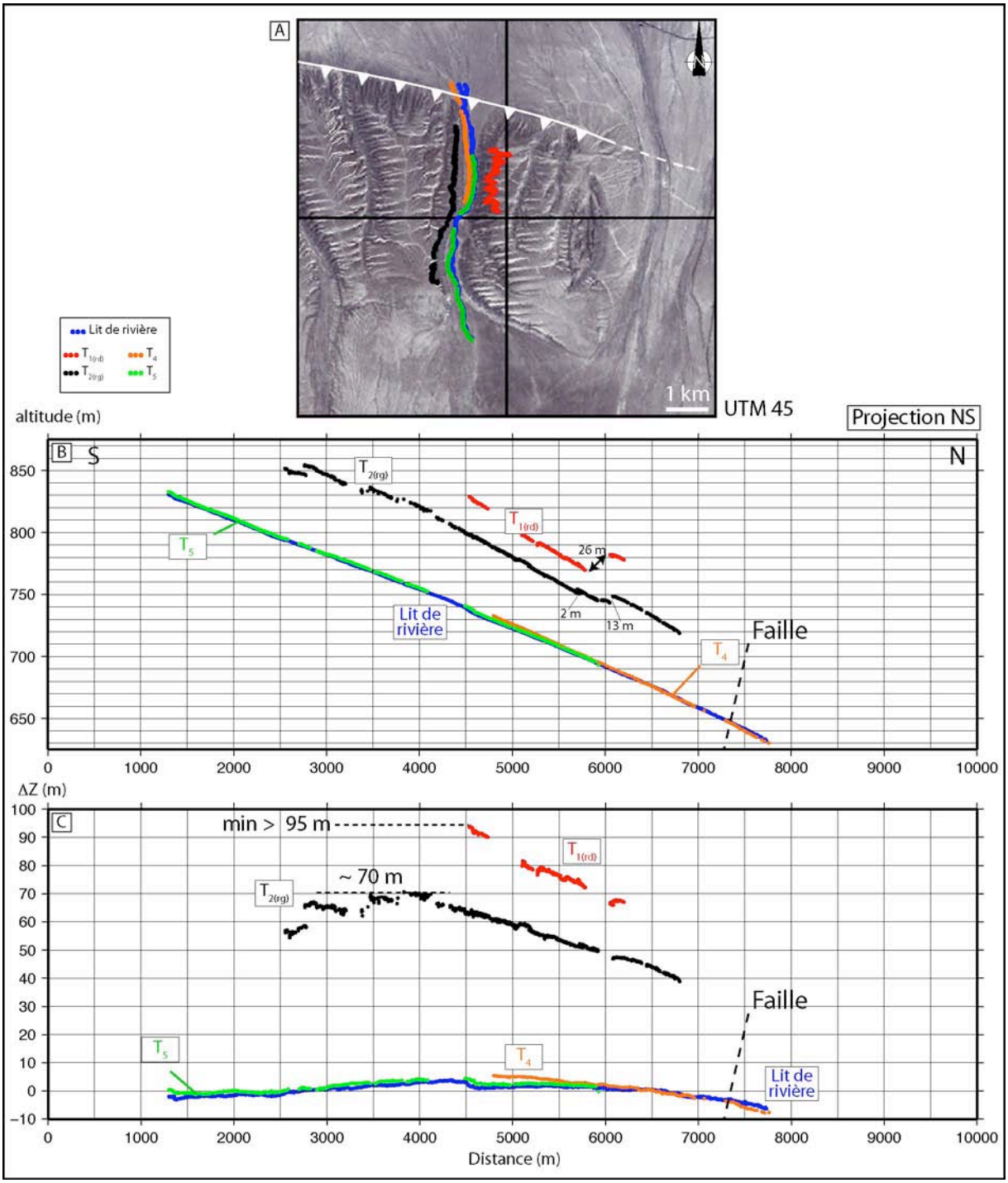


Fig.V. 31 : Profils topographiques des terrasses du pli de Hala-ande. *A) Localisation des trajets de mesure effectués au GPS cinématique. B) Profils topographiques des terrasses et du lit de la rivière (projetés sur une direction N170). C) Profils topographiques corrigés du profil topographique actuel du lit actif de la rivière (par une régression linéaire) et des décalages mineurs du flanc nord.*

Afin d'étudier la déformation de ces terrasses lors de la croissance du pli, j'ai annulé les décalages verticaux mineurs et soustrait le profil topographique moyen du lit actif de la rivière (fig.V.31.C). Pour cette dernière opération, nous suivons les travaux similaires menés sur des terrasses plissées et faisons l'hypothèse que chacune de ces terrasses représente un ancien lit de la rivière (similaire au lit actif actuel) déformé lors de la croissance du pli (Molnar et al., 1994 ; Poisson & Avouac, 2004). Nous avons vu dans le chapitre II que les rivières du piémont nord du Tian Shan, et en particulier celles qui traversent les différentes générations de plis, possèdent un

profil topographique « déroulé » linéaire sur plusieurs dizaines de kilomètres. La section que l'on étudie, qui semble déjà linéaire en elle-même, s'inscrit donc sur une tendance globale linéaire dans le piémont. La simplification du profil à une section linéaire est donc valable. Ainsi, cela fournit des conditions initiales permettant de mesurer la quantité de déformation finie subie par les terrasses.

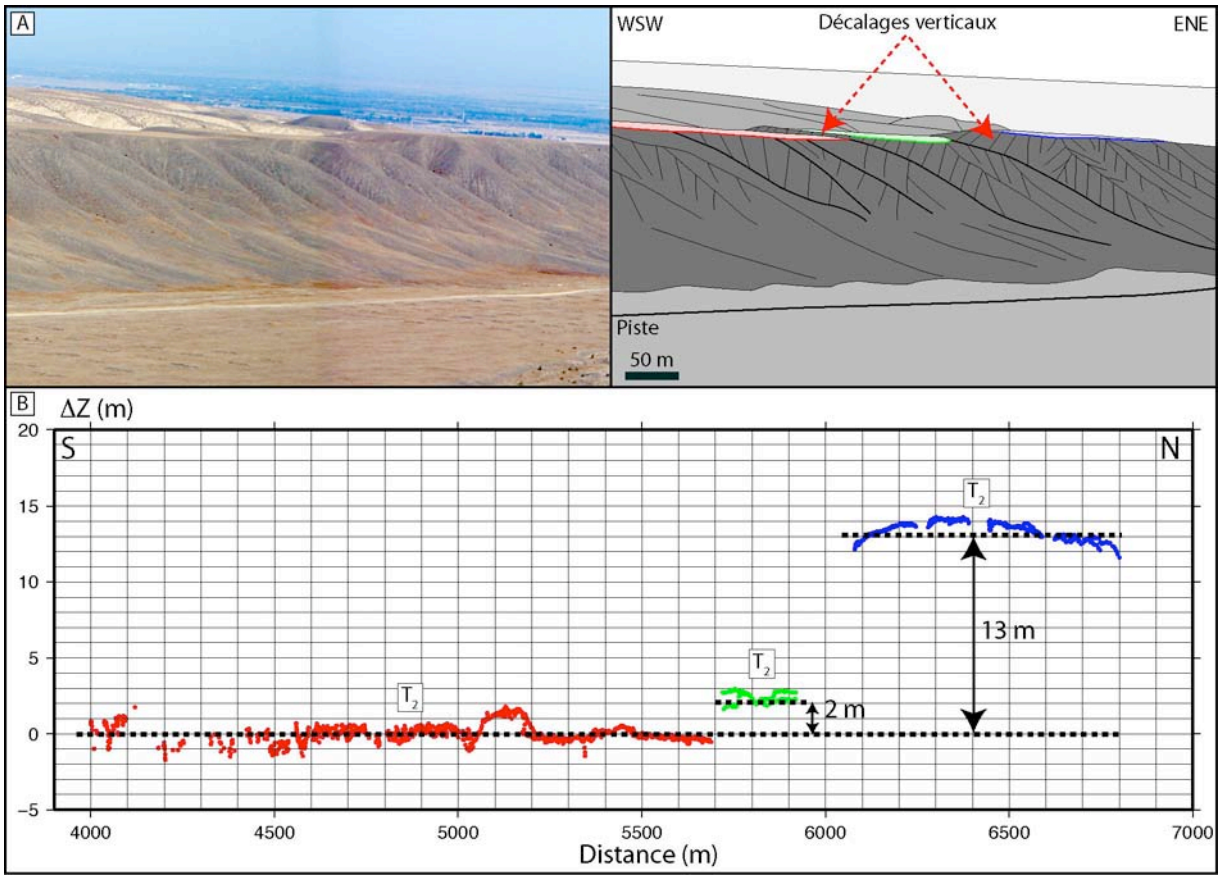


Fig.V. 32 : Décalages verticaux dans la terrasse T2. *A) Panorama interprété et B) Mesures topographiques.*

En soustrayant le profil actuel de la rivière à celui de chacune des terrasses, on quantifie la **quantité d'incision finie** (= totale) de la rivière par rapport aux terrasses (fig.V.31.C). Celle-ci est au minimum de 95 ± 1 m pour T_1. Pour T_2, T_4 et T_5, il est possible de donner une valeur plus précise car la surface a été conservée au cœur du pli. L'incision totale est alors de 70 ± 1 m environ pour T_2, 3 m pour T_4 et quelques mètres pour T_5.

Remarque : le profil de la rivière est bombé de 5 mètres environ. Cela signifie que le chenal n'a pas assez d'énergie pour compenser la surrection du pli. Il subit la déformation et se plisse progressivement. Au stade actuel, la rivière coule toujours du sud vers le nord car ce bombement s'inscrit sur une pente globale inclinée de 1.7° vers le nord. On peut imaginer, si aucun événement hydraulique majeur ne vient changer la capacité d'incision du chenal, que le pli va progressivement faire barrage à l'écoulement de la rivière. Celle-ci sera alors déviée vers l'Anjihai et la vallée deviendra une vallée sèche (voir définition au chapitre I).

Pour avoir accès à la quantité de surrection enregistrée par la terrasse depuis son abandon (déformation due au plissement), il faut considérer uniquement la partie « déformée » du profil et non la part qui peut être due à la seule incision. Pour cela, il faut en théorie supposer un profil de rivière corrigé qui vient se raccorder aux deux extrémités des profils des terrasses qui ne sont pas déformées (c'est-à-dire, loin du pli). Cela fonctionne très bien dans le pli voisin de Dushanze

(Poisson, 2002 ; Poisson & Avouac, 2004). Pour le pli de Hala-ande, cette opération est théoriquement possible pour la terrasse T_5 mais son amplitude de déformation trop faible rend l'exercice peu pertinent (les erreurs possibles sont trop grandes). Pour la terrasse T_1, on ne dispose que d'un profil partiel de la terrasse. Comme indiqué précédemment, d'autres études seraient nécessaires pour compléter l'analyse et mesurer les terrasses de la rive droite dans le flanc sud du pli. T_2 est pour sa part complète sur toute l'amplitude du pli. Néanmoins, on ne dispose pas de ses deux retombées nord et sud car elles sont enfouies sous le remplissage sédimentaire du bassin piggyback et du cône frontal. A partir des données dont je dispose, il est possible de proposer des quantités de surrection minimales et maximales pour cette terrasse :

- Dans le premier cas, la **quantité minimale** de surrection de T_2 à l'axe du pli est d'environ **30 ± 1 m** (tracé rouge : fig.V.33).

- Dans le second, en supposant que les deux branches descendantes du profil déformé rejoignent le profil actuel de la rivière, on peut déterminer une **quantité « maximale » de surrection** d'environ **70 ± 1 m** (tracé bleu : fig.V.33).

On notera ici que j'emploie le terme « maximale » sans savoir si la rivière n'a pas eu par le passé une altitude plus basse encore que celle actuelle. Le niveau actuel pourrait éventuellement correspondre à un profil issu d'un remplissage récent de la vallée. Les terrasses T_4 et T_5 ne seraient pas alors des terrasses d'incision mais des terrasses emboîtées (voir définition chapitre I). Cependant, aucune observation dans le piémont n'a mis en évidence ce type de terrasses. On peut supposer raisonnablement qu'il s'agit de terrasses d'incision et donc d'une quantité maximale de surrection.

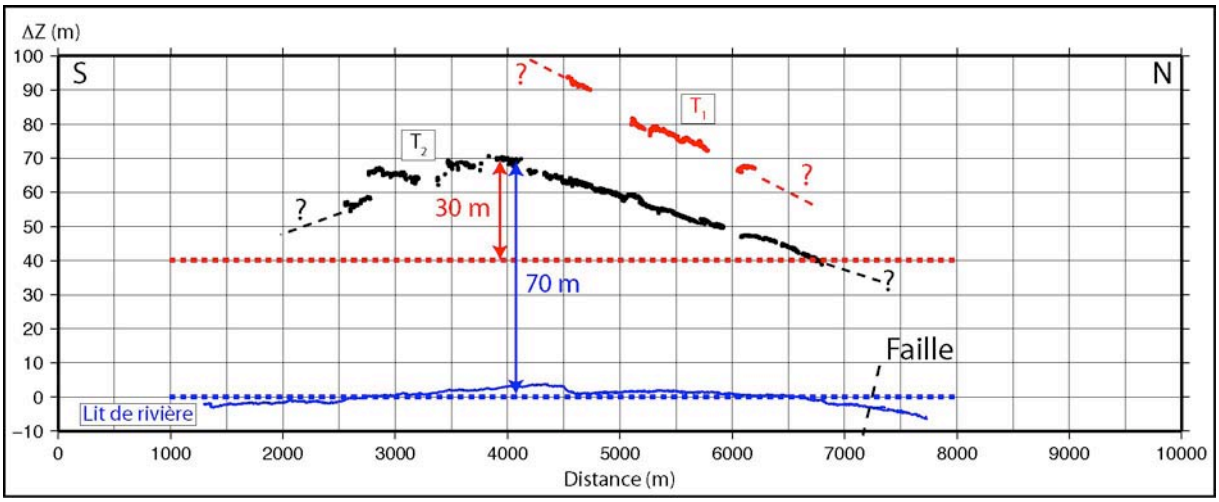


Fig.V. 33 : Taux de surrection minimal et « maximal » pour la terrasse T2 du pli de Hala-ande.

Remarque : En effectuant cette opération de correction du lit actuel de la rivière pour estimer la quantité de surrection enregistrée par la terrasse, je suppose que le profil de l'écoulement a conservé la même pente d'équilibre entre l'abandon de la terrasse et le stade actuel. C'est une hypothèse qui permet d'effectuer une première approximation car la rivière peut avoir changé sa pente d'écoulement au cours de son histoire. L'étude des terrasses de la rivière voisine Kuytun (Poisson, 2002 ; Poisson & Avouac, 2004) indique en effet que le profil d'écoulement de cette rivière a diminué au cours de son histoire d'incision durant les dix derniers milliers d'années (1,9 % à 11 000-10 000 BP ; 1,6 % à 7500-6800 BP et 1,3% à 3300 ka BP). Cependant de telles variations de pentes influencent très faiblement les mesures de surrection et de décalage.

En supposant que le champ de déformation verticale (surrection) qui a affecté T_1 et T_2 n'ait pas changé au cours du temps, on peut essayer de définir le rapport géométrique (homothétie) entre les profils des deux terrasses. Pour cela, il suffit de faire le quotient des pentes des profils topographiques de la portion nord des deux terrasses (profils corrigés). De cette façon, on trouve une pente corrigée de T_1 d'environ -0.0157 et une pente pour T_2 d'environ -0.0102 (fig.V.34). **Le facteur d'homothétie entre les profils de T_1 et T_2** est alors de 0.0157/0.0102 = **1.5 ± 0.1.**

De même, le niveau de référence (le paléo lit de rivière à partir duquel ont été abandonnées les terrasses) peut être contraint en considérant l'altitude pour laquelle les deux profils se croisent. Analytiquement, il est simple de trouver que ce niveau se situe à **11 mètres** au-dessus du lit actuel. Avec cette référence, on trouve que la terrasse T_1 a subi une quantité de surrection finie d'environ **88 ± 2 m** contre **53 ± 2 m** pour T_2.

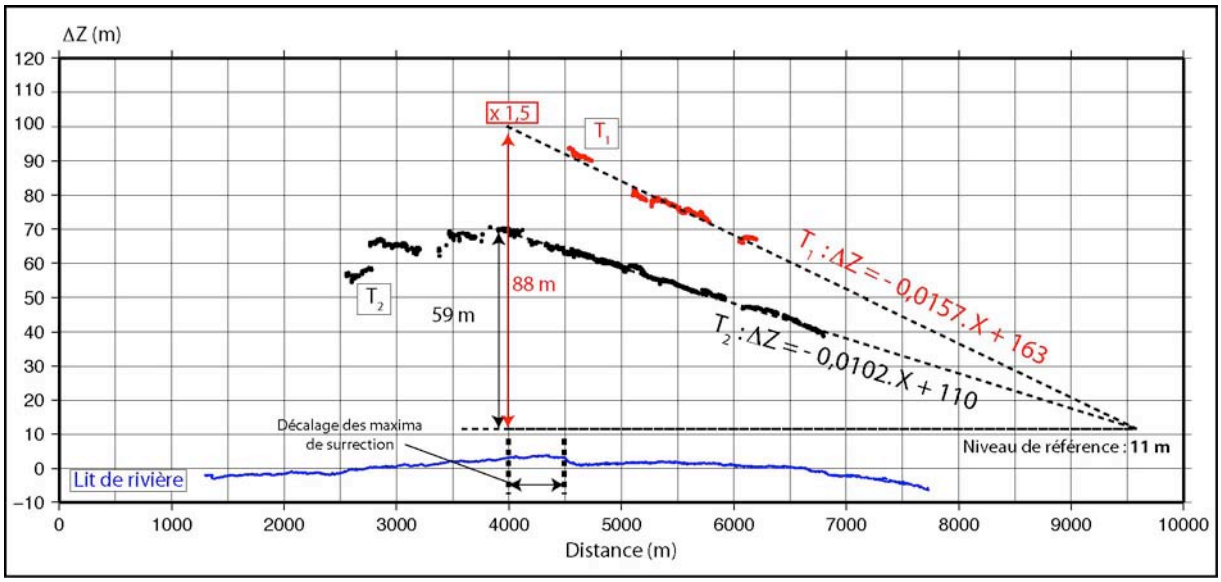


Fig.V. 34 : Interprétation des profils des terrasses par déformation homothétique. *A partir des régressions linéaires des profils nord des terrasses T_1 et T_2, il est possible de déterminer un facteur d'homothétie de 1.5 entre elles. Le niveau de référence est placé à 11 m au-dessus du lit actuel.*

Faute d'âges disponibles pour dater ces surfaces (des mesures OSL ou Be^{10} pourraient être menées car les surfaces détritiques s'y prêtent), on peut envisager de contourner ce problème en essayant de corréler les surfaces mesurées avec des terrasses de grandes amplitudes datées dans les plis voisins. En l'occurrence, il est possible de faire des corrélations avec les terrasses datées et mesurées de la rivière voisine (Kuytun) dans le pli de Dushanze (Poisson, 2002 ; Poisson & Avouac, 2004). En effet, les plis de Dushanze et de Hala-ande étant situés sur le même axe anticlinal, on peut supposer que leur cinématique soit sensiblement comparable. Il faut toutefois rester prudent car il s'agit de plis à des stades d'évolution différents et qui présentent de fait des champs de déformation verticale également différents.

Les terrasses T_1 et T_2 qui nous intéressent sont partiellement recouvertes de loess. On peut utiliser ce repère stratigraphique comme un marqueur temporel régional (en supposant que ces évènements de dépôt des sables éoliens aient affecté aussi bien le pli de Hala-ande que celui de Dushanze ; ce qui est une hypothèse raisonnable). Etant donné la faible épaisseur de loess qui recouvrent T_1 et T_2 (environ 1 à 2 mètres), on peut se servir de ce marqueur pour ne sélectionner dans la rivière Kuytun que des terrasses recouvertes d'une faible épaisseur de loess. Bien que l'on puisse toujours imaginer que la couverture de loess ait pu disparaître après son dépôt (car trop fine ?), j'ai écarté l'hypothèse de corréler les terrasse T_1 et T_2 de l'Anjihai avec une terrasse actuellement nue de la Kuytun. Ainsi, à partir de ces suppositions, on peut proposer que les

terrasse T_1 et T_2 du pli de Hala-ande correspondent à des surfaces datées à 85 000 ± 10 000 ans et 35 000 ans (± 5 000 ? ; erreur non fournie) dans la rivière Kuytun (Poisson, 2002 ; p. 249).

Ces âges permettent de calculer un **rapport d'homothétie temporelle** d'environ **2.45**.

Ce rapport s'avère donc différent du rapport d'homothétie spatiale. Or, en présence d'un pli dont le modèle de déformation est parfaitement homothétique, les rapports d'homothétie temporelle et spatiale devraient être identiques. Leur différence suggère donc que :

1) Ou bien le modèle de déformation homothétique n'est pas valide. Nous verrons plus loin, au paragraphe traitant la déformation des terrasses expérimentales, que ce modèle de déformation des profils est reproduit avec succès. Il semblerait donc valide.
2) Ou bien le modèle de déformation a changé entre les deux terrasses (cela peut se produire si le pli change de style de déformation ; passant par exemple d'un pli de détachement à un pli de propagation, etc.). Je doute cependant que le pli ait pu changer de dynamique à l'échelle de quelques dizaines de milliers d'années.
3) Ou bien les âges supposés pour chacune des terrasses ne sont pas corrects. C'est une hypothèse qui ne pourra pas être rejetée tant que les terrasses ne seront pas datées (moyennant bien évidemment les incertitudes intrinsèques sur les mesures de datation).

En considérant les estimations des quantités de surrection définies précédemment, on peut proposer **des taux de surrection** moyens **compris entre 1.0 et 1.7 ± 0.2 mm/an** (Tableau V.2).

Terrasses	ΔZ (mm)	Age (années)	Taux de surrection (mm/an)
T_2	59 000 ± 2 000	35 000 ± 5 000	**1.7 ± 0.2**
T_1	88 000 ± 2 000	85 000 ± 10 000	**1.0 ± 0.2**

Tableau V. 2 : Calcul des taux de surrection des terrasses T_1 et T_2 à partir de l'estimation des quantités totales de surrection et des âges potentiels estimés par corrélation avec des terrasses datées dans la rivière voisine Kuytun.

Les modèles de plissement de marqueurs morphotectoniques indiquent que les taux de surrection sont sensiblement équivalents au taux de raccourcissement durant les premiers stades de plissement (Dominguez et al., 2003 ; Bernard et al., 2007). De fait on peut proposer que le taux de raccourcissement moyen accommodé sur ce pli soit dans la même gamme de vitesses (1-1.7 mm/an). Ce résultat est cohérent avec les estimations faites sur les plis voisins de l'Anjihai, à savoir 1.12 mm/an (Daëron et al., 2007).

Comme nous l'avons vu précédemment, le profil de la rivière possède une géométrie convexe d'environ 5 mètres d'amplitude témoignant de l'insuffisance de l'incision à compenser la surrection (fig.V.34). Ceci est donc un indice fort de l'activité actuelle de cette structure qui ne peut cependant pas être utilisé comme un « simple » marqueur morphologique (comme une terrasse) car sa géométrie résulte de la compétition entre la surrection et l'incision de la rivière. Dans le cas présent, son amplitude quantifie non pas la somme d'une incision et d'une surrection mais au contraire la différence. Afin d'expliquer la géométrie actuelle du profil, force est de considérer que le taux de surrection dépasse le taux d'incision.

Par ailleurs, on note que le maximum du profil déformé de la rivière est décalé par rapport à celui de la terrasse T_2 (fig.V.34). Ce décalage peut être un artéfact de la projection (l'axe du pli n'est pas parfaitement orthogonal à la direction de projection utilisée) ou bien cela traduit un changement du champ de déformation verticale du pli entre T_2 et l'actuel. Un décalage similaire est également observé entre deux terrasses mesurées et datées au cœur du pli voisin de Dushanze (Poisson, 2002 ; Poisson & Avouac, 2004).

(b) Pli de l'Anjihai

Pour le pli de l'Anjihai, les trajectoires suivies au GPS cinématique pour mesurer la topographie de chacune des terrasses et le lit de rivière sont indiquées sur la fig.V.35.A. Les profils topographiques de chacun de ces objets ont été projetés sur un axe N 170° orthogonal à l'axe du pli (N 80°).

Remarque : le profil topographique de la terrasse T_2 n'a pas été mesuré car les affleurements à flanc de falaise ne permettent pas une mesure facile (fig.V.30).

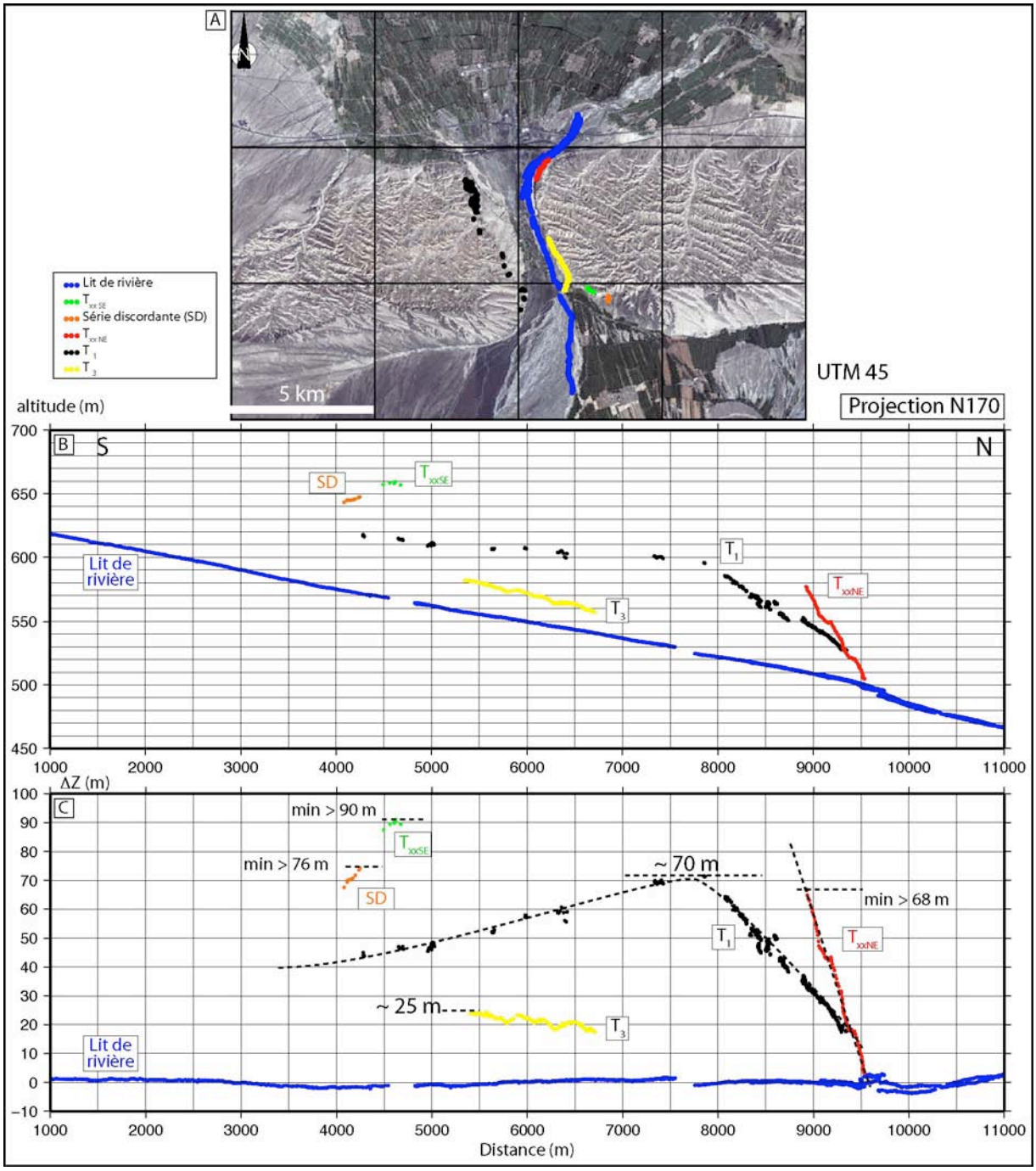


Fig.V. 35 : Profils topographiques des terrasses du pli de l'Anjihai. *A) Localisation des trajets de mesure au GPS cinématique. B) Profils topographiques des terrasses et du lit de la rivière (projetés sur une direction N170). C) Profils topographiques corrigés du profil actuel du lit actif de la rivière. Le profil de T_1 est également corrigé des décalages mineurs du flanc nord.*

Au premier ordre, les résultats indiquent que, selon la direction de projection (fig.V.35.B):

- La rivière Anjihai possède une pente moyenne proche de 0.8°.
- La terrasse T_{xxNE} est inclinée de 6.3° vers le nord.
- La terrasse $T_{xxx\ SE}$ est inclinée de 0.2° vers le sud.
- La base de l'épaisse série discordante est inclinée de 1.2° vers le sud.
- La terrasse T_1 possède un profil globalement triangulaire déversé vers le nord. Le versant nord est incliné de 2.3° et le versant sud est incliné de 0.3°.
- La terrasse T_3 (terrasse de loess) suit pour sa part un profil relativement parallèle au lit actuel de la rivière Anjihai.

Le profil du versant sud de la terrasse T_1 est fragmenté car de nombreux chenaux mineurs drainant le pli se jettent dans l'Anjihai. Les lambeaux de la terrasse persistent alors seulement aux interfluves de ces chenaux. Pour ce qui est du flanc nord, le profil est également segmenté en plusieurs petits tronçons. Comme pour le pli de Hala-ande, on constate un décalage vertical de la portion nord par rapport à la portion sud (fig.V.35.B & 36.B). En considérant que chacune de ces portions soit linéaire (fig.V.36.B), le décalage vertical est de 5 à 6 mètres environ (fig.V.36.C). Il ne s'agit pas d'un artefact du profil ni d'un biais lié à la projection car la portion du profil étudié est rectiligne et parallèle à la direction de projection. Ce décalage se produit au niveau d'un canyon qui entaille la terrasse.

La situation semble très comparable au pli de Hala-ande qui montre des décalages similaires mais d'amplitude plus élevée. Afin d'expliquer ce décalage, il est nécessaire d'invoquer un déplacement vertical des deux compartiments associé à une faille normale ou une faille inverse (fig.V.36.B). Les rejets étant assez faibles (inférieur à 25 mètres) il s'agit certainement de structures mineures et superficielles. Dans le cadre d'un plissement, deux possibilités sont envisageables pour expliquer ces failles : une faille normale peut être expliquée par de l'extension d'extrados tandis qu'une faille inverse peut être expliquée par du glissement banc sur banc. Dans ce dernier cas, le glissement se produit au sein de la formation de Dushanze pour le pli de l'Anjihai et dans les conglomérats de la Xiyu pour le pli de Hala-ande. Si cette possibilité est envisageable pour la formation de Dushanze en raison des variations de compétence entre les couches et des pendages adéquats de strates (28 à 30° vers le Nord), cela demeure plus étrange pour les conglomérats de la Xiyu car les contrastes lithologiques sont plus limités. Enfin, dans le pli de Hala-ande, le décalage majeur de T_1 et T_2 s'observe au même niveau sur le profil (on notera que ces positions dépendent de la direction de projection). On peut donc supposer qu'un mécanisme commun affecte les deux surfaces (il traverse donc la vallée). Sur la rive droite, il resterait localisé sur une discontinuité unique tandis qu'il se dédoublerait sur la rive gauche.

A ces propositions, on peut cependant avancer quelques remarques :

- Sur l'autre rive de la rivière Anjihai, la terrasse T_{xxNE}, plus âgées que T_1, pourrait potentiellement enregistrer cette déformation. Or le panorama 3 de la figure.V.30 n'indique aucune déformation de la surface de discordance. Il a certes quelques petits décalages sur la surface de la terrasse (fig.V.35.B) mais ils résultent certainement de l'érosion. Toutefois selon le profil (projection N 170°), la localisation du décalage de T_1 s'opère au sud de T_{xxNE}. T_{xxNE} aurait donc pu être affectée mais l'érosion en aurait effacé les traces.

- D'autre part, on constate que le décalage de T_1 dans le pli de l'Anjihai se localise au niveau d'un canyon majeur drainant la terminaison ouest du pli. Ce drain possède une orientation remarquablement constante (environ N 70°) comme plusieurs autres drains voisins. Cette direction est très proche de l'orientation de l'axe du pli (N 80°). On

pourrait ici invoquer un contrôle structural ou lithologique sur le réseau de drainage. Toutefois, il ne semble pas qu'il existe de décalage vertical significatif associé aux autres chenaux. Sur le terrain, on observe certes des disparitions de la terrasse T_2 (la terrasse juste en dessous de T_1 ; voir panorama 2 ; fig.V.30) mais les conditions d'affleurement (en particulier les talus d'effondrement du loess) et des remplissages tardifs des canyons (mélange de loess remaniés et de galets) masquent souvent l'éventuelle zone de décalage et ne permettent pas une observation continue de T_2. Des observations complémentaires seraient nécessaires afin de chercher des évidences dans chacun de ces canyons.

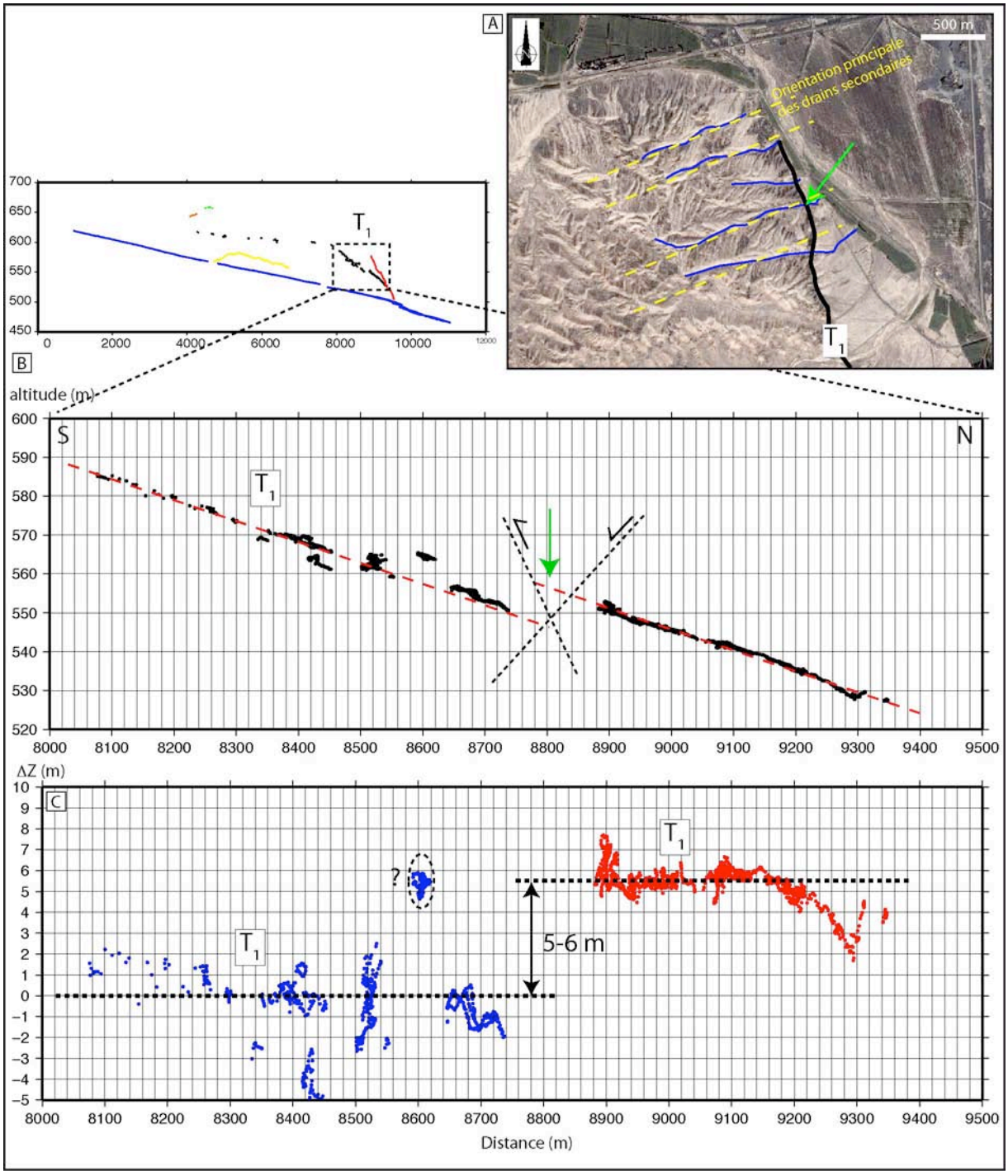


Fig.V. 36 : Décalage vertical dans le profil nord de la terrasse T1.

Toutefois, on peut envisager qu'un même mécanisme explique les décalages observés dans le flanc nord des terrasses des plis de Hala-ande et de l'Anjihai. Les décalages plus importants dans le premier pli (pour une quantité totale de déformation de la terrasse affectée sensiblement identique d'environ 60-70 m) suggèrent que ce mécanisme accommode une plus grande part de déformation dans le pli jeune (Hala-ande) que dans le pli de l'Anjihai, qui est plus mature.

Afin d'étudier la déformation des terrasses lors de la croissance du pli, j'ai tout d'abord annulé la déformation mineure du flanc nord de la terrasse T_1 puis soustrait le profil actuel de la rivière (fig.V.35.C). La **quantité d'incision finie** de la rivière par rapport aux terrasses est alors au minimum de 90 ± 1 m pour la terrasse T_{xxSE}, 76 ± 1m pour la base de la série discordante du flanc sud-est et 68 ± 1 m pour la terrasse T_{xxNE} du flanc nord. Pour les terrasses T_1 et T_3, il est possible de donner une valeur plus précise car le sommet de la surface a été conservé. L'incision totale est alors de 70 ± 1 m environ pour la terrasse T_1 et 25 ± 1 m pour la terrasse de loess T_3.

On note également que la rivière Anjihai ne montre ici aucun plissement du profil. Ces observations suggèrent que cette rivière est suffisamment puissante pour inciser et compenser la déformation de son lit imposée par la surrection du pli. Par comparaison avec le pli de Hala-ande, il s'agit d'un résultat qui n'est pas surprenant car les deux rivières traversant chacun de ces plis possèdent des caractéristiques hydrauliques très différentes. Elles subissent certes des taux de surrection potentiellement comparables (voir plus loin) mais elles sont très différentes du point de vue de leur capacité d'incision. La rivière Anjihai est un drain majeur du piémont qui possède un bassin versant très vaste de l'ordre de 200 km^2 (voir Tableau.II.2). Il s'agit en outre d'une rivière pérenne qui possède un débit moyen de l'ordre de 10 m^3/s (Poisson, 2002). Au contraire, le chenal mineur traversant le pli de Hala-ande est temporaire (débit inconnu) et possède un bassin versant nettement plus réduit (non estimé). Leurs capacités d'incision sont par conséquent très différentes et expliquent l'équilibre ou le déséquilibre qui existent entre la surrection et l'incision.

De même que pour le pli de Hala-ande, la déformation de la terrasse due au plissement ne peut être réellement estimée que pour les marqueurs suffisamment complets. Cette opération est impossible pour la plupart des terrasses du pli de l'Anjihai car les lambeaux dont on dispose sont trop épars et aléatoirement corrélables (T_{xxNE}, T_{xxSE}). La situation est bien meilleure pour la terrasse T_1 qui possède un profil relativement complet à travers l'intégralité du pli (fig.V.37).

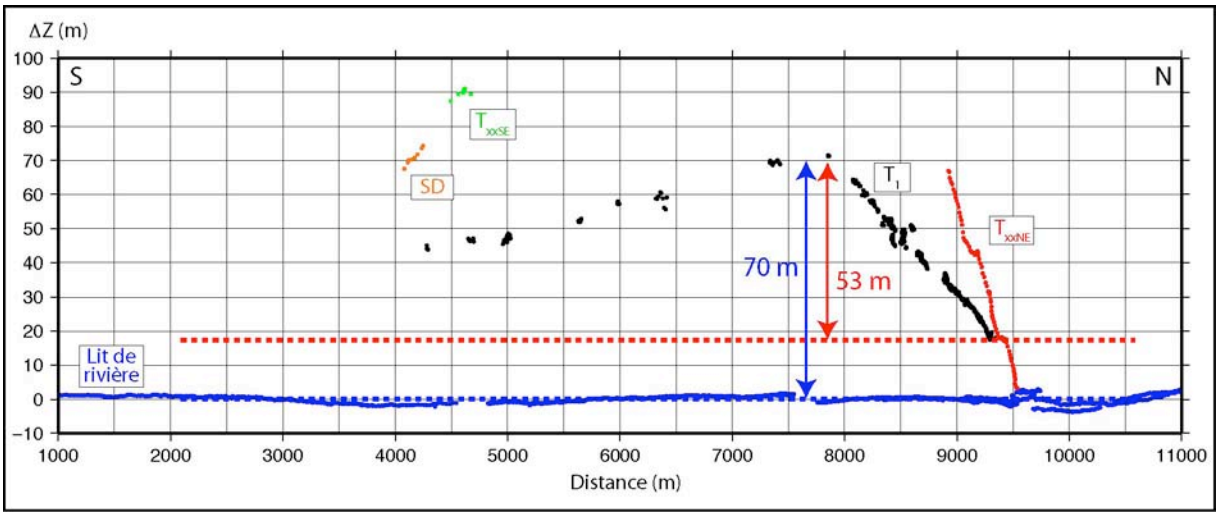


Fig.V. 37 : Taux de surrection minimal et « maximal » pour la terrasse T1 du pli de l'Anjihai.

Aucune information n'est malheureusement disponible sur les retombées nord et sud de la terrasse lorsqu'elle atteint un état de déformation nulle car ces domaines sont érodés et/ou enfouis sous le remplissage du bassin piggy-back et le cône frontal. A partir des données dont on

dispose, il est possible de proposer des quantités de surrection minimale et « maximale ». Dans le premier cas (tracé rouge : fig.V.37), la **quantité minimale de surrection** de la terrasse à l'axe du pli est d'environ **53 ± 1 mètres**. Dans le second, en supposant que les deux branches descendantes du profil déformé rejoignent le profil actuel de la rivière, on peut déterminer **une quantité « maximale » de surrection** (tracé bleu : fig.V.37) d'environ **70 ± 1mètres**.

En supposant une déformation homothétique, on peut déterminer un rapport de déformation entre T_1 et T_{xxNE} à partir des pentes des profils des terrasses (fig.V.38). Analytiquement, les expressions des régressions linéaires des profils indiquent un niveau de référence à **18 ± 1 m** et un facteur d'homothétie **d'environ 2.9 ± 0.1**. Les quantités totales de surrection enregistrées par les terrasses sont de **57 ± 2 m** pour T_1 et **165 ± 5 m** pour T_{xxNE}. On notera que les deux terrasses T_{xxNE} et T_{xxSE} ne semblent pas se raccorder selon ce modèle de déformation. Par ailleurs, le profil de déformation est particulièrement dissymétrique avec un flanc nord plus incliné que le flanc sud.

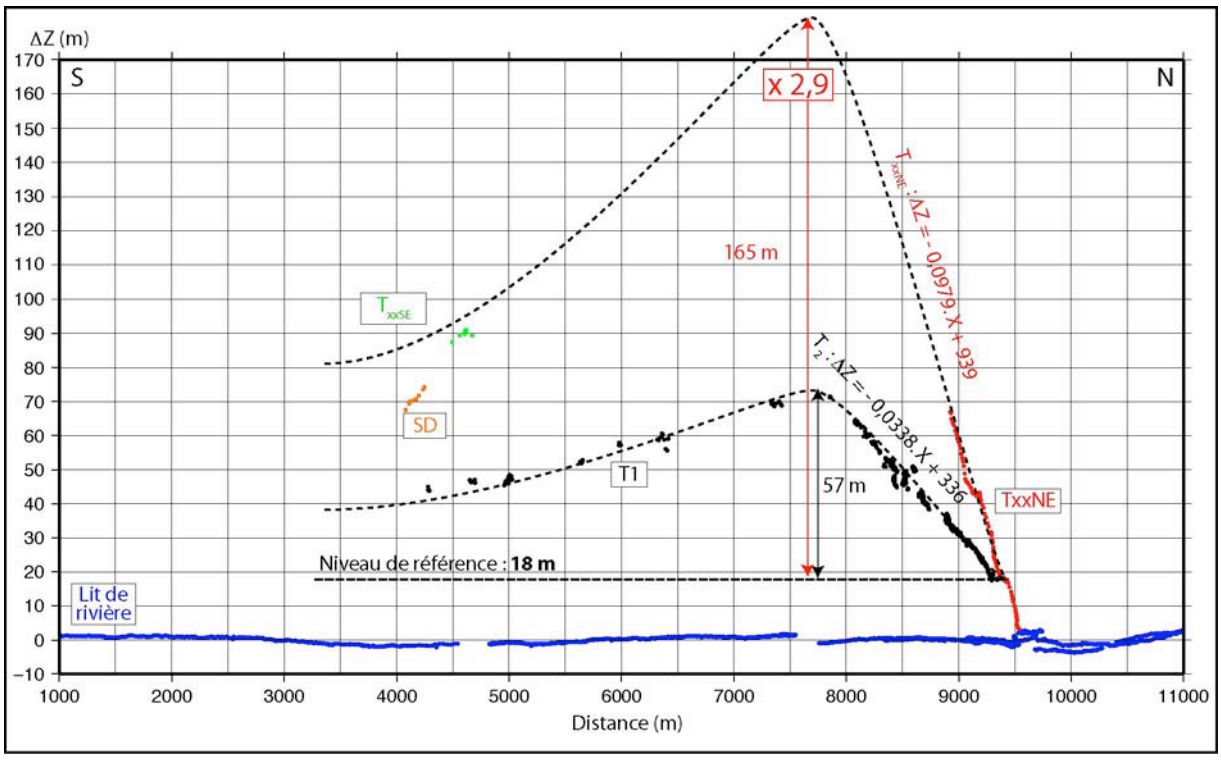


Fig.V. 38 : Interprétation des profils topographiques des terrasses par déformation homothétique du profil de T1.

Ages des terrasses :

Le raisonnement est ici le même que pour le pli de Hala-ande. La terrasse T_1 étant partiellement recouverte de loess, je la compare à la terrasse datée à 35 000 ans dans la rivière Kuytun (Poisson, 2002). De plus, cette terrasse de l'Anjihai présente une quantité de surrection finie (57 m) assez proche de la terrasse T_2 du pli de Hala-ande (59 m) et me pousse donc à supposer qu'elle puisse avoir des âges assez proches. En considérant la quantité totale de surrection finie estimée précédemment, on peut proposer **un taux de surrection** autour de **1.6 ± 0.3 mm/an** sur la structure de l'Anjihai (Tableau V.3).

En considérant que durant ces premiers stades de déformation du pli, le taux de raccourcissement égale sensiblement le taux de surrection (Dominguez et al., 2003 ; Bernard et al., 2007), cela nous livre un **taux de raccourcissement moyen autour de 1.6 mm/an.** Cet intervalle est cohérent avec l'estimation faîte par Daëron et al. (2007) sur le dernier million d'année (1.12 mm/an) et notre estimation sur le pli voisin de Hala-ande (1-1.5 mm/an).

Terrasses	ΔZ (mm)	Ages (années)	Taux de surrection (mm/an)
T_1	57 000 ± 2 000	**35 000 ± 5 000**	**1.6 ± 0.3**

Tableau V. 3 : Tableau de calcul des taux de surrection sur la terrasse T_1 à partir des différentes estimations des quantités totales de surrection de la terrasse et son âge potentiel (estimé par corrélation avec des terrasses datées dans la rivières Kuytun voisine).

Je ne suppose pas ici un âge de 86 000 ans pour la terrasse T_{xxNE} car la quantité totale de surrection indiquée par le modèle de déformation homothétique (165 ± 5 m) me semble trop élevée pour cette terrasse. Il s'agit certainement d'une terrasse plus ancienne dont on peut proposer un âge en utilisant le rapport de déformation homothétique entre T_1 et T_{xxNE}. Si T_1 a effectivement 35 000 ans et si les facteurs d'homothétie spatiale et temporelle sont identiques (2.9), alors on peut proposer un âge de **100 000 ± 20 000 ans pour T_{xxNE}**.

Enfin, à partir du modèle de déformation établi par Daëron et collaborateurs et appliqué au pli de l'Anjihai (Daëron et al., 2007), il a été possible d'estimer le raccourcissement nécessaire à appliquer à un marqueur analogue au lit actuel de la rivière pour former une terrasse comparable à T_1 (Charreau, collaboration ; fig.V.39). Le modèle de plissement est un modèle cinématique qui correspond à un pli de détachement symétrique. Ce modèle, établi sur la base d'un modèle analogique (Dominguez et al., 2003 ; Bernard et al., 2007) a été appliqué avec succès dans le piémont ouest de Taiwan (Simoès et al., 2007b).

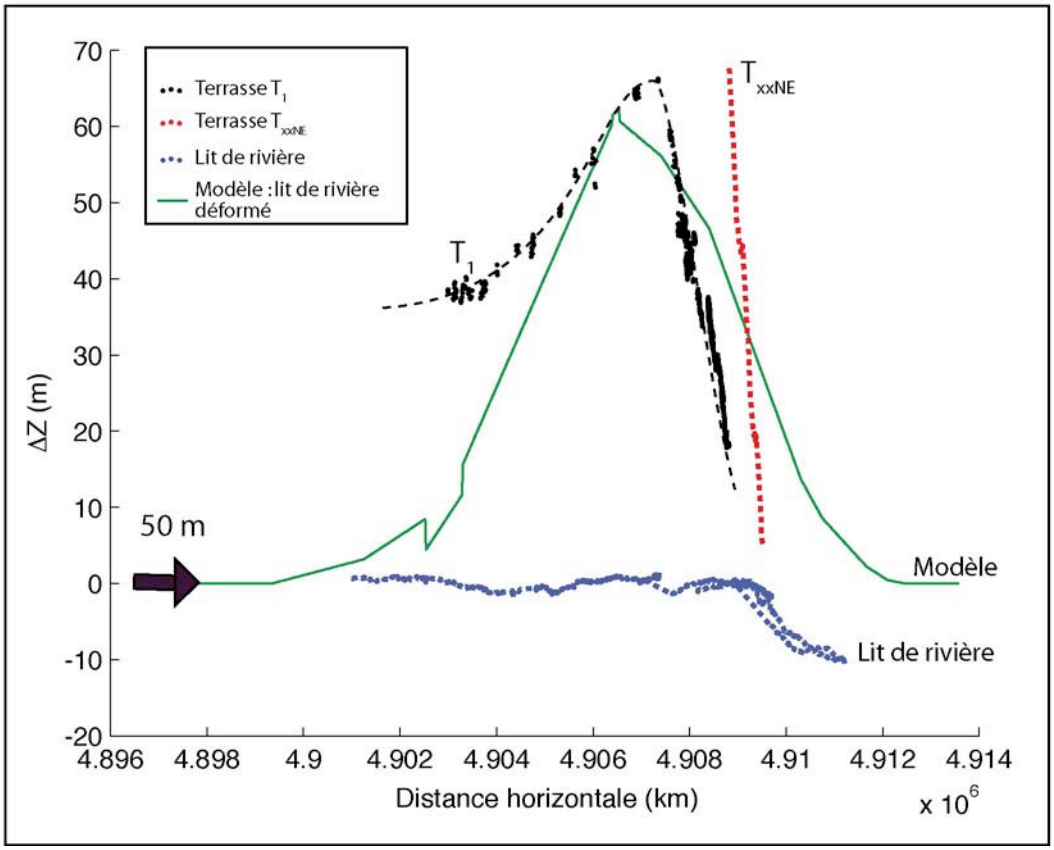


Fig.V. 39 : Modèle de déformation d'un marqueur passif permettant d'évaluer la quantité finie de raccourcissement nécessaire à appliquer pour atteindre l'amplitude de la déformation finie de la terrasse. *Un raccourcissement total de 50 m est nécessaire. On notera cependant que ce modèle ne reproduit pas l'asymétrie des données topographiques. Cela suggère que le modèle de plissement employé (de type « pli de détachement ») ne convient pas. Un modèle plus évolué de type « pli de propagation » serait donc plutôt envisageable ici.*

Quelques tests préliminaires indiquent qu'un raccourcissement de **50 mètres** est nécessaire pour atteindre l'amplitude de déformation de T_1. Si cette valeur paraît tout à fait concevable, l'allure du profil de déformation montre ici les limites du modèle employé. En effet, le modèle de pli de détachement génère un champ de surrection symétrique qui ne rend pas compte de la géométrie déversée vers le nord des données topographiques. Un autre modèle de déformation serait donc nécessaire. Dans tous les cas, ces résultats tendent à confirmer l'hypothèse d'un **pli de l'Anjihai aujourd'hui à un stade de plissement de type « pli de propagation » plutôt que « pli de détachement ».**

(b) Modélisation expérimentale

A partir des expériences analogiques réalisées durant cette thèse et présentées dans différents chapitres de ce manuscrit, il est possible d'analyser l'évolution de la déformation de marqueurs morphotectoniques comparables aux terrasses alluviales étudiées dans le piémont nord du Tian Shan. J'analyse ici deux exemples extraits d'expériences déjà présentées précédemment. La première analyse se focalise sur le suivi temporel de la déformation d'un marqueur passif (une enveloppe de pli) dont on connaît en continu la topographie et la cinématique. En particulier, il s'agit de suivre comment le profil topographique de l'enveloppe du pli se déforme et selon quel type de modèle (modèle homothétique ?). La seconde fait le parallèle avec la situation de terrain en ce sens que j'analyse le stade final d'une expérience et les profils de déformation finie de plusieurs terrasses (terrasses de la fig.V.23). En particulier, je compare les estimations du taux de raccourcissement que l'on peut réaliser à partir des mesures des terrasses avec les véritables valeurs obtenues par corrélation d'images.

(i) Déformation d'une surface enveloppe de pli

L'expérience présentée dans l'article « Méthodologique » est utilisée pour quantifier l'évolution de la déformation d'un marqueur morphostructural passif tel qu'une surface enveloppe de pli. J'invite donc le lecteur à se référer à cet article pour tout ce qui concerne la présentation des conditions aux limites de l'expérience (en termes de déformation, de précipitation et de rhéologie des matériaux). L'objet morphologique analysé est le pli frontal apparu en séquence lors de la propagation de la déformation. J'étudie l'évolution de sa topographie au cours de sa croissance en me focalisant sur l'évolution d'un profil topographique réalisé sur la portion droite de la structure (fig.V.40.A). Ce profil est légèrement oblique par rapport à l'axe de la structure qui tourne légèrement.

Les profils topographiques sont extraits de chacun des MNT réalisés régulièrement durant l'expérience (environ tous les 1.5 cm de convergence). Ils sont inscrits sur une pente moyenne (fig.V.40.B) qui correspond d'une part à la pente générale donnée initialement à la table de déformation pour faciliter l'évacuation de l'eau de ruissellement hors du modèle. D'autre part, cette pente topographique intègre les dépôts sédimentaires couvrant le mur de la faille en arrière de la structure qui nous intéresse. Comme sur le terrain, il est possible de quantifier la déformation des profils successifs du pli en soustrayant cette pente globale (fig.V.40.C). Toutefois, il faut encore effectuer une correction car les données topographiques sont exprimées dans un référentiel fixe (le référentiel du portique de mesure et de la table de déformation). Or le modèle, et en particulier la structure plissée, se déplace (elle vient progressivement s'accréter au prisme se formant au niveau de la butée rigide). Pour corriger ce déplacement de la structure, il suffit de soustraire à chacun des profils topographiques la quantité de déplacement horizontal entre chaque stade analysé (fig.V.40.D).

En analysant ces profils, on constate que les deux premiers stades sont plus symétriques que les suivants (fig.V.41). L'érosion est en partie responsable de cette asymétrie (de la matière a été enlevée sur le flanc avant du pli), mais un autre mécanisme intervient également. En particulier, le mécanisme de plissement semble évoluer au cours du temps. Les premiers stades symétriques sont associés au fonctionnement de deux chevauchements antithétiques (pop-up) et correspondent à un modèle de plissement de type « pli de détachement ». Durant la seconde étape, le chevauchement frontal prend le dessus sur le rétrochevauchement et la structure se déverse vers l'avant : le modèle de plissement devient asymétrique (du type « pli de propagation » et pli-faille). Ces résultats sont cohérents avec les modèles analogiques qui ont

permis l'analyse des premiers stades de déformation d'un pli de propagation (Dominguez et al., 2003 ; Bernard et al., 2007).

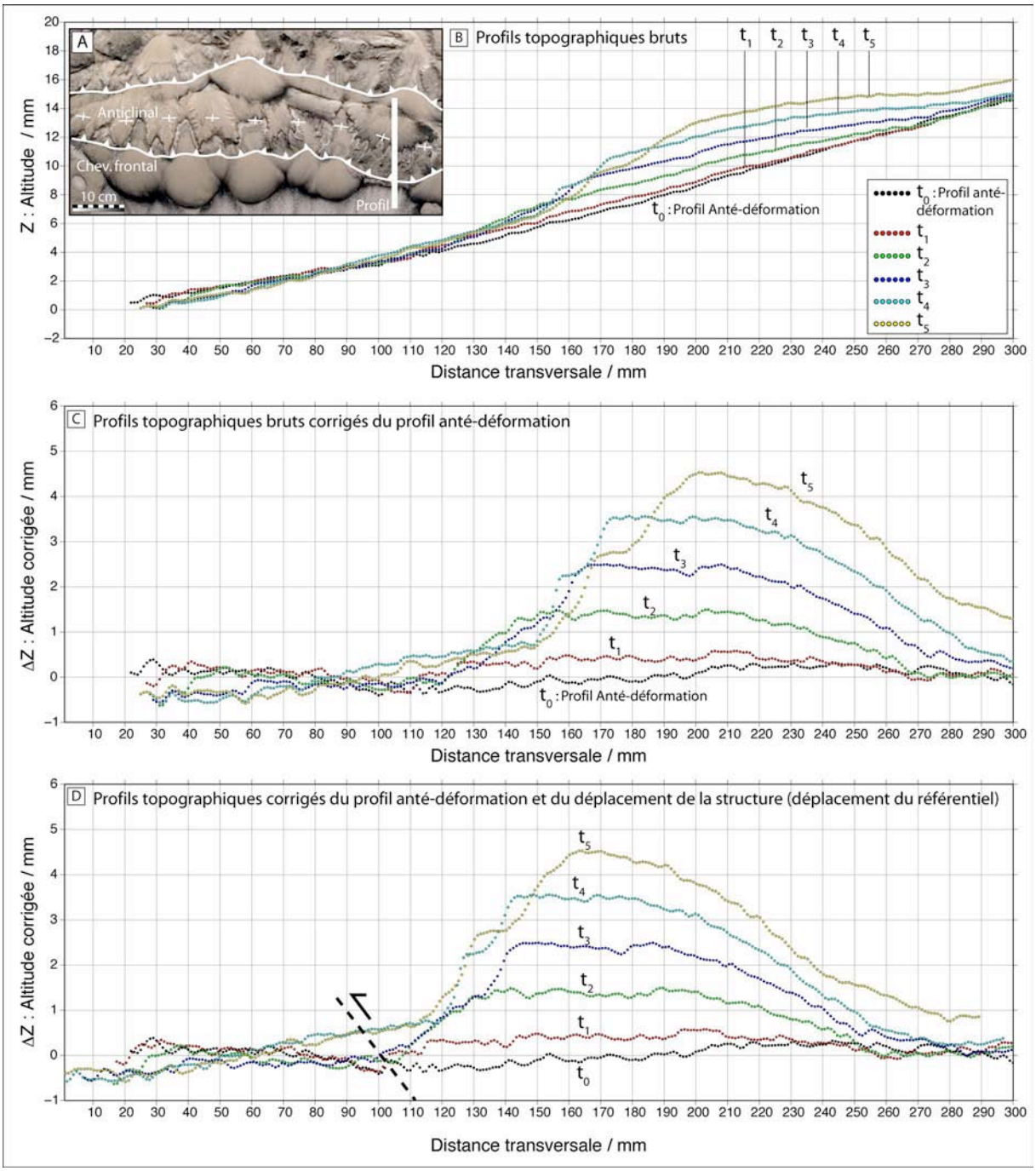


Fig.V. 40 : Séquence d'évolution topographique d'un profil enveloppe de pli de propagation expérimental. *A) Localisation du profil. B) Profils bruts. C) Profils rectifiés de la pente moyenne du profil anté-déformation. D) Profils rectifiés du profil anté-déformation et de la migration de la structure. Dans le référentiel du dispositif expérimental (table + système d'acquisition), le pli se déplace. Cette correction annule les déplacements incrémentaux du pli entre chaque stade étudié afin de représenter la déformation du marqueur dans un référentiel fixe centré sur la structure.*

Si l'on se focalise sur les profils postérieurs à t_2 (stade pli-faille) et que l'on analyse uniquement les domaines du profil non affectés par l'érosion, il est possible de tester l'hypothèse du modèle de plissement homothétique utilisée sur les terrasses naturelles du Tian Shan (fig.V.41.B).

Les données topographiques des modèles indiquent que les surfaces t_1 à t_5 présentent respectivement des quantités de surrection finie égales à 0.5, 1.5, 2.6, 3.6 et 4.6 mm (fig.V.41.B ; Tableau.V.4). En prenant comme référence la surface t_2, on trouve que chacun des trois derniers profils de déformation peuvent être considérés comme une homothétie du profil de t_2. **Les rapports d'homothétie géométrique sont alors de 1.7 pour t_3, 2.4 pour t_4 et 3.0 pour t_5** (fig.V.41.B ; Tableau.V.4)**.** On notera, d'un point de vue qualitatif, que la déformation du profil homothétique (tracé noir) reproduit assez fidèlement l'ensemble des points topographiques n'ayant pas subie l'érosion.

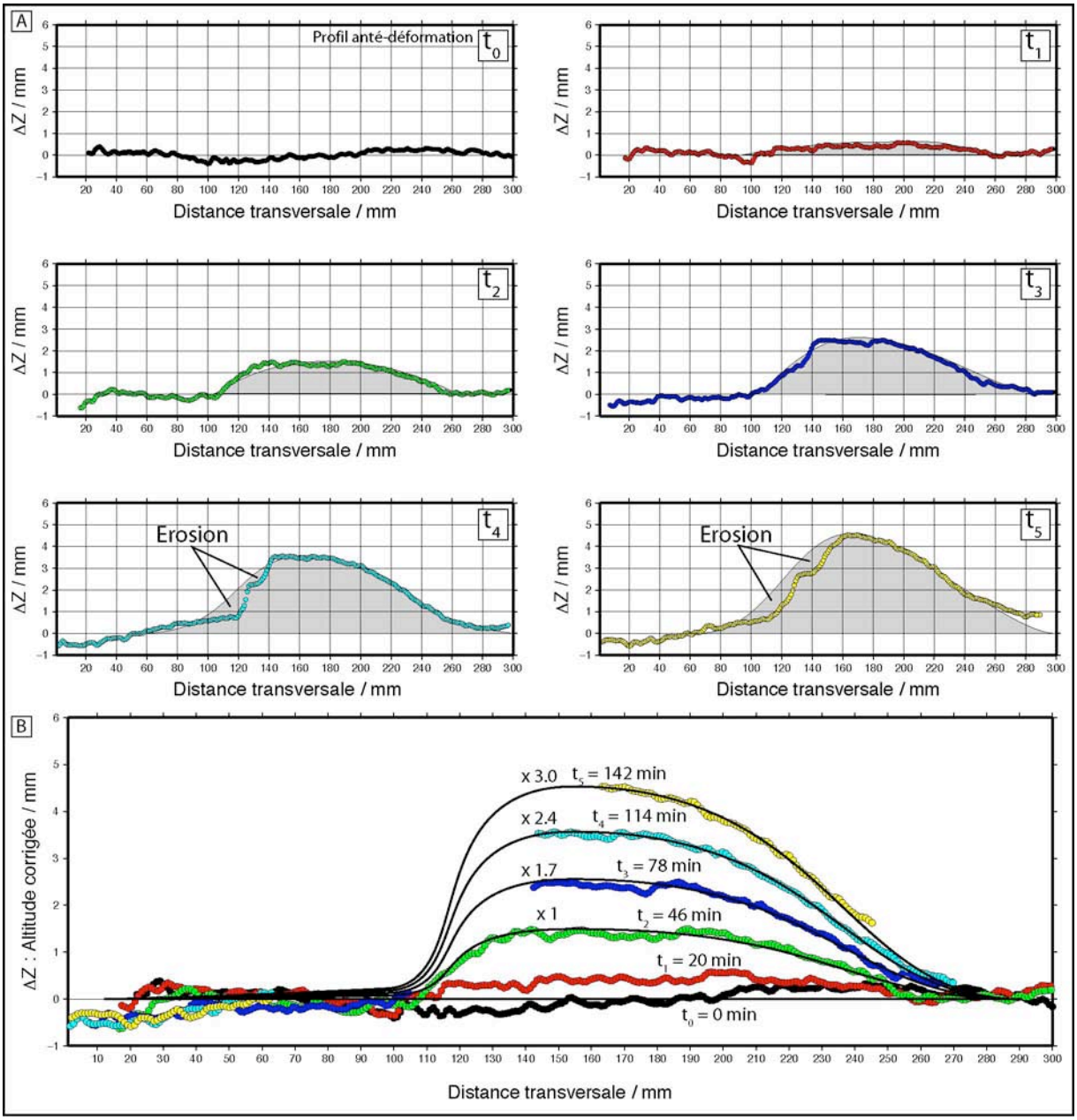


Fig.V. 41 : Profils de déformation des surfaces enveloppes successives. *A) Symétrie des profils. B) Rapport d'homothétie entre les profils.*

Connaissant précisément l'âge de ces surfaces, il est également possible de mesurer les rapports d'homothétie temporelle (ie, les rapports entre les âges des différentes surfaces) puis de les comparer aux rapports géométriques. En considérant le temps t = 0 comme le temps de création de la structure tectonique, les surfaces successives t_1 à t_5 ont respectivement des âges de 20, 46, 78, 114 et 142 min (fig.V.41.B ; Tableau.V.4). De même que pour les quantités de

surrection finie, le quotient des âges de chacune de ces surfaces par rapport à la référence t_2 donne des **rapports d'homothétie temporelle de 1.7 pour t_3, 2.5 pour t_4 et 3.1 pour t_5** (Tableau.V.4). Ces valeurs sont pour l'essentiel égales au rapport d'homothétie géométrique.

	Homothétie			
	Géométrique		Temporelle	
	H Dénivelé (mm)	R_G Rapport homothétie (par rapport à t_2)	T cumulé (min)	R_T : Rapport d'homothétie (par rapport à t_2)
t_0	0	-	0	-
t_1	0,5	-	20	-
t_2	1,5	**1.0**	46	**1.0**
t_3	2,6	**1.7**	78	**1.7**
t_4	3,6	**2.4**	114	**2.5**
t_5	4,6	**3.1**	142	**3.1**

Tableau V. 4 : Comparaison des rapports d'homothétie géométrique et temporelle entre les profils topographiques successifs de l'enveloppe du pli.

En conclusion, cette analyse de l'enregistrement de la déformation par un marqueur morphologique (une surface de pli) montre que la structure a grandi de manière régulière en respectant une croissance homothétique dans le temps et dans l'espace. Il s'agit d'un résultat attendu car les conditions aux limites ont été conservées lors de la croissance de la structure. En particulier, le raccourcissement aux limites a été maintenu constant durant les 2h20 d'analyse (taux de raccourcissement de 2.66 mm/h) et le pendage de la structure est certainement restée inchangée (22° d'après les coupes réalisées au stade final).

Dans tous les cas, ce résultat valide l'utilisation d'un modèle de plissement homothétique pour l'exploitation des mesures de terrain.

(ii) Déformation d'une série de terrasses alluviales

J'utilise le stade final du second exemple de formation des terrasses (fig.V.23) pour illustrer la déformation qu'elles ont subie durant l'expérience (fig.V.42). Cette analyse est comparable aux études réalisées sur le terrain où l'on ne dispose que des profils topographiques des terrasses au stade actuel (voir étude de la section précédente dans le piémont nord du Tian Shan). La différence est que dans le cas expérimental, on connaît l'évolution morphologique du modèle et la cinématique des failles.

Les terrasses analysées correspondent aux surfaces T_3 à T_8 (fig.V.42.A). Elles représentent des paléo-lits de chenaux qui ont été abandonnés puis soulevés. Afin de quantifier cette déformation post-abandon, il faut retrancher à chacun des profils topographiques l'allure du chenal lors de l'abandon. Ne la connaissant pas (faute de MNT suffisants), je considère ici que chacune des terrasses est issue d'un profil de chenal semblable à celui du stade final. Comme sur le terrain, il s'agit d'une hypothèse importante car rien n'assure de la stationnarité de ce profil. Dans cette expérience, je supposerai qu'il a peu changé et conservé une même pente moyenne.

Suivant la démarche présentée dans la section précédente, les profils de terrasses brutes (fig.V.42.B) sont corrigés du profil topographique du chenal afin d'analyser la déformation qu'elles ont subie (fig.V.42.C ; Tableau.V.5). Ainsi, la surface la plus ancienne (T_3) est plissée de 15 mm. Pour T_4, la situation est comparable au terrain en ce sens que l'on n'a pas accès à l'amplitude maximale de déformation de la surface. On ne peut alors donner qu'une amplitude

minimum, à savoir 8.5 mm. Pour les terrasses suivantes, T_5 à T_8, les quantités finies de surrection sont respectivement de 5.5, 3.5, 1.8 et 1 mm.

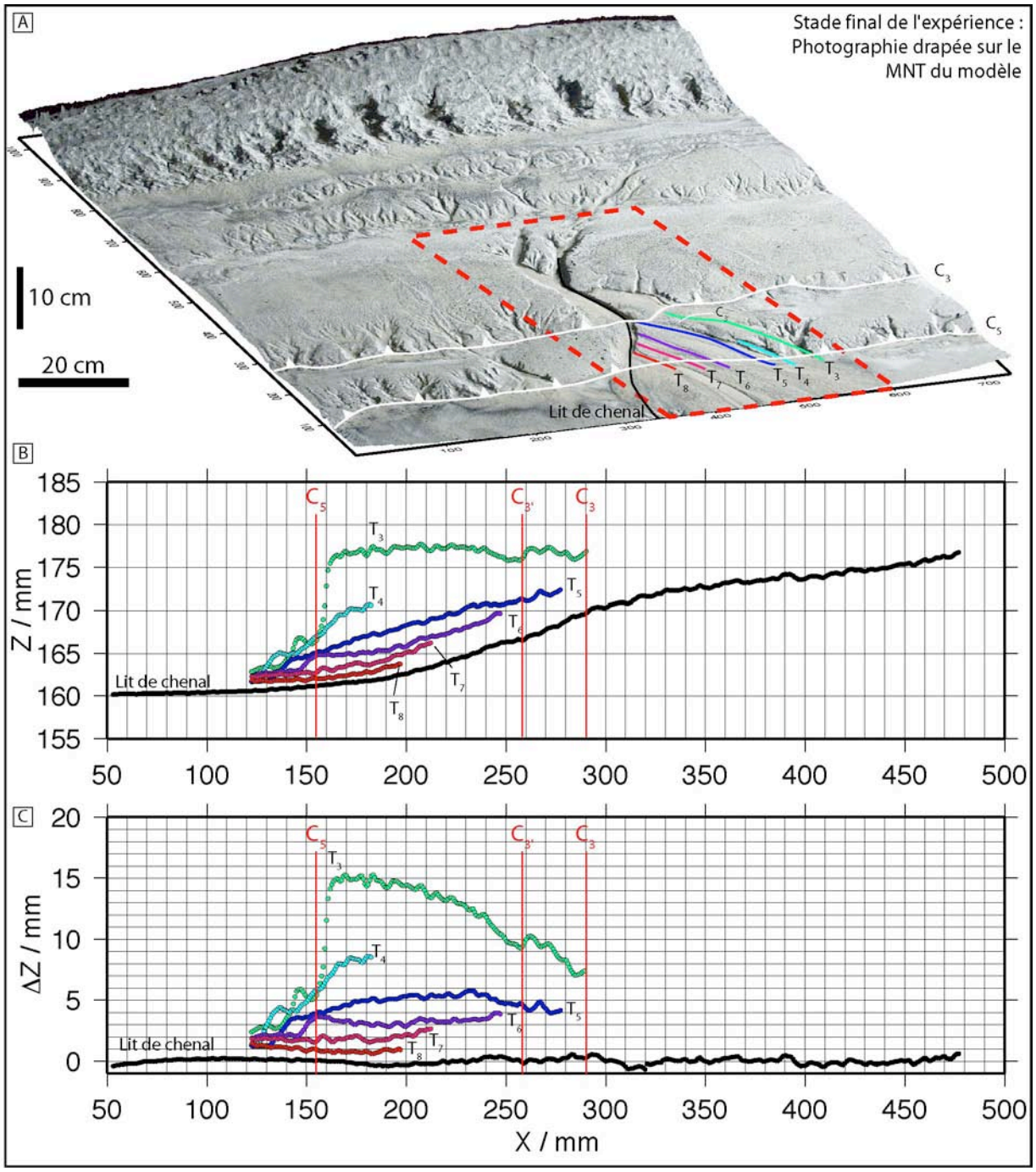


Fig.V. 42 : Profils de déformation des terrasses. *A) Bloc diagramme du stade final de l'expérience (photographie numérique plaquée sur un MNT) montrant la localisation des terrasses mesurées. L'encart correspond à la zone d'étude de la fig.V.23. B) Profils topographiques bruts projetés sur une direction orthogonale aux structures. C) Profils topographiques corrigés de la pente moyenne du lit du chenal. Les trois principales failles structurant la zone d'étude sont indiquées.*

Dans un diagramme traçant la quantité de surrection finie enregistrée par chacune des terrasses en fonction de leur âge d'abandon, deux populations se distinguent (fig.V.43.A). Les terrasses les plus récentes (T_8, T_7, T_6 et T_5 ; symboles carrés) s'alignent sur une droite. La corrélation est relativement robuste ($R^2 = 0.96$). La terrasse T_4, bien que située dans la continuité de la tendance linéaire des surfaces les plus récentes, n'a pas été considérée dans le tracé de la

corrélation car la quantité de surrection finie mesurée est une valeur minimale (le sommet de la terrasse n'est pas conservée). Qui plus est, cette terrasse résulte de l'abandon d'un chenal mineur (R_{5m} ; fig.V.23), qui ne possédait pas les mêmes conditions d'écoulement (notamment la pente) que le chenal majeur qui a abandonné T_5 à T_8. La correction de pente du chenal majeur effectuée sur la figure.V.42.C n'a donc pas spécialement de signification pour cette surface. La terrasse la plus ancienne (T_3 ; symbole circulaire) sort quant à elle totalement de la tendance.

Terrasses	Age (min)	Quantité de surrection finie (mm)	Taux de surrection moyen déduit des mesures sur les terrasses (mm/min)
T_3	126	15	0.12
T_4	118	> 8.5	> 0.07
T_5	70	5.5	0.08
T_6	54	3.5	0.06
T_7	18	1.8	0.10
T_8	0	1	0.25

Tableau V. 5 : Détermination des taux de surrection enregistrés par la déformation des terrasses.

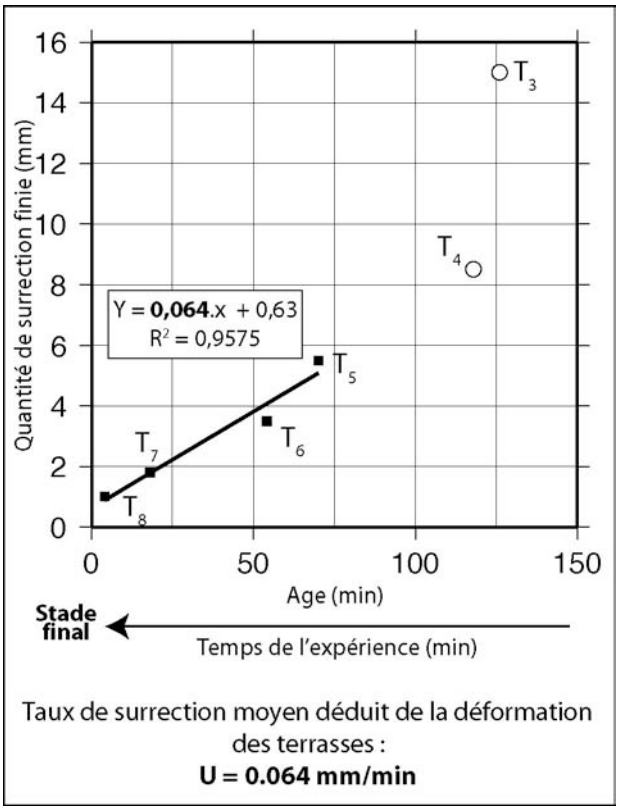


Fig.V. 43 : Calcul du taux de surrection sur le chevauchement C_5 partir des profils déformés des terrasses préservées.

La régression linéaire sur les mesures des quatre terrasses les plus récentes permet de calculer un taux de surrection moyen **U = 0.064 mm/min** (fig.V.43). Comme sur le terrain, pour remonter au taux de raccourcissement moyen R à l'origine de cette déformation, il est nécessaire de connaître le pendage α du plan de faille C_5. Avec un pendage de l'ordre de α = 25-30° (observé sur les coupes du stade final), on trouve $\mathbf{R_{Calculé}}$ = U/tan α = **0.11-0.14 mm/min**.

Grâce aux données de champs de corrélation, il est possible de déterminer le taux de raccourcissement réel accommodé sur le chevauchement C_5. Sur le temps de l'expérience (145 min), ce taux de raccourcissement est remarquablement constant : **$R_{Réel}$ = 0.16 mm/min**. La différence avec le résultat déduit de la déformation des terrasses est assez faible (autour de 10-30 %) **ce qui valide les protocoles utilisés sur le terrain pour déterminer le taux de raccourcissement à partir de la déformation des terrasses** (Lavé & Avouac, 2001, par exemple).

Remarque : Pour expliquer pourquoi la terrasse T_3 sort de la tendance alors que le taux de raccourcissement sur C_5 est constant, on peut envisager une possible erreur sur l'âge d'abandon de T_3. En effet, il ne s'agit pas véritablement d'une terrasse alluviale (comme les surfaces T_5 à T_8 par exemple) mais plutôt d'une surface sédimentaire de cône abandonnée lorsque les réseaux hydrographiques développés sur C_3 et C_5 se sont connectés (voir fig.V.23.e&f). De fait, il est possible que le profil de T_3 analysé soit en vérité plus ancien. Cela irait d'ailleurs dans le bon sens pour aligner T_3 à l'ensemble des autres points.

C. Conclusion

Ce chapitre résume les différents résultats expérimentaux qui se dégagent de l'analyse des modèles réalisés durant cette thèse. En raison de la multitude des observations réalisables et de la masse des mesures topographiques et cinématiques exploitables, j'ai axé cette section sur les éléments de réponse apportés par les modèles à la question scientifique motivant cette thèse ; à savoir : **« Comment les marqueurs morphotectoniques des piémonts de chaîne de montagnes se forment, évoluent et enregistrent-ils la déformation ? ».**

Les résultats montrent tout d'abord que l'évolution morphologique d'un piémont est le résultat d'intenses interactions entre la tectonique, l'érosion et la sédimentation qui façonnent en permanence la topographie du piémont. L'activité des chevauchements change au cours du temps du fait de l'évolution naturelle de la déformation au sein du prisme (accrétion d'unités, propagation de la déformation) et de l'influence plus ou moins significative des processus de surface sur la mécanique du prisme orogénique. Ces variations modifient les champs de surrection locaux et exercent un contrôle fort sur le développement du réseau de drainage. En modifiant la géométrie du réseau de drainage et en générant des barrières à l'écoulement des chenaux, la tectonique favorise les captures et la croissance des bassins versants. Les changements de la capacité d'érosion-transport des écoulements est un facteur essentiel qui contrôle directement la formation des marqueurs morphotectoniques. Par exemple, les changements brutaux des conditions hydrauliques imposent souvent des réajustements de la géométrie des chenaux (pente, largeur). Ils incisent leur lit et abandonnent des surfaces alluviales : des terrasses. Les expériences semblent indiquer que l'abandon de ces terrasses est également influencé par les conditions aux limites en sédimentation dans la plaine d'avant-pays. La sédimentation des cônes alluviaux fixe en effet la dynamique du niveau de base à l'apex du cône et influence l'évolution de l'incision dans le réseau hydrographique et la formation des terrasses. En conséquence, des terrasses peuvent apparaître sans que le climat ne varie (les taux de précipitation sont constants durant les expériences). Les interactions entre l'hydrographie et la plaine de dépôt (sous l'influence éventuelle de la tectonique) peuvent générer des terrasses. Enfin, la tectonique contrôle la préservation de ces terrasses en les soulevant. Cela les tient durablement hors de portée de l'érosion du chenal.

J'ai également analysé le mode de formation des terrasses au sein du réseau hydrographique afin d'identifier la localisation de leur nucléation et leur durée de formation. Les résultats montrent que les terrasses sont des objets diachrones qui apparaissent le plus souvent à l'aval et qui remontent le chenal vers l'amont. La première instabilité d'incision se localise fréquemment au niveau d'un chevauchement actif. Les temps de propagation de l'instabilité et d'individualisation de la terrasse durent généralement quelques minutes. En considérant le rapport d'échelle temporelle déterminé au chapitre précédent (1s = 50 -100 ans), cela livre des temps de propagation de l'ordre de 5 000 à 20 000 ans dans la nature. Ce chiffre est élevé par rapport aux datations effectuées sur le terrain (Weldon, 1986 ; Vassallo et al., 2007 ; voir chapitre I). Il faut donc prendre avec précautions l'équivalence temporelle dans la nature et plutôt conserver l'observation qualitative du mode de propagation.

Enfin, les expériences montrent que ces terrasses peuvent parfois avoir des durées de vie très limitées. Elles peuvent disparaître très rapidement sous l'effet de la dynamique de divagation et de migration du chenal.

La déformation des terrasses alluviales a été étudiée dans le piémont nord du Tian Shan sur deux plis frontaux grâce à des mesures topographiques au GPS cinématique. N'ayant pas pu réaliser de datation sur ces surfaces durant la thèse, j'ai effectué des hypothèses sur leur âge (corrélation latérale avec des terrasses déformées dans des plis voisins) et sur l'évolution de leur déformation au cours de la croissance des plis. En particulier, je suppose que le champ de

déformation est homothétique (le profil topographique d'un marqueur à un temps t_1 est proportionnel à celui du temps t_2). Cela me permet de proposer des âges pour les différentes terrasses et d'en déduire des taux de surrection / raccourcissement sur la structure. Les valeurs trouvées sont cohérentes avec les résultats fournis par d'autres travaux sur le même pli (Daëron et al., 2007). Cette hypothèse de déformation d'un marqueur morphométrique abandonné dans une structure plicative et chevauchante a pu être testée dans une expérience. Le suivi des profils topographiques successifs d'une enveloppe de pli montre qu'ils répondent à une déformation homothétique. Celle-ci est valide dans l'espace (les profils successifs des terrasses sont proportionnels aux précédents) et dans le temps (les âges des profils sont proportionnels). Il s'agit d'un résultat attendu dans le modèle (la structure était soumise à des conditions aux limites tectoniques constantes) qui valide les hypothèses réalisées sur le terrain.

Enfin, je me suis intéressé à l'évolution couplée de plusieurs variables morphométriques d'un système morphologique composé d'un bassin versant et de son cône alluvial. Cette analyse a été réalisée au niveau de deux chevauchements possédant une géométrie simple (pendage constant au cours de l'expérience) et enregistrant d'une part un raccourcissement régulier au cours du temps puis un ralentissement (occasionné par la propagation de la déformation) et un arrêt d'activité. Les résultats montrent que les surfaces des cônes alluviaux et de leurs bassins versants augmentent linéairement au cours du temps. Ce taux de croissance est directement fonction de la vitesse de raccourcissement accommodée sur la structure. En particulier, il diminue lorsque l'activité du chevauchement décroît mais ne devient cependant pas nul lorsque la faille s'arrête. Les temps de réponse semblent très rapides à l'échelle de l'expérience. Par ailleurs, il existe une relation linéaire entre ce taux de croissance de la surface des cônes et le raccourcissement sur la faille. Enfin, l'analyse de la relation entre l'aire d'un cône alluvial et l'aire de son bassin versant montre une relation linéaire au cours du temps. En chaque instant, le rapport entre ces deux surfaces est constant. Ceci indique donc que le système morphologique cône alluvial / bassin versant atteint un état d'équilibre dynamique entre la tectonique (la surrection) et l'érosion.

L'évolution de la longueur du drain majeur du bassin versant en fonction du temps a été analysée dans les modèles. Il s'agit d'une relation logarithmique. La relation croisée entre cette longueur et la surface du bassin versant (la loi de Hack) est le plus souvent linéaire et indique qu'à chaque instant, le rapport de ces deux mesures est constant. Lorsque la tectonique s'arrête, le drain cesse sa croissance vers l'amont (la loi de Hack n'est plus vérifiée). Le temps de réponse apparaît là encore faible à l'échelle de l'expérience (le système réagit presque instantanément aux modifications tectoniques).

Finalement, ce chapitre présente les principaux résultats expérimentaux sur l'évolution morphologique d'un piémont soumis à des processus de déformation et de surface. La plupart de ces résultats sont préliminaires, mais ils témoignent d'ores et déjà des importantes potentialités de la méthode développée durant cette thèse. Il est non seulement possible de suivre très en détail l'évolution morphologique d'un piémont (notamment les marqueurs du réseau de drainage, les marqueurs sédimentaires, etc.) mais il est surtout possible de la quantifier. Cela fournit un outil prometteur qui permettra d'aborder un grand nombre de problématiques concernées par les interactions entre la tectonique, l'érosion et la sédimentation.

Chapitre VI

Discussion

Conclusion

Perspectives

VI. SYNTHESE – CONCLUSION - PERSPECTIVES

La dynamique d'une chaîne de montagnes est le résultat des interactions entre les forces participant à la construction des reliefs (forces d'origine tectonique) et les processus contribuant à leur destruction (érosion et forces gravitaires). Au cours de cette thèse, j'ai analysé ces couplages au niveau d'un piémont de chaîne car il s'agit d'une région très active d'un point de vue tectonique (sismicité historique, escarpements de failles, plissement des terrasses alluviales récentes) et processus d'érosion-transport-sédimentation (incision fluviale, dépôt sédimentaire dans les bassins piggy-back et flexuraux). Cette activité engendre différents types de marqueurs (morphologiques, structuraux et stratigraphiques), qui peuvent être préservés dans l'enregistrement géologique et étudiés sur le terrain. Leur analyse est primordiale car elle fournit des informations précieuses sur l'évolution dynamique de la chaîne et en particulier son histoire tectonique et climatique.

Cette évolution dynamique étant inaccessible à une observation directe (en raison des constantes de temps trop importantes), j'ai entrepris de mettre au point une méthode d'étude originale qui s'appuie sur une modélisation analogique. Cette approche permet de modéliser simultanément les processus de déformation tectonique (formation de failles, propagation de la déformation) et les processus d'érosion-transport-sédimentation (formation de rivières, bassins versants, cônes alluviaux).

Plusieurs questions ont guidé ce travail de thèse. Tout d'abord, une importante question d'ordre méthodologique s'est posée :

1) Comment modéliser l'évolution morphologique et structurale d'un piémont de chaîne ?

Une fois la méthodologie originale développée, j'ai tenté de répondre aux questions suivantes :

2) Comment évolue la morphologie d'un piémont en réponse aux interactions entre la tectonique, l'érosion et la sédimentation ?

3) Comment les marqueurs morphotectoniques se forment, évoluent et enregistrent-ils la déformation du piémont ?

Dans cette synthèse, j'ai choisi de discuter chacun de ces points en présentant successivement les éléments de réponse que cette thèse et la méthode développée apportent.

A. Comment modéliser l'évolution morphologique et structurale d'un piémont de chaîne ?

1. Problème méthodologique et enjeux de cette étude

Pour modéliser l'évolution morphologique et structurale d'un piémont de chaîne de montagnes, il est nécessaire de reproduire les processus de déformation tectonique et les processus de surface (érosion, transport, sédimentation). De nombreux travaux ont étudié la formation et l'évolution des reliefs en développant une méthodologie expérimentale. Selon mon point de vue, on peut les diviser en deux catégories : 1) les dispositifs de type « boîte à sable » (« *sandbox* ») et 2) les dispositifs de type « boîte d'érosion » (« *erosion box* »). Les premiers

mettent l'accent sur la modélisation des processus tectoniques (formation d'un prisme avec des unités tectoniques, des failles, une propagation de la déformation) tandis que les seconds privilégient les processus de surface (formation de bassins versants, de chenaux). Les processus de surface dans la première catégorie et les processus tectoniques dans la seconde sont parfois modélisés, mais leurs effets sont souvent simplifiés. Ainsi, dans le premier cas, les processus d'érosion et de sédimentation sont modélisés en ôtant de la matière sur les reliefs et en déposant du matériel frais dans les bassins. Seuls les flux de matière au sein de la chaîne et leur effet sur l'équilibre mécanique du prisme sont alors reproduits. Les processus de transport ne sont pas modélisés. Dans le cas des expériences de type « boîte d'érosion », l'accent est mis sur les processus morphologiques qui créent et modifient un paysage. Ils sont essentiellement induits par la brumisation de micro-gouttelettes d'eau qui ruissellent en surface du modèle. La modélisation des processus tectoniques se résume souvent à une surrection homogène d'un massif topographique. Aucune faille n'apparaît véritablement au sein du modèle et il n'y a pas de propagation de la déformation.

En conséquence, il n'était pas possible, en l'état des dispositifs de modélisation développés précédemment, de modéliser à la fois une déformation tectonique de type « prisme d'accrétion » et une évolution morphologique permettant la formation de bassins versants, de chenaux, de cônes alluviaux, de terrasses, etc. **Le premier enjeu de cette thèse a donc été de développer un dispositif expérimental permettant de modéliser l'évolution morphologique et structurale d'un piémont de chaîne.**

Ensuite, nous disposons aujourd'hui de données topographiques (MNT), structurales (coupes géologiques, profils sismiques), et géodésiques (GPS) de plus en plus importantes et précises sur la plupart des chaînes de montagnes du monde. **Le second enjeu important de ce travail a donc été de doter notre dispositif d'un système de mesure permettant de quantifier l'évolution de la déformation du modèle**. Cet aspect est essentiel car il offre la possibilité d'établir des comparaisons quantitatives entre l'expérience et le terrain. Par exemple, ces données permettent de caractériser les relations entre différentes variables morphométriques (dimensions des bassins versants, des cônes alluviaux, etc.) et cinématiques (taux de raccourcissement sur les failles, taux de surrection, etc.).

En plus de ces aspects techniques, il est nécessaire de disposer d'un matériau expérimental capable de se déformer et de s'éroder simultanément en générant des morphologies et un style tectonique « réalistes ». Par « réaliste », j'entends des morphologies qui respectent les proportions géométriques des différentes composantes d'un paysage naturel de piémont (dimensions des bassins versants, des vallées, des cônes alluviaux, des terrasses, des escarpements de failles, etc.) et des structures tectoniques respectant le style de déformation des prismes d'accrétion de piémont. Parmi les matériaux connus dans la bibliographie, force est de constater que ce matériau n'existait pas. **Le troisième objectif de mon travail a donc été de mettre au point un matériau expérimental capable de générer, sous les conditions aux limites en déformation et érosion imposées par le dispositif, un modelé morphologique comparable à celui des piémonts naturels.** La mise au point de ce matériau a également nécessité une réflexion autour de son dimensionnement afin d'évaluer sa représentativité vis-à-vis de la nature.

Enfin, **la dernière étape de ce travail de thèse a été de valider ce dispositif et le matériau développé et de l'appliquer à des questions scientifiques soulevées par des observations géologiques de terrain.** L'étude comparative de marqueurs morphologiques obtenus dans les modèles à ceux étudiés dans un piémont de chaîne a permis de valider la méthode. L'application à des questions plus spécifiques porte tout d'abord sur une problématique à grande échelle (comment évolue la morphologie d'un piémont), puis sur une problématique à plus petite échelle (formation et évolution de deux marqueurs morphotectoniques : les cônes alluviaux et les terrasses).

2. Méthodologie développée

a) Dispositif expérimental

Pour répondre à ces enjeux, nous avons choisi de développer **une nouvelle approche de modélisation analogique** basée sur **la « combinaison» des deux catégories de dispositifs** présentées précédemment. Nous **couplons une déformation de type « prisme d'accrétion »** générée par l'enroulement d'un film basal sous une butée rigide **à des processus de surface** induits par le ruissellement d'eau sur le modèle (eux-mêmes générés par la brumisation de micro-gouttelettes d'eau). Il est important de noter que **cette brumisation de microgouttelettes n'a pas pour objectif de modéliser une pluie naturelle mais plutôt de déclencher un ensemble de processus d'érosion-transport** (incision et glissement) permettant de sculpter les reliefs des modèles. Le modèle de déformation utilisé reprend quant à lui les techniques employées classiquement en modélisation analogique auxquelles nous avons apporté des adaptations. Par exemple, une rampe de socle a été placée sur le film basal afin de faciliter la surrection continue des domaines internes du prisme et favoriser ainsi une érosion continue des bassins versants et des apports réguliers de sédiments. Ces conditions aux limites ont imposé la mise au point de matériaux expérimentaux adaptés aux rhéologies équivalentes à une croûte moyenne et supérieure. Ces matériaux seront détaillés dans la section suivante.

Le dispositif a également été équipé d'un système de mesure afin de quantifier la déformation des modèles. Il est basé essentiellement sur l'enregistrement continu de photographies numériques durant le déroulement de l'expérience. Les prises de vue régulières en lumière naturelle permettent d'une part d'enregistrer l'évolution morphologique du modèle, puis, couplées deux à deux, elles permettent de mesurer le champ de déplacement horizontal en surface (méthode par corrélation d'images) et donc l'activité des failles. Enfin, des photographies spécifiques couplées à un système d'interférométrie laser fournissent des mesures de la topographie des modèles (réalisation de MNT).

b) Matériaux expérimentaux

Deux matériaux expérimentaux sont nécessaires dans le dispositif développé. Le premier correspond aux niveaux rhéologiques profonds (équivalents de la croûte moyenne ductile). Le second tient compte du comportement fragile de la partie supérieure de la croûte continentale.

Pour la partie inférieure, nous ne sommes pas parvenus à contraindre une composition unique utilisable d'une expérience à l'autre. Nous avons cherché un matériau qui se déforme de manière visco-plastique tout en localisant la déformation. Les tests réalisés sur des mélanges de matériaux granulaires, huiles minérales ou gélifiants ne se sont pas révélés totalement satisfaisants. C'est pourquoi nous avons effectué nos expériences avec différents matériaux granulaires ou visco-plastiques.

Durant cette thèse, mes efforts se sont concentrés sur la mise au point du matériau du niveau rhéologique supérieur (équivalent à la croûte supérieure). C'est un point fondamental de mon approche car sa composition (ses propriétés physiques) doit lui permettre de se déformer et de s'éroder simultanément. D'un point de vue « déformation », ce matériau doit se déformer de manière analogue à celle d'un prisme d'accrétion en générant des failles et des unités tectoniques bien individualisées (comparables au style structural que l'on peut observer sur le terrain et sur des profils sismiques). Sa rhéologie doit répondre au critère de rupture de Mohr-Coulomb utilisé classiquement pour décrire la rhéologie de la croûte supérieure. Ses propriétés mécaniques (angle de friction, cohésion) et physiques (densité) doivent être en accord avec les règles de dimensionnement employées en modélisation tectonique. D'un point de vue « érosion », ce matériau doit, sous le système d'érosion mis en oeuvre (brumisation de microgouttelettes),

développer des processus d'érosion-transport permettant la formation d'une morphologie associant des bassins versants, des chenaux, des cônes alluviaux (etc.) comparables aux reliefs naturels des piémonts. Cela nécessite de modéliser à la fois des processus de versants (glissement, solifluxion) et des processus dans les chenaux (incision, érosion latérale, transport de particules). Enfin, nous souhaitons avoir la possibilité de modéliser avec beaucoup de finesse les dépôts sédimentaires et leur stratification. Cette finesse, aussi bien en surface (présence de chenaux distributaires, de levées, etc.) qu'en section (stratification, faciès distaux et proximaux, etc.), offre la possibilité d'analyser les informations conservées dans les dépôts syntectoniques. Pour cela, la composition du matériau a été ajustée afin qu'il dispose de grains de dimension et de densité (spécifique) variables, favorables à la ségrégation des particules durant le transport et à la stratification des dépôts.

Afin de contraindre et d'optimiser la composition de ce matériau, j'ai testé une douzaine de composants granulaires. Il s'agit de sable, de microbilles de verre, de poudre de silice, de PVC, de poudre de graphite, de poudre de pierre ponce, de poudre de talc, de microsphères de silice et de corindon. Leurs propriétés physiques (morphologie des grains, granulométrie, densité spécifique, densité apparente, porosité, perméabilité) ont été mesurées au moyen de dispositifs et protocoles souvent développés spécifiquement durant cette thèse. Ces propriétés ont été analysées dans des conditions de mise en œuvre à sec et saturés en eau. Le premier état correspond aux conditions standards du matériel permettant de le comparer aux travaux disponibles dans la bibliographie. Le second correspond aux conditions dans lesquelles les matériaux ont été utilisés durant les expériences de cette thèse. Leurs comportements à la déformation et à l'érosion ont aussi été évalués au moyen de tests simples. Le premier type de test caractérise le style de déformation que le matériau développe lorsqu'il est soumis à des contraintes compressives analogues à celles des expériences de prisme d'accrétion (en l'absence d'érosion). Le second porte sur la caractérisation du style morphologique et des mécanismes d'érosion-transport développés par les matériaux sous le système de brumisation (en l'absence de tectonique). Ils ont été réalisés tout d'abord sur des matériaux « purs » puis sur des mélanges. Tous ne sont pas présentés dans cette thèse, car l'approche par « essai-erreur » aurait été très longue à rapporter dans le détail tant les tests ont été nombreux.

Ces tests empiriques nous ont conduit vers un mélange composé de quatre matériaux granulaires (la poudre de silice, les microbilles de verre, la poudre de plastique et le graphite). Nos résultats montrent que chacun de ces matériaux réagit différemment à la déformation et à l'érosion. Par exemple, la poudre de silice développe une morphologie très fine dominée par les processus chenalisés (formation de bassins versants, d'un réseau hydrographique), mais son style de déformation est très « cassant », caractérisé par de très nombreuses petites fractures ; ce qui semble incompatible avec les déformations enregistrées par les piémonts. A l'inverse, les microbilles de verre ou le PVC s'érodent en formant des morphologies dominées par les glissements en masse (présence de loupes de glissement massives, absence de réseau chenalisé) et possèdent un style de déformation caractérisé par des écailles tectoniques longues et bien individualisées comparables à la déformation des piémonts et déjà reproduite avec succès pour des matériaux sableux secs. Le mélange sélectionné (nommé matériau quaternaire : MatIV) bénéficie des propriétés de ces deux classes de matériaux. Il se compose de 40 % de microbilles de verre, 40 % de poudre de silice, 18 % de PVC et 2 % de graphite. Il est pré-saturé en eau afin de faciliter son érosion par le ruissellement de surface. La finesse morphologique des modèles provient essentiellement des propriétés de la poudre de silice. Le style de déformation et l'occurrence des processus de versants sur les fortes pentes topographiques (glissement, solifluxion) sont liés aux propriétés intrinsèques de la poudre de PVC et des microbilles de verre. Enfin, la ségrégation des particules et la stratification des dépôts syntectoniques dans les cônes alluviaux et les bassins piggy-back sont favorisées par la dispersion granulométrique et les hétérogénéités de densité des différents composants choisis.

Ce matériau analogue et le dispositif expérimental décrits précédemment permettent d'obtenir des **résultats morphologiques spectaculaires montrant des analogies significatives avec les exemples naturels** étudiés issus du Tian Shan. Ces résultats sont présentés dans les articles Comptes Rendus Géosciences et « Matériaux ». Les analogies observées concernent la morphologie des cônes alluviaux (forme, chenaux d'alimentation), les bassins versants (réseau hydrographique, lignes de crêtes), les terrasses (étagements sur les rives des chenaux, déformation au cœur des structures actives), etc. Cette analogie morphologique ne garantit pas à elle seule la validation du matériau analogue, mais elle indique que notre approche permet une bonne caractérisation des phénomènes étudiés.

Afin de mieux caractériser la « représentativité » des modèles vis-à-vis de la nature, je me suis intéressé au dimensionnement des expériences.

3. Dimensionnement

Souvent, des collègues observant les modèles développés durant cette thèse ont posé des questions telles que : « Combien de mètres dans la nature représentent un centimètre dans le modèle ? » et « Combien d'années dans la réalité représentent une seconde ou une heure dans l'expérience ? ». Ces questions sont fondamentales car elles abordent le problème de la représentativité des modèles vis-à-vis des objets naturels étudiés.

La première question concerne le **dimensionnement géométrique**. Il peut être abordé en comparant les dimensions d'objets caractéristiques dans les modèles avec leurs équivalents dans la nature. Il ne s'agit pas d'une question triviale car il existe une grande variabilité des dimensions des objets morphologiques dans la nature et dans les expériences. Si l'on prend l'exemple des cônes alluviaux, ils possèdent dans la réalité des rayons de courbures pouvant aller de plusieurs centaines de mètres à quelques dizaines de kilomètres. Dans le modèle, un cône alluvial évolue au cours du temps, passant d'un rayon de courbure de l'ordre de quelques millimètres à 10-20 cm. Ce problème, abordé sous l'angle des cônes alluviaux, s'applique également à d'autres objets morphologiques comme les bassins versants. Cette question de dimensionnement géométrique soulève donc d'autres questions : « Comment choisir un stade d'évolution comparable entre le modèle et la nature pour un type d'objet morphologique donné ? » « Sur quels critères se baser pour définir le moment opportun pour effectuer la comparaison ? » De même, on peut se demander si le rapport géométrique est le même verticalement et horizontalement.

Afin de résoudre ce problème, nous avons noté que les dimensions de la table de déformation (140 cm de largeur ; 260 cm de longueur), l'utilisation d'un même matériau et l'absence de variation du champ de précipitation appliqué sur le modèle (autour de 20-30 mm/h) permettent de générer des morphologies dont les dimensions sont sensiblement comparables d'une expérience à une autre. Ainsi, un cône alluvial mature mesure généralement dans les expériences entre 10 et 20 cm ; la largeur des vallées est de l'ordre de quelques centimètres ; les terrasses s'étagent sur quelques millimètres, le relief entre la plaine d'avant-pays et les sommets sont de l'ordre de 3 à 5 cm, etc. Sur la base de comparaisons des dimensions de plusieurs de ces objets morphologiques dans les modèles avec leurs équivalents dans le piémont sud du Tian Shan, le rapport géométrique suivant est proposé : **1 cm dans le modèle représente 500 à 1 000 mètres dans la nature.** Ce rapport, en partie empirique, est cohérent avec les valeurs généralement employées en modélisation expérimentale. Il demeure valable pour une analyse effectuée à l'échelle des objets morphologiques du piémont, mais ne doit pas être appliqué à très petite échelle. Par exemple, les dimensions des grains de matériau dans le modèle ou la taille des

gouttelettes d'eau du système de brumisation, ne peuvent pas être comparées respectivement aux particules charriées par les rivières ou bien aux gouttes de pluie de la nature.

La seconde question posée concerne le **dimensionnement temporel** dans les modèles. Celui-ci est délicat à déterminer car la gamme d'échelles de temps caractéristiques pour les processus géologiques naturels qui nous intéressent est très vaste. Elle s'étale depuis l'échelle de temps des processus tectoniques (de l'ordre du million d'années) jusqu'à l'échelle des mécanismes d'érosion-transport brutaux (crue, avalanches rocheuses, etc) se produisant en quelques secondes ou fractions de seconde.

Durant cette thèse, nous avons entrepris de caractériser **un coefficient de dimensionnement temporel moyen** rendant compte des principaux flux de matière au sein du piémont. De fait, nous ne cherchons pas à déterminer un facteur temporel applicable à l'ensemble des processus des modèles mais simplement à définir, toujours au premier ordre, un repère temporel global permettant de comparer l'évolution du modèle à celle du terrain. Pour cela, nous comparons des grandeurs géologiques de premier ordre dans le modèle et la nature. Il s'agit des vitesses d'érosion. Les tests d'érosion que nous avons réalisés avec le MatIV montrent que celui-ci s'érode généralement avec des vitesses de l'ordre de 10^{-1} mm/h. Ces expériences correspondent à des mesures de taux d'érosion pour des topographies en relaxation car aucune surrection n'est appliquée au modèle. Si l'on compare cette valeur de taux d'érosion à un taux d'érosion de relief en relaxation, il est alors possible de définir un coefficient de dimensionnement temporel moyen. En prenant l'exemple des Appalaches (bien qu'il ne s'agisse pas véritablement d'un relief en relaxation pure car des mouvements isostatiques expliquent les topographies actuelles ; Matmon et al., 2003) où les taux d'érosion moyens sont autour de 0.02 ± 0.01 mm/an et en considérant le rapport de dimensionnement géométrique déterminé précédemment (1-2. 10^{-5}), nous proposons un rapport de dimensionnement temporel tel que : **1 seconde dans le modèle représente 50 à 100 ans dans la nature**. Il est important de bien noter que cette valeur se veut un repère temporel global permettant de comparer au premier ordre l'évolution des modèles à la nature. Il a peu de sens à l'échelle des processus d'incision ou des processus de versants. Il est intéressant de noter également que ce taux ne devrait pas beaucoup changer pour une expérience de tectonique active. En effet, la surrection tectonique devrait augmenter les taux d'érosion (de l'ordre du mm/h), mais ces taux seraient en retour comparés à des vitesses d'érosion naturelle également supérieures d'un ordre de grandeur à celle des Appalaches (soit quelques mm/an).

Afin de discuter comment les modèles se situent d'un point de vue **mécanique** par rapport à la nature, j'ai choisi de caractériser d'une part le **comportement à la déformation** du matériau sélectionné et d'autre part son **comportement à l'érosion-transport**.

Dans le premier cas, des tests qualitatifs montrent tout d'abord que, lorsqu'il est soumis à des contraintes compressives, le matériau IV se déforme en localisant la déformation le long de zones de cisaillement. Ces zones de cisaillement peuvent être comparées aux failles naturelles. Elles font coulisser deux blocs l'un par rapport à l'autre sur un plan de glissement épais de 1 à 2 millimètres. Elles possèdent des pendages proches de 20-30° et se développent avec des géométries en plat et rampe. Ce comportement est un bon analogue des chevauchements naturels et permet d'individualiser des écailles tectoniques qui s'accrètent en formant un prisme d'accrétion similaire aux piémonts des chaînes. D'un point de vue mécanique, le comportement à la déformation du matériau sélectionné obéit au même critère de rupture que les roches de la croûte supérieure (critère de Mohr-Coulomb). Son coefficient de friction interne et sa cohésion ont été mesurés sur un dispositif de cisaillement direct développé durant cette thèse. Les résultats indiquent que le matériau IV possède un angle de friction interne autour de 40° ; ce qui est dans les gammes de valeur des roches naturelles (25-45°). Sa cohésion, proche de 1 600 Pa, se situe à la limite supérieure des valeurs déterminées par les règles de dimensionnement mécanique (60 –

1600 Pa). **Ces tests indiquent donc que la déformation du matériau IV, bien qu'imparfaite, respecte au premier ordre les caractéristiques rhéologiques et mécaniques des roches naturelles de la croûte supérieure.**

Dans le second cas, il n'existe pas de cadre physique rigoureux pour dimensionner les processus d'érosion-transport dans les modèles. Certains travaux mentionnent les problèmes de similitude que ces expériences occasionnent (Schumm et al., 1987 ; Lague et al., 2003 ; Bonnet et Crave, 2006) et soulignent les difficultés de réduction d'échelle que cela entraîne. D'autres abordent le problème en mesurant les paramètres mécaniques de leur matériau (Shepherd & Schumm, 1974) ou en caractérisant l'hydrodynamique de leurs écoulements (Niemann & Hasbargen, 2005). Durant mon travail, j'ai choisi de mesurer plusieurs propriétés mécaniques du matériau IV afin de mieux identifier et comprendre les paramètres qui contrôlent ses propriétés d'érosion-transport. Il s'agit de propriétés intrinsèques au matériau (perméabilité, porosité, angle de friction, cohésion) et de propriétés dépendant des conditions expérimentales de modélisation (taux d'érosion). Les résultats indiquent que **la perméabilité des matériaux granulaires est un paramètre prépondérant contrôlant leur érodabilité** (fig.VI.1). La perméabilité dépend des propriétés des grains (granulométrie) et de leur agencement (porosité, compaction). Pour un taux de précipitation et une pente topographique moyenne donnés, une perméabilité importante entraîne une forte infiltration de l'eau dans le matériau (fig.VI.1.A). L'érosion n'est alors pas initiée par le ruissellement en surface, mais résulte de la déstabilisation des pentes topographiques sous l'effet de la saturation en eau des pores du matériau. Cette saturation en eau diminue les forces de capillarité entre les grains et réduit la résistance frictionnelle du matériau. Celui-ci ne peut supporter des pentes topographiques élevées et s'érode en formant des glissements en masse sur les versants. Ce comportement est notamment observé pour les microbilles de verre et la poudre de PVC. A l'inverse, lorsque la perméabilité est faible, l'eau s'infiltre difficilement dans le matériau et forme une couche superficielle saturée (quelques millimètres d'épaisseur ; fig.VI.1.B). L'essentiel des précipitations ruisselle en surface et la contrainte cisaillante exercée à la base du fluide peut arracher des particules du substratum si elle excède le seuil d'érosion. Le matériau est incisé et un réseau chenalisé se développe. Ce comportement est observé pour la poudre de silice.

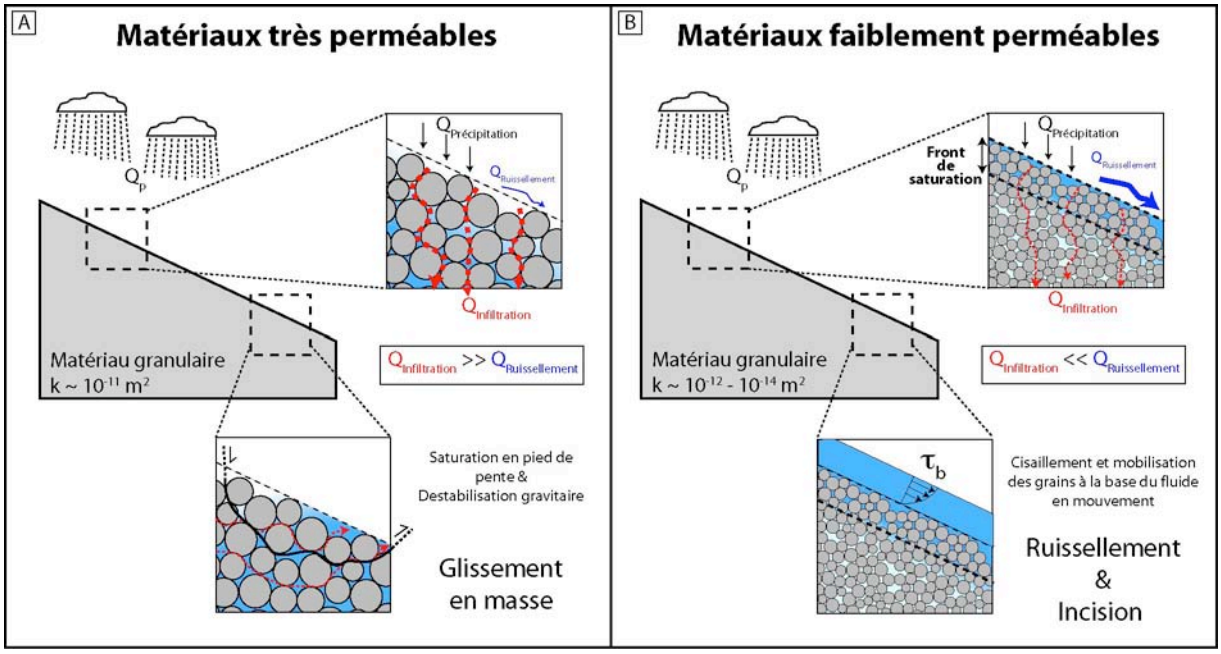


Fig.VI. 1 : Mécanismes d'érosion des matériaux granulaires en fonction de la perméabilité. *A) Pour une forte perméabilité, l'essentiel des précipitations s'infiltre (peu ou pas de ruissellement) et ressort en pied de pente en déstabilisant les versants. Le mécanisme d'érosion est alors le glissement en masse. B) Pour une faible perméabilité, les précipitations s'infiltrent peu, mais ruissellent essentiellement en surface. Il se forme une fine*

couche superficielle de matériau saturé qui est mobilisée sous l'action de la contrainte cisaillante à la base du fluide en écoulement.

Le matériau quaternaire est un mélange de composants s'érodant par des glissements en masse (les microbilles de verre et le PVC) et par incision (la poudre de silice). Dans des proportions adéquates, il peut coupler les deux mécanismes d'érosion et développer des réseaux de drainage et des bassins versants. Les processus de versants (glissement en masse, coulées de solifluxion) s'observent dans les parties amont tandis que le domaine aval est dominé par une incision dans des chenaux. Selon mon opinion, le ratio entre chacun de ces processus détermine l'évolution morphologique d'un modèle (son aspect « réaliste ») et se traduit, en particulier, par la formation de lignes de crêtes. Dans les expériences, des lignes de crêtes se forment, mais leurs géométries sont souvent émoussées et quelques surplombs peuvent subsister. Cela indique donc que si notre ratio des processus de versant versus les processus chenalisés n'est sans doute pas totalement comparable à celui de la nature, notre modélisation est une représentation relativement correcte qui permet de représenter au premier ordre les contributions des principaux flux de matières dans les bassins versants.

Durant cette thèse, j'ai également cherché à évaluer la loi d'érosion qui correspond au matériau IV sélectionné. Des mesures quantitatives réalisées spécifiquement sur le MatIV montrent que les flux de masses érodés provenant d'une topographie dépendent de sa pente moyenne. Plus la pente est forte, plus le taux d'exportation de matière est important. A partir des différentes courbes d'évolution de la masse érodée en fonction de la pente, j'ai cherché à modéliser ces flux en employant une équation classique de type « puissance de courant » (i.e. $Q = K.A^m.S^n$). Cette équation rend compte des données expérimentales pour des pentes de 10 à 15° mais pas pour une pente à 20°. Pour les trois pentes les plus faibles, les exposants « m » et « n » de la loi d'érosion sont comparables aux valeurs relevées dans les rivières orogéniques naturelles. Pour la pente à 20°, l'observation de glissements en masse explique pourquoi le modèle d'incision utilisé ne marche pas.

Ce résultat suggère donc que les flux de matières dans les expériences se rapprochent du comportement et des capacités d'érosion-transport des systèmes drainants naturels.

Remarque : Je ne considère pas ici de seuil d'érosion dans la loi appliquée. Il est en projet de tester l'influence de ce paramètre sur la variation des exposants « m » et « n ».

En conclusion, le matériau quaternaire sélectionné se déforme en générant des zones de cisaillement localisé dont les propriétés de friction et la géométrie se rapprochent des failles naturelles. Il s'érode en générant une morphologie dominée par les processus chenalisés (et quelques processus de versants) et respecte une loi d'érosion-transport comparable aux rivières orogéniques. Ce matériau quaternaire est donc un analogue correct pour modéliser les interactions entre la tectonique, l'érosion et la sédimentation dans les piémonts de chaînes de montagnes.

4. Avantages et limites de la méthodologie

La nouvelle méthodologie développée durant cette thèse présente de nombreux points forts et quelques limites. Je détaille ici ces points et laisse pour la fin de ce chapitre les perspectives permettant de repousser les limites rencontrées.

a) Avantages

- Le dispositif permet à la fois de déformer et d'éroder un matériau expérimental. La déformation engendre des failles qui suivent un cycle d'évolution comparable à celui des failles naturelles (nucléation, phase de croissance, phase de maturité puis arrêt de l'activité). La déformation se propage vers l'avant-pays et permet la croissance d'un prisme d'accrétion tectonique. Le système de brumisation permet de modéliser les processus d'érosion-transport (incision, glissement en masse) qui contrôlent la formation et l'évolution des morphologies (bassins versants, rivières, cônes alluviaux, etc.).

- Le système d'acquisition permet de mesurer précisément l'évolution de la déformation du modèle. La topographie est mesurée avec un système d'interférométrie laser (voir le chapitre III pour les avantages et limites propres à cette méthode) qui délivre des MNT d'une grande précision (résolution tridimensionnelle de l'ordre de 0.5 à 1 mm). La cinématique des failles (les vitesses de déplacement horizontal et l'orientation du déplacement) est mesurée grâce à une méthode de corrélation d'images. La précision de la mesure est de l'ordre de 0.05 mm. Grâce à ces deux techniques, il est possible de suivre tout au long de l'expérience les variations d'activité des failles et l'évolution de la topographie. Ce sont des outils précieux permettant de suivre quantitativement l'évolution topographique et cinématique du modèle.

- L'utilisation d'un matériau granulaire spécifique saturé en eau permet de modéliser correctement les processus de déformation tectonique et les processus d'érosion-transport. Il s'agit d'un matériau coulombien répondant à la même mécanique que la croûte continentale supérieure. Lorsqu'il est déformé, il localise la déformation le long de surfaces de cisaillement assimilables à des failles naturelles. La nature « faite de grains » de ce matériau facilite les processus d'érosion-transport-sédimentation car les particules peuvent être arrachées une à une par le ruissellement du fluide à la surface du modèle, être transportées puis sédimentées dans des bassins. Leur dispersion granulométrique et la variabilité des densités spécifiques permettent une ségrégation durant le transport (un tri) et donc une stratification des dépôts syntectoniques. Cela constitue un marqueur intéressant favorable à l'analyse de discordances et de strates de croissance en fin d'expérience.

b) Limites

- ***Le seuil d'érosion*** et/ou ***l'érodabilité***.

Le seuil d'érosion et l'érodabilité du matériau sont deux paramètres étroitement liés, qui définissent la capacité d'érosion du matériau pour des conditions de précipitation et de surrection données. Ils dépendent des caractéristiques du matériau dans son ensemble (angle de friction interne, cohésion, densité apparente, perméabilité), de ses particules (densité spécifique) et du fluide. Dans les modèles, le seuil d'érosion est élevé (cela équivaut à une érodabilité faible). Cela a plusieurs conséquences sur le déroulement des expériences.

D'une part, il est impossible d'appliquer des vitesses de convergence très rapides car cela génère des morphologies non dimensionnées. En effet, la tectonique ne laisse pas le temps au processus d'érosion-transport de former des bassins versants et chenaux correctement proportionnés. Par conséquent, la réalisation d'une cinquantaine de centimètres de convergence prend 1 à 2 jours en continu. Une telle convergence totale est insuffisante pour permettre la formation de bassins versants suffisamment matures et l'apparition de plusieurs chevauchements. On notera ici que cela pose également le problème de l'état

initial. Les expériences ne durant pas suffisamment longtemps, les topographies établies initialement influencent l'évolution du réseau de drainage pendant une bonne partie de l'expérience. Il est alors difficile de distinguer la part des observations induites naturellement par l'évolution propre du modèle, des biais causés par les choix de la topographie initiale.

D'autre part, la présence d'un seuil d'érosion important entraîne des volumes érodés et sédimentés globalement assez faibles. Cette faible érodabilité est la conséquence, pour partie, d'une utilisation de particules trop denses vis-à-vis des capacités d'incision et de transport développées par les écoulements. Ainsi, les distances de transport sont faibles pour l'essentiel des particules composant le matériau quaternaire (particules lourdes de silice) et plus élevées pour les particules légères (le PVC et les particules fines de silice). Très peu de particules proviennent d'un transport sur des distances de l'ordre de 30-50 cm. Un seuil d'érosion élevé permet en outre la persistance de surfaces tabulaires durant tout le déroulement de l'expérience.

- ***Absence de subsidence.***

Actuellement, le dispositif ne prend pas en compte la subsidence d'avant-pays. Malgré quelques tests effectués (voir chapitre III), il n'a pas été possible de modéliser ce processus durant cette thèse. Cette absence n'est pas préjudiciable car les durées totales des expériences (une dizaine d'heures) représentent 1 à 2 Ma dans la réalité. Pour ces échelles de temps, on peut raisonnablement considérer que le mécanisme a une influence mineure sur le développement de la morphologie.

- ***Absence de surpressions de fluide.***

L'utilisation d'un matériau granulaire saturé en eau assure de la présence de fluide dans les pores. Cependant, la perméabilité moyenne de ce matériau ne permet sans doute pas la genèse de surpressions de fluides et ne rend donc pas compte d'une partie des mécanismes influençant la déformation des prismes d'accrétion. Toutefois, l'utilisation de matériaux stratifiés avec des perméabilités variables (microbilles de verre et matériau quaternaire) laisse la possibilité de tester cet effet dans l'avenir.

Avec ces avantages et ces limites, **la méthodologie développée durant cette thèse a permis de modéliser pour la première fois l'évolution morphologique d'un piémont de chaîne de montagnes.** Dans la suite, je synthétise tout d'abord les principaux enseignements qu'apportent les résultats expérimentaux sur la compréhension de la dynamique des piémonts. Dans un second temps, je me concentre sur l'étude de quelques marqueurs morphologiques (cônes alluviaux et terrasses) et je résume les principaux résultats obtenus sur leur formation, leur évolution et la façon dont ils enregistrent la déformation.

B. Comment évolue la morphologie d'un piémont en réponse aux interactions entre la tectonique, l'érosion et la sédimentation ?

Les expériences réalisées indiquent que la morphologie d'un piémont de chaîne de montagnes évolue rapidement sous l'action des processus de déformation et des processus de surface. Par « rapidement », j'entends que les paysages des expériences changent profondément en quelques heures (respectivement quelques centaines de milliers d'années dans la nature) lorsque des chevauchements nouveaux apparaissent, des rivières dévient leur cours ou fusionnent, des cônes alluviaux grandissent, etc. Il s'agit d'une remarque à mon sens utile à avoir à l'esprit lorsque l'on étudie sur le terrain un paysage géologique. Ce paysage n'est pas figé et a énormément évolué lors des dernières dizaines et centaines de milliers d'années.

Au cours de cette évolution, **la propagation de la déformation** est un évènement important qui influence profondément l'évolution de la morphologie du piémont. La déformation se propage vers l'avant-pays lorsqu'il devient difficile d'accommoder le raccourcissement sur les structures déjà existantes. Cette propagation de la déformation se traduit par une rupture de surface qui apparaît en avant de la structure précédente. Cette rupture apparaît rarement sur l'intégralité de la largeur du modèle au même instant, mais se forme sur une bordure puis se propage latéralement. Différents segments peuvent apparaître simultanément au front du prisme et converger puis fusionner (formant ainsi une zone de relais). A l'échelle de l'évolution du prisme (une dizaine d'heures), ces évènements de propagation de la déformation durent généralement quelques minutes à une dizaine de minutes. Il s'agit donc d'un évènement focalisé dans le temps, mais qui influence significativement l'évolution morphologique du piémont. La nouvelle structure change en effet brutalement les conditions aux limites des écoulements provenant des reliefs en amont et affecte l'évolution du réseau hydrographique. Par exemple, l'apparition d'une nouvelle structure frontale perturbe l'érosion dans les bassins versants en modifiant leur niveau de base. La formation d'une nouvelle structure frontale éloigne en effet le niveau de base des rivières (la plaine d'avant-pays) et diminue le relief ratio. La dynamique du chenal s'en trouve sensiblement modifiée. Celui-ci incise les précédents dépôts de son cône alluvial et abandonne des niveaux de terrasses.

Ensuite, la propagation de la déformation induit des captures dans le réseau hydrographique permettant la réduction du nombre de bassins versants drainant le piémont et entraînant une augmentation de leur aire. De la même façon, cela affecte les cônes alluviaux qui voient leur nombre diminuer et leurs dimensions augmenter. Ce résultat confirme les mécanismes de croissance des bassins versants et des cônes alluviaux lors de l'élargissement d'une chaîne proposés dans plusieurs travaux (Castelltort & Simpson, 2006 ; Horton & DeCelles, 2001). Ce mécanisme de croissance par l'aval permet d'expliquer la relation morphométrique existant entre la dimension des orogènes et la distance entre les exutoires (Hovius, 1996 ; chapitre I.B.4). Les expériences de cette thèse apportent un éclairage nouveau à cette question car elles montrent que la géométrie de la rupture de surface est un paramètre important qui dicte les captures des bassins versants. En particulier, l'apparition de la structure frontale, sa propagation latérale ou bien la création de zone de relais entre deux branches de chevauchements guident la fusion des réseaux hydrographiques et donc la réunion des bassins versants.

Enfin, la propagation de la déformation est influencée par la présence d'une rivière. Ainsi, le déficit de masse au niveau de la vallée (par rapport aux reliefs voisins des interfluves) modifie l'état de contrainte local au toit de la faille et perturbe la propagation des contraintes compressives vers l'avant-pays. Cela se traduit par une géométrie courbée de la trace de la rupture de surface et influence en retour la localisation des dépôts sédimentaires. En particulier, un nouveau cône alluvial associé au jeune chevauchement se localise au creux de la courbure de la trace de surface. Cette observation conforte le mécanisme déjà proposé et mis en évidence expérimentalement (Marques & Cobbold, 2002).

C. Comment les marqueurs morphotectoniques d'un piémont se forment, évoluent et enregistrent-ils la déformation ?

Je me suis focalisé sur l'analyse de deux types de marqueurs morphotectoniques dans les piémonts de chaîne : il s'agit des **cônes alluviaux** et des **terrasses**. Dans la suite, je synthétise ce que les expériences nous apprennent sur leur formation, leur évolution et la façon dont ils enregistrent la déformation. Je discute pour chacun les enseignements que cela nous apporte pour mieux comprendre et étudier le terrain.

1. Cônes alluviaux

Pour des conditions de forçage tectonique (vitesse de raccourcissement, surrection) et climatique (taux de précipitation) stationnaires, **l'aire des cônes alluviaux et l'aire des bassins versants augmentent linéairement au cours du temps. L'évolution temporelle conjuguée de ces deux variables est donc également linéaire.** Ce résultat suggère que le système morphologique cône alluvial/bassin versant est en **équilibre dynamique** entre la surrection tectonique et le transfert de matière vers la plaine d'avant-pays. Durant cet équilibre, l'évolution temporelle de la longueur du drain majeur présente en revanche une évolution de type logarithmique. Cela suggère donc que le ratio entre croissance vers l'amont et croissance latérale d'un bassin versant perché sur un chevauchement actif change au cours du temps.

Par ailleurs, nos résultats indiquent que **l'évolution de l'aire des cônes alluviaux enregistre des modifications du raccourcissement tectonique** (et donc de la surrection). Lorsque la déformation se propage, l'activité du chevauchement existant diminue au profit de la structure frontale. Ces modifications de la cinématique de la déformation se traduisent par une réduction de la croissance de l'aire des cônes alluviaux se développant au niveau du premier chevauchement. Des résultats préliminaires indiquent qu'**une relation linéaire** lie le taux de croissance des cônes alluviaux et le taux de raccourcissement.

Ce résultat est très intéressant car il suggère une prédictibilité des flux de matière en provenance d'une structure tectonique active. Ce résultat peut être intégré dans des modélisations numériques analysant l'évolution des flux au sein d'un prisme orogénique en croissance. La propagation de la déformation est en effet associée à des variations de la vitesse d'activité des failles et donc des variations des flux de matières. Par ailleurs, elle confirme le mécanisme intuitif fait généralement sur le terrain et qui associe une augmentation des flux sédimentaires préservés dans un bassin d'avant-pays à une augmentation du régime tectonique dans les reliefs amonts (voir notamment les études paléomagnétiques : Charreau et al., 2005, 2006).

Enfin, lorsque la déformation du piémont s'arrête (les chevauchements cessent de fonctionner), la croissance de la surface du cône ne s'arrête pas mais se poursuit avec un taux encore inférieur aux phases précédentes de tectonique active. La transition n'est pas brutale car une étape de stagnation de la croissance du cône marque la transition entre les deux épisodes tectoniques. De même, l'évolution de l'aire du bassin versant enregistre cet arrêt de la tectonique en diminuant son taux de croissance (réponse quasiment instantanée). La longueur du drain majeur cesse, elle, totalement de croître. Dans tous les cas (tectonique active ou inactive), la relation croisée entre les aires des cônes alluviaux et des bassins versants définit une tendance linéaire. Le coefficient de proportionnalité est réduit lorsque la tectonique ralentit.

Une hypothèse permettant d'expliquer les relations morphométriques et l'évolution de leurs variations est de considérer que les chenaux des expériences sont limités par l'incision (voir chapitre I pour une définition).

- Ainsi, lorsque la tectonique est active, un équilibre s'établit entre l'advection de matériel vers le haut et l'érosion dans le bassin versant. En particulier, la pente moyenne du chenal se stabilise autour d'une valeur « dynamique » (résultat de la compétition entre la surrection et l'incision). Cette pente donne à l'écoulement une capacité d'incision stable qui permet d'équilibrer la surrection et de maintenir la pente. En supposant que cet écoulement conserve la même capacité d'incision, il est alors capable d'exporter une quantité de matière constante (d'où un taux de croissance constant pour les cônes alluviaux).
- En suivant ce raisonnement, lorsque la surrection diminue (la déformation se propage), le taux de surrection du bassin versant et le profil du chenal est en

déséquilibre. Il incise son lit et se stabilise vers une autre valeur de pente dynamique. Si l'écoulement est toujours limité par l'incision, la réduction de sa capacité d'érosion (en raison de la diminution de pente moyenne) peut expliquer la réduction du flux de matière.

- Enfin, lorsque la tectonique s'arrête totalement, un régime de relaxation topographique se met en place. Tout comme pour les tests d'érosion réalisés avec des pentes de 10 à 20°, on peut imaginer qu'une zone tampon dans la partie aval de la vallée ou bien sur le cône puisse se mettre en place. Le taux d'exportation de matériel est encore réduit mais pas totalement annulé car il existe toujours des reliefs à éroder dans le bassin versant. La période de transition observée au niveau du cône traduit certainement une variation de la pente du cône alluvial (Rohais, 2007).

Finalement, ces résultats montrent qu'une topographie passant d'un régime tectonique actif à un régime en relaxation (tectonique nulle) voit ses systèmes morphologiques s'adapter et exporter des flux de matières en équilibre avec les conditions aux limites du système. Ce flux de matière est une réponse complexe des propriétés du matériau (seuil d'érosion), des conditions tectoniques (surrection), climatiques (pluviométrie), topographiques (pente du chenal, aire du bassin versant) et hydraulique (capacité d'incision, capacité de transport)

2. Terrasses

Dans les modèles, la formation des terrasses est guidée principalement par les évolutions de la capacité d'incision des chenaux résultant de réorganisations du réseau hydrographique. Ces réarrangements hydrographiques consistent en des captures et/ou déversements et sont la conséquence directe de l'activité tectonique. Le climat (i.e., les précipitations dans les modèles) étant constant, son influence n'est pas considérée. Par contre, la tectonique, bien que constante aux limites du système, peut varier localement. L'activité des chevauchements change au cours de l'évolution de la déformation au sein du prisme et notamment lors de l'apparition d'un nouveau chevauchement. Celui-ci modifie le niveau de base des chenaux drainant les reliefs et les pousse à s'inciser dans les précédents dépôts alluviaux.

Nous avons analysé en détail la formation et l'évolution des terrasses dans les modèles afin de localiser le lieu où elles se nucléent et leur mode de propagation dans le réseau de drainage. Nos résultats confirment les mesures de terrain qui observent un diachronisme dans leur formation. Une terrasse n'apparaît pas au même instant dans le réseau, mais se forme généralement à l'aval (souvent au niveau d'un chevauchement actif), puis remonte vers l'amont. Cette propagation de l'instabilité de l'incision dure quelques minutes à une dizaine de minutes dans l'expérience. Selon notre facteur de dimensionnement temporel (1 s = 50 - 100 ans), cela représente un temps de propagation de l'ordre de 5 000 à 20 000 ans : ce qui est très élevé (les valeurs généralement estimées sur des terrasses naturelles sont de l'ordre de quelques milliers d'années ; Weldon, 1986 ; Vassallo et al., 2007). Comme cela avait été déjà signalé, le coefficient de dimension temporel établi sur la base d'une comparaison à grande échelle des flux de matière au sein des expériences voit donc sa portée limitée lorsque l'on se focalise sur des mécanismes d'incision (à petite échelle).

La déformation des marqueurs morphologiques a été analysée sur deux exemples. Le premier s'intéresse à la déformation d'une surface morphologique au niveau d'un pli frontal d'avant-pays au cours de sa croissance. Cette étude monte que le mode de déformation du marqueur change au cours de son histoire. Durant les premiers stades de croissance de la structure, le modèle de déformation est symétrique et suggère un mode de type « pli de détachement ». Par la suite, les profils de déformation se déversent vers l'avant et génèrent des

modèles de déformation asymétriques. Ceci peut être rattaché à la croissance du pli selon un mode de déformation de type « pli de propagation ». Durant ce second stade, **les profils topographiques successifs de déformation répondent à un modèle de déformation homothétique.** Cela valide les hypothèses et la méthodologie développées durant cette thèse pour quantifier le rapport de proportionnalité entre différentes surfaces alluviales déformées.

Le second exemple s'intéresse à la déformation finie de terrasses alluviales préservées à l'axe d'un pli anticlinal. Les mesures de l'âge et de la quantité de surrection finie enregistrée par chacune de ces surfaces montre que les taux de surrection et taux de raccourcissement déduits sont compatibles avec les mesures réelles du champ de déplacement. Ce résultat conforte les méthodes utilisées depuis une dizaine d'années sur le terrain et permettant d'estimer des taux de déformation des piémonts à partir de la déformation des marqueurs morphotectoniques (Lavé & Avouac, 2000, 2001).

D. PERSPECTIVES

La méthodologie développée durant cette thèse représente une étape importante qui fait suite aux travaux de modélisation s'intéressant à la dynamique des reliefs (dispositifs de type « tectonique » et « morphologique »). Les objectifs de modélisation que nous nous étions fixés sont atteints (modélisation simultanée des processus de déformation crustale et des processus de surface ; développement d'un nouveau matériau analogue). Ce travail ouvre de nouveaux champs d'applications prometteurs dans des thématiques s'intéressant à la dynamique des interactions entre la tectonique, l'érosion et la sédimentation et plus généralement à l'évolution de la surface de la Terre.

Au cours de cette thèse, j'ai abordé quelques aspects de ces applications et exploité une petite partie du potentiel des expériences. Je me suis intéressé à la formation, à l'évolution et à la déformation des piémonts et des marqueurs morphotectoniques. Ce travail a mis en évidence des relations morphométriques intéressantes entre les dimensions des cônes alluviaux et leur bassin versant pour des taux de raccourcissement constants ou en évolution. Dans le futur, il sera intéressant de chercher à mieux caractériser ces relations et en particulier leur sensibilité aux paramètres tectoniques (surrection). Cela apportera des indices précieux pour interpréter les relations morphométriques constatées durant cette thèse dans les piémonts nord et sud du Tian Shan.

D'un point de vue technique, le dispositif mis en œuvre durant cette thèse n'est pas figé et va être amélioré. Un point important de ces améliorations concerne l'automatisation de la préparation et de la gestion des systèmes de pluviométrie, de déformation et de mesures. D'un point de vue de la préparation des expériences, la réalisation d'un dispositif de mise en place semi-automatique des couches de matériau quaternaire et de microbilles permettra de diminuer significativement le temps de préparation particulièrement long imposé par le saupoudrage des couches du modèle. Concernant l'acquisition des données et le suivi des expériences, à moins de changer drastiquement le matériau expérimental (ce qui me semble difficile), les expériences sont amenées à durer plusieurs jours (voire semaines) en continu. Actuellement, certaines manipulations sont effectuées manuellement et nécessitent la présence permanente de deux expérimentateurs. A l'avenir, l'automatisation de l'ensemble du dispositif permettra un meilleur rendement et une augmentation de la reproductibilité et des taux de réussite des expériences. Enfin, le système de pluviométrie a d'ores et déjà été amélioré (brumisation effectuée par des gicleurs au-dessus du modèle) afin de garantir une meilleure répartition spatiale des précipitations et ainsi s'affranchir des éventuelles variations latérales non souhaitées.

Concernant le matériau expérimental, sa composition sera améliorée sur la base de celle actuelle. Un des objectifs est de diminuer le seuil d'érosion du matériau qui limite le potentiel de la méthode (volumes sédimentaires insuffisants, durée des expériences longues, etc.). En

particulier, la recherche de particules moins denses que la silice (densité comprises entre 1.5 et 2.5) et présentant des granulométries fines (autour de 50-100 μm) améliorera les propriétés de déformation et d'érosion-transport du matériau analogue. Des pistes de prospections intéressantes se trouvent dans le domaine des poudres synthétiques et en particulier des matières plastiques. Il existe certainement des granules de densité, couleur, forme et dimensions très variables que l'on pourra mélanger à notre matériau de base pour améliorer le transport des particules et le détail des dépôts sédimentaires (stratigraphie). A ce sujet, le potentiel de la stratification des modèles n'a pu être exploité quantitativement durant cette thèse faute de temps et d'expériences systématiques. Il y a cependant des informations très intéressantes à extraire de l'analyse fine de ces dépôts préservés dans les cônes alluviaux ou les bassins piggy-back. Par exemple, la réalisation de relevés fins sur des séries de coupes très proches permettra de reconstruire les volumes sédimentaires des bassins et leur évolution temporelle. Connaissant l'évolution morphologique, topographique et cinématique du modèle, il y a certainement des relations à mettre en évidence entre l'évolution de la déformation au sein du prisme d'accrétion (et notamment en fonction de l'activité des chevauchements) et l'évolution des flux sédimentaires (magnitudes, localisation des dépôts, etc.). Quelques questions intéressantes à étudier à l'avenir sont alors : « Où se produit l'érosion et la sédimentation au cours de l'histoire d'un piémont ? » « Quel est l'effet de la propagation de la déformation sur ces champs ? ». Grâce à ces travaux de thèse, nous avons à présent les outils pour aborder ces questions.

En conclusion, cette thèse a mis au point une méthodologie expérimentale nouvelle et prometteuse qui ouvre de vastes champs d'application pour différentes disciplines géologiques (géomorphologie, géologie structurale, sédimentologie, stratigraphie). Les futurs résultats seront des outils précieux aidant les géologues à mieux observer, comprendre et interpréter les données de terrain relatives aux interactions entre la tectonique, l'érosion et la sédimentation.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

Abdrakhmatov, K.E., Weldon, R., Thompson, S., Burbank, D., Rubin, Ch., Miller, M. et Molnar, P., 2001. Origin, direction, and rate of modern compression in the central Tien Shan, Kyrgyzstan, *Geologiya i Geofizika (Russian Geology & Geophysics)*, 42 : 1585-1609.

Ackers, P. et Charlton, F.G., 1970a. Dimensional analysis of alluvial channels with special reference to meander length. *Journal of Hydraulic Research*, 8(3) : 287-316.

Ackers, P. et Charlton, F.G., 1970b. The meandering of small streams in alluvium. Report 77. Hydraulic Research Station, Wallingford, UK, 78 p.

Ackers, P. et Charlton, F.G., 1970c. The slope and resistance of small meandering channels. In: Proceedings, The Institution of Civil Engineers, Supplement 15, Paper 7362 S, London, pp. 349–370.

Adam, J., Lohrmann, J., Hoth, S., Kukowski, N. et Oncken, O., 2002. Strain variation and partitioning in thrust wedges : High-resolution data from scaled sandbox experiments by 2D–3D PIV analysis. *Bolletino di Geofisica*, 42 (Supplement) :123–125.

Adam, J., Urai, J., Wieneke, B., Oncken, O., Pfeiffer, K., Kukowski, N., Lohrmann, J., Hoth, S., van der Zee, W. et Schmatz, J., 2005. Shear localisation and strain distribution during tectonic faulting - new insights from granular flow experiments and high-resolution optical image correlation techniques. *Journal of Structural Geology*, 27 : 283-301.

Adams, J., 1985. Large scale tectonic geomorphology of the southern Alps, New Zealand. In Tectonic geomorphology, Morisawa, M., and Hack, J. T.,. eds.,. Allen & Unwin, Boston, 105-128.

Adrian, R.J., 1991. Particle-imaging techniques for experimental fluid mechanics, *Annual Review of Fluid Mechanics*, 23 : 261–304.

Ahnert, F., 1970. Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large mid-latitude drainage basins. *American Journal of Science*, 268 : 243-263.

Aitken, M.J., 1985. Thermoluminescence Dating. Academic Press, London, 359 p.

Aitken, M.J., 1994. Optical dating: A non-specialist review. *Quaternary Science Reviews*, 13 : 503–508.

Aitken, M.J., 1998. An introduction to optical dating: the dating of Quaternary sediments by the use of photon-stimulated luminescence. London, Oxford University Press.

Allen, J.R.L., 1969. Erosional current marks of weakly cohesive mud beds. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39 : 607-623.

Allen, J.R.L., 1971. Transverse erosional marks of mud and rock : their physical basis and geological significance. *Sedimentary Geology*, 5 : 167–215.

Allen, M.B., Windley, B.F., Chi, Zhang, Zhao, Z.Y. et Wang, G.R., Wang, 1991. Basin evolution within and adjacent to the Tien Shan Range, NW China. *Journal of the Geological Society of London*, 148 : 369-378.

Allen, P.A., 1997. Earth Surface Processes. Blackwell Science, Oxford. 404 p.

Allmendinger, R.W., 1998. Inverse and forward numerical modeling of trishear fault-propagation folds. *Tectonics*, 17(4) : 640–656.

Amos, C.B. et Burbank, D., 2007. Channel width response to differential uplift. *Journal of Geophysical Research*, 112, F02010, doi:02010.01029/02006JF000672.

Ampferer, O., 1906. Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen, Jb. Geol. Reichsanst. Wien. 77 , pp. 539–622.

An, Z.S., Porter, S.C., Zhou, W., Lu, Y., Donahue, D., Head, M., Wu, X., Ren, J. et Zheng, H., 1993. Episodes of strengthened summer monsoon climate of younger Dryas age on loess plateau of central China. *Quaternary Research*, 39 : 45-54.

Anders, A.M., Roe, G.H., Durran, G.H., Montgomery, D.R. et Hallet, B., 2004. Precipitation and the form of moutina ranges. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85 : 498-499.

Aragand, E., 1924. La Tectonique de l'Asie, in C.R. du XIIIe Congrès géologique international (Bruxelles, 1922), pp. 171-372, Vaillant-Carmane, Liège.

Arch, J., Maltman, A.J. et Knipe, R.J., 1988. Shear-zone geometries in experimentally deformed clays: the influence of water content, strain rate and primary fabric. *Journal of Structural Geology*, 10 : 91-99.

Ashmore, P.E., 1982. Laboratory modelling of gravel braided stream morphology. *Earth Surface Processes*, 7 : 2201-2225.

Ashmore, P.E. et Parker, G., 1983. Confluence scour in coarse braided streams. *Water Resources*

Ashmore, P.E., 1987. Bed load transfer and channel morphology in braided streams. *Erosion and Sedimentation in the Pacific Rim,* AHS Publ 165 : 333-341.

Ashmore, P.E., 1988. Bedload transport in braided gravel-bed stream models. *Earth Surface Processes and Landforms*, 13 : 677–695.

Ashmore, P.E., 1991. How do gravel-bed rivers braid ? *Canadian Journal of Earth Science*, 28, 326–341.

Ashmore, P.E., 1993. Anabranch confluence kinetics and sedimentation processes in gravel-braided streams. In: J.L. Best and C.S. Bristow, Editors, Braided Rivers., Geological Society, London, Special Publication, 75 : 129–146.

Ashworth, P.J., 1996. Mid-channel bar growth and its relationship to local flow strength and direction. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21 : 103–123.

Ashworth, P.J., Best, J.L., Leddy, J.O. et Geehan, G., 1994. The physical modelling of braided rivers and deposition of fine-grained sediment. In: M.J. Kirkby, Editor, Process Models and Theoretical Geomorphology, Wiley, Chichester, pp. 115–139.

Athy, L.F., 1930. Density, porosity, and compaction of sedimentary rocks. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 14 : 1-35.

Aubouin, J., 1965. Geosynclines: Developments in Geotectonics, Elsevier, Amsterdam, XV+335 pp.

Avouac, J.P. et Peltzer, G., 1993. Active tectonics in southern Xinjiang, China : Analysis of terrace riser and normal fault scarp degradation along the Hotan-Qira Fault system. *Journal of Geophysical Research*, 98 : 21 773-21 807.

Avouac, J.P., Tapponnier, P., Bai, M., You, H. et Wang, G., 1993. Active thrusting and folding along the northeastern Tien Shan and late Cenozoic rotation of Tarim with respect to Dzungaria and Kazakhstan, *Journal of Geophysical Research*, 98 : 6755-6804.

Avouac, J.P. et Burov, E.G., 1996. Erosion as a driving mechanism of intracontinental growth. *Journal of Geophysical Research*, 101(8) : 17747-17769.

B

Babault, J., 2004. Dynamique de l'érosion dans une chaîne de montagnes : Influence de la sédimentation de piedmont. Thèse de l'Université de Rennes 1, 218 pp.

Babault, J. et Van Den Driessche, J., 2005a. L'érosion des chaînes de montagnes : influence de la sedimentation de piedmont. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(16) : 1431-1438.

Babault, J., Van Den Driessche, J., Bonnet, S., Castelltort, S. et Crave, A., 2005c. Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain, *Tectonics*, 24, TC2010, doi:10.1029/2004TC001697.

Babault, J., Van Den Driessche, J., Bonnet, S., Castelltort, S. et Crave, A., 2006. Reply to comment by Yanni Gunnel and Marc Calvet on 'Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain'. *Tectonics*, 25, TC3004, doi:10.1029/2005TC001922.

Baby, P., Colletta, B. et Zubieta, D., 1995. Etude géométrique et expérimentale d'un bassin transporté: exemple du synclinorium de l'Alto Beni (Andes centrales). *Société Géologique de France,* 166 : 797-811.

Bagnold, R.A., 1973. The nature of saltation and of 'bed load' transport in water. *Proceedings of the Royal Society of London.* A Mat. 332 : 473–504.

Bagnold, R.A., 1977. Bedload transport by natural rivers. *Water Resources Research*, 13 : 303–312.

Bagnold, R.A., 1980. An empirical correlation of bedload transport rates in flumes and natural rivers. *Proceedings of the Royal Society of London*, A, 372 : 453-473.

Bak, P., Tang, C. et Wiesenfeld, K., 1987. Self-organized criticality: an explanation of 1 / f noise. *Physical Review Letters*, 59 : 381–384.

Ballard, J.F., Brun, J.P., Van Den Driessche, J. et Allemand, P., 1987. Propagation des chevauchements au-dessus des zones de décollement : modèles expérimentaux. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*. 305, Série II, 1249-1253.

Ballard, J.F., 1989. Approche géologique et mécanique des décollements dans la croûte supérieure. Mémoire Géosciences Rennes, 301 pp.

Bally, A.W., Gordy, P.L. et Stewart, G.A., 1966. Structure, seismic data and orogenic evolution of southern Canadian Rocky Mountains. *Bullettin of Canadian Petroleum Geology*, 14, 337-381.

Barr, T.D. et Dahlen, F.A., 1989. Brittle frictional mountain building 2. Thermal structure and heat budget. *Journal of Geophysical Research*, 94 (B4), 3923-3947.

Barrier, L., 2002. Interactions déformation-sédimentation dans les systèmes compressifs supra-crustaux. Exemples naturels et modélisation analogique. Mémoire Géosciences Rennes, 103, 219 pp.

Barrier, L., Nalpas, T., Gapais, D., Proust, J.N., Casas, A.M. et Bourquin, S., 2002. Influence of syntectonic sedimentation on thrust geometry. Field examples from the Iberian Chain (Spain) and analogue modelling. *Sedimentary Geology*, 146(1-2) : 91-104.

Barros, A.P. et Lettenmaier, D.P., 1994. Dynamic modeling of orographically induced precipitation. Review of Geophysics, 32(3) : 265–284.

Batt, G.E. et Braun, J., 1997. On the thermomechanical evolution of compressional orogens. Geophys. J. Int., 128, 364 382.

Beaumont, C., 1981. Foreland basins. *Royal Astronomical Society Geophysical Journal*, 65 : 291-329.

Beaumont, C., Fullsack, P. et Hamilton, J., 1992. Erosional contrôl of active compressional orogens. In: Thrust tectonics, K.R.McClay, ed., Chapman & Hall, London, 1-18.

Beaumont, C., Kamp, P.J.J., Hamilton, J. et Fullsack, P., 1996. The continental collision zone, South Island, New Zealand; Comparison of geodynamical models and observations. *Journal of Geophysical Research*, 101 : 3333-3359.

Beaumont, C., Munoz, J.A., Hamilton, J. et Fullsack, P., 2000. Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees from a comparison of observations and geodynamical models. *Journal of Geophysical Research*, 105(B4) : 8121-8145.

Beaumont, C., Jamieson, R.A., Nguyen, M.H. et Lee, B., 2001. Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation. *Nature*, 414 : 738-742.

Becquerel, H., 1886. Sur les radiations émises par phosphorescence, Note de H. Becquerel. C.R.T.122, 420-421

Begin, Z.B., Meyer, D.F. et Schumm, S.A., 1980. Knickpoint migration due to base level lowering. *Journal of the Waterway, Port, Coastal, and Ocean Division*, American Society of Civil Engineers, 106 : 369-388.

Belghoul, A., 2007. Caractérisation pétrophysique et hydrodynamique d'un aquifère de socle (Ploemeur, Bretagne Sud, France). Thèse Université de Montpellier II.

Benedetti, L.C., Tapponier, P., Gaudemer, Y., Manighetti, I. et Van der Woerd, J., 2003. Geomorphic evidence for an emergent active thrust along the edge of the Po Plain : The Broni-Stradella fault, *Journal of Geophysical Research,* 108(B5), 10.1029/2001JB001546.

Bennett, S.J., 1999. Effect of slope on the growth and migration of headcuts in rills. *Geomorphology*, 30 : 273-290.

Bennett. S.J., Alonso, C.V., Prasad, S.N. et Römkens, M.J.M., 2000. Experiments on headcut growth and migration in concentrated flows typical of upland areas. *Water Resources Research*, 36(7) : 1911-1922.

Bennett, S.J. et Casalí, J., 2001. Effect of initial step height on headcut development in upland concentrated flows. *Water Resources Research*, 37(5) : 1475-1484.

Bernard, S., Avouac, J.P., Dominguez, S. et Simoes, M., 2007. Kinematics of fault-related folding from sandbox experiments, *Journal of Geophysical Research*, 112, B03S12, doi: 10.1029/2005JB004148,

Berner, R.A., Lasaga, A.C. et Garrels, R.M., 1983. The carbonate-silicate geochemical cycle and its effects on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years. *American Journal of Science*, 283 : 641-683.

Bernet, M., van der Beek, P., Pik, R., Huyghe, P., Mugnier, J.L., Labrin, E. et Szulc, A., 2006. Miocene to Recent exhumation of the central Himalaya determined from combined detrital zircon fission-track and U/Pb analysis of Siwalik sediments, western Nepal. *Basin Research*, 18 : 393-412.

Best, J.L,. 1988. Sediment transport and bed morphology at river channel confluences. *Sedimentology*, 35 : 481–498.

Biagi, R., 1988. Géométrie et cinématique des prismes d'accrétion sédimentaire : modélisation analogique. Mémoire de DEA, USTL, Montpellier, 76pp.

Bigi, A., Hasbargen, L., Montanari, A. et Paola, C., 2006. Knickpoints and hillslope failures: Interactions in a steady state experimental landscape, in GSA Special Paper 398, Tectonics, climate, and landscape evolution (edited by Sean D. Willett, Niels Hovius, Mark T. Brandon, and Donald M. Fisher), p. 295-308.

Bilham, R., Larson, K., Freymueller, J. et Idylhim members. 1997. GPS measurements of present-day convergence across the Nepal Himalaya. *Nature*, 386 : 61-64.

Biot, M.A., 1965. Mechanics of incremental deformations. John Wiley & Sons, NewYork, 504p.

Birot, P., 1958. Morphologie Structurale, tome second, types d'évolution du relief, théories orogéniques. Presses Universitaires de France, 464 pp.

Bishop, P., Hoey, T.B., Jansen, J.D. et Artza, I.L., 2005. Knickpoint recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in Eastern Scotland. *Earth Surface Processes and Landforms,* 30(6) : 767-778.

Blythe, A.E., Burbank, D.W., Carter, A., Schmidt, K. et Putkonen, J., 2007. Plio-Quaternary exhumation history of the central Nepalese Himalaya: 1. Apatite and zircon fission track and apatite [U-Th]/He analyses. *Tectonics*, 26, TC3002, doi:10.1029/2006TC001990.

Boissevain, H., 1934. Étude geologique et geomorphologique d'une partie de la vallée de la Haute Sègre. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse*, 66 : 33-170.

Bonini, M., Sokoutis, D., Talbot, C.J., Boccaletti, M. et Milnes, A.G., 1999. Indenter growth in analogue models of Alpine-type deformation. *Tectonics*, 18 : 119-128.

Bonini, M., Sokoutis, D., Mulugeta, G. et Katrivanos, E., 2000. Modelling hanging wall accomodation above rigid thrust ramps. *Journal of Structural Geology*, 22 : 1165–1179.

Bonini, M., 2001. Passive roof thrusting and forelandward fold propagation in scaled brittle-ductile physical models of thrust wedges. *Journal of Geophysical Research*, 106(B2) : 2291–2311.

Bonini, M., 2003. Detachment folding, fold amplification, and diapirism in thrust wedge experiments. *Tectonics*, 22(6): doi: 10.1029/2002TC001458. issn: 0278-7407.

Bonini, M., 2007. Deformation patterns and structural vergence in brittle–ductile thrust wedges: An additional analogue modelling perspective. *Journal of Structural Geology*, 29 : 141-158.

Bonnet, C., 2007. Interactions between tectonics and surface processes in the Alpine foreland: Insights from analogue model and analysis of recent faulting. PhD, University of Fribourg, Fribourg, 193p,

Bonnet, C., Malavieille, J. et Mosar, J., 2007. Interactions between tectonics, erosion, and sedimentation during the recent evolution of the Alpine orogen: Analogue modeling insights. *Tectonics*, 26, TC6016, doi:10.1029/2006TC002048.

Bonnet, C., Malavieille, J. et 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 Société Géologique de France*, 2008, 179(3) : 179-192.

Bonnet, S. et Crave, A., 2003. Landscape response to climate change: insights from experimental modeling and implications for tectonic versus climatic uplift of topography. *Geology*, 31(2) : 123-136.

Bonnet, S. et Crave, A., 2006. Macroscale dynamics of experimental reliefs. In : Buiter, S.J. H. & Schreurs, G. (eds), Analogue and numerical modelling of crustal-scale processe, *Journal Geological Society of London, Special Publication*, 253 : 327-339.

Bookhagen, B., Thiede, R.C. et Strecker, M., 2005a. Abnormal monsoon years and their control on erosion and sediment flux in the high, arid NW Himalayas. *Earth and Planetary Science Letters*, 231 : 131-146.

Bookhagen, B. et Burbank, D.W., 2006. Topography, relief, and TRMM-derived rainfall variations along the Himalaya: Geophysical Research Letters, v. 33, doi:10.1029/2006GL026037.

Boutelier, D., Chemenda, A. et Jorand, C., 2002. Thermo-mechanical laboratory modelling of continental subduction : first experiments. In :Schellart ,W.P.and Passchier,C. 2002. Analogue modelling of large-scale tectonic processes. *Journal of the Virtual Explorer*, 6 : 61-65.

Boutelier, D., Chemenda, A. et Burg, J.P., 2003. Subduction versus accretion of intra-oceanic volcanic arcs : insight from thermo-mechanical analogue experiments, *Earth and Planetary Science Letters,* 212(1-2) : 31-45.

Boutelier, D., 2004. La modélisation expérimentale tridimensionnelle thermo-mécanique de la subduction continentale et l'exhumation des roches de Ultra-Haute/Basse Température. Thèse de l'Université de Nice Sophia-Antipolis, 202 p.

Boutelier, D., Chemenda, A. et Jorand, C., 2004. Continental subduction and exhumation of high-pressure rocks : insights from thermo-mechanical laboratory modelling, *Earth and Planetary Science Letters,* 222 : 209-216.

Boyer, S.E., 1995. Sedimentary basin taper as a factor controlling the geometry and advance of thrust belts. *American Journal of Science*, 295 : 1220–1254.

Brace, W.F. et Kohlstedt, D.L., 1980. Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments : *Journal of Geophysical Research*, 85(B11) : 6245-3252.

Braun, J., Zwartz, D. et Tomkin, J.H., 1999. A new surface processes model combining glacial and fluvial erosion. *Annals of Glaciology*, 28 : 282-290.

Brunton, DA. et Bryan, RB., 2000. Rill network development and sediment budgets. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25 : 783-800.

Brush, L.M. et Wolman, M.G., 1960. Knickpoint behaviour. in noncohesive material : A laboratory study. *Bulletin of the Geological Society of America,* 71 : 59–74.

Bryan, R.B. et Poesen, J., 1989. Laboratory experiments on the influence of slope length on runoff, percolation and rill development. *Earth Surface Processes and Landforms*, 14 : 211-231.

Bryan, R.B., Hawke, R.M. et Rockwell, D.L., 1998. The influence of subsurface moisture on rill system evolution. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23 : 773-789.

Bucher, W.H., 1956. Role of gravity in orogenesis. *Bulletin of the Geological Society of America*, 67 : 1295-1318.

Bucher, W.H., 1962. An experiment on the role of gravity in orogenic folding. Geol Rundsch, 52(2) : 804-810.

Bull, A.J., 1921. A hypothesis of mountain building. *Geological Magazine*, 58, 364.

Bull, W.B., 1962, Relation of textural (CM) patterns to depositional environment of alluvial-fan deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, 32 : 211-216.

Bull, W.B., 1964. Relation of alluvial fan size and slope to drainage basin size and lithology in western Fresno County, California. *U.S. Geological Survey, Professional Paper* 450-B : 51-53.

Bull, W.B., 1977. The alluvial-fan environment. *Progress in Physical geography,* 1 : 222-270, London.

Bull, W.B., 1991. Geomorphic responses to climatic change. Oxford University Press, New York, 326 pp.

Bullen, M., Burbank, D., Garver, J., et Abdrakhmatov, K.Y., 2001. Late Cenozoic tectonic evolution of the northwestern Tien Shan : new age estimates for the initiation of mountain building. *Geological Society of America Bulletin*, 113(12) : 1544-1559.

Bullen, M.E., Burbank, D.W. et Garver, J.I., 2003. Building the Northern Tien Shan : Integrated thermal, structural and topographic constraints. *The Journal of Geology*, 111 : 149-165.

Burbank, D., 1992. Causes for recent uplift deduced from deposited patterns in the Ganges basin, *Nature*, 357 : 680-683.

Burbank, D.W. et Vergés, J., 1994. Reconstruction of topography and related depositional systems during active thrusting. *Journal of Geophysical Research*, 99(B10) : 20 281-20 297.

Burbank, D.W., Leland, J., Fielding, E.J., Anderson, R.S., Brozovic, N., Reid, M.R. et Duncan, C.C., 1996a. Bedrock incision, rock uplift, and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas. *Nature*, 379 : 505-510.

Burbank, D.W., Meigs, A. et Brozovic, N., 1996b. Interactions of growing folds and coeval depositional systems. *Basin Research*, 8 : 199-223.

Burbank, D.W. et Anderson, R.S., 2001. Tectonic Geomorphology, Blackwell Scientific, Oxford, 270 p.

Burbank, D.W., Blythe, A.E., Putkonen, J., Pratt-Sitaula, B., Gabet, E., Oskin, M., Barros, A. et Ohja, T., 2003. Decoupling of erosion and precipitation in the Himalayas. *Nature*, 426 : 652-655.

Burchfiel, B.C., Brown, E.T., Qidong, D., Xianyue, F., Jun, L., Molnar, P., Jianbang, S., Zhangming, W., et Huichuan, Y., 1999. Crustal shortening on the margins of the Tien Shan, Xinjiang, China. *International Geology Review*, 41 : 665-700.

Burg, J.P., et Ford, M., 1997. Orogeny through time, *Geological Society. Special Publication.* 121, Blackwell, Oxford : 63-98.

Byerlee, J., 1978. Friction of rock. *Pure applied Geophysics*, 116, 615–626.

Byrne, T. et Hibbard, J., 1987. Landward vergence in accretionary prisms: the role of the backstop and thermal history. *Geology,* 15 : 1163–1167.

Byrne, D.E. Davis, D.M. et Sykes, L.R., 1988. Loci and maximum size of thrust earthquakes and the mechanics of the shallow region of subductio zones. *Tectonics*, 7 :833-857.

Byrne, D.E., Wang, W.-H. et Davis, D.M., 1993. Mechanical role of backstops in the growth of forearcs. *Tectonics*, 12 : 123-144.

C

Cadell, H.M., 1889. Experimental researches in mountain building. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh,* 35 : 339–343.

Cagnard, F., 2005. Compression des lithosphères continentales « chaudes ». Application à la tectonique précambrienne. Mémoire Géosciences Rennes, 339p.

Cagnard, F., Brun, J.P. et Gapais, D., 2006. Modes of thickening of analogue weak lithospheres. *Tectonophysics*, 421 : 145–160.

Calassou, S., Larroque, C. et Malavieille, J., 1993. Transfer zones of deformation in thrust wedges : An experimental study. *Tectonophysics*, 221 : 325-344.

Calvet, M., 1996. Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne : les Pyrénées orientales. BRGM, Orléans, France, 1177pp.

Campy, M. et Macaire, J.J., 2003. Géologie de la surface. Erosion, transfert et stockage dans les environnements continentaux. 2nde. éd. Dunod. 440 p.

Carman, P.C., 1938. The determination of the specific surface of powders. *Transactions of the Journal of the Society of Chemical Industry*, 57, 225-234.

Carman P.C., 1956. Flow of gases through porous media. London : Butterworths scientific publications,. London, 169 p.

Carrier, D.W., 2003. Goodbye, Hazen ; Hello, Kozeny-Carman. *Journal of Geotechnical and geoenvironmental engineering*, American Society of Civil Engineers, 1054-1056.

Carson, M.A. et Kirkby, M.J., 1972. Hillslope form and process, Cambridge University Press, Cambridge, 475 pp.

Carter, N.L. et Tsenn, M., 1987. Flow properties of continental lithosphere, *Tectonophysics*, 136 : 27-63.

Casagrande, A.,1932. Research on the Atterberg limits of soils. *Public Roads,* 13(8) : 121–136.

Castelltort, S. et Simpson, G., 2006. River spacing and drainage network growth in widening mountain ranges. *Basin Research,* 18(3) : 267-276.

Cattin, R. et Avouac, J.P., 2000. Modeling mountain building and the seismic cycle in the Himalaya of Nepal. *Journal of Geophysical Research*, 105 : 13 389-13 407.

Champagnac, J., Molnar, P., Anderson, R., Sue, C. et Delacou, B., 2007. Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps. *Geology* 35(3) : 195-198.

Champel, B., van der Beek, P.A., Mugnier, J.L. et Leturmy, P., 2002. Growth and lateral propagation of fault related folds in the Siwaliks of western Nepal : Rates, mechanisms and geomorphic signature. *Journal of Geophysical Research*, 107 (B6), 10.1029/2001JB000578.

Chapple, W.M., 1978. Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts. *Geological Society of America Bulletin*, 89 : 1189-1198.

Charreau, J., 2005. Evolution tectonique du Tian-Shan au Cénozoïque liée à la collision Inde-Asie Apports de la magnétostratigraphie et de la géochronologie isotopique U-Th/He, Thèse ISTO, 277pp.

Charreau, J., Chen, Y., Gilder, S., Dominguez, S., Avouac, J.P., Sen, S., Sun, D., Li, Y. et Wang, W., 2005. Magnetostratigraphy and rock magnetism of the Neogene Kuitun He

section (northwest China) : implications for Late Cenozoic uplift of the Tianshan mountains. *Earth and Planetary Science Letters*, 230 : 177–192.

Charreau, J., Gilder, S., Chen, Y., Dominguez, S., Avouac, J.P., Sen, S., Jolivet, M., Li, Y. et Wang, W., 2006. Magnetostratigraphy of the Yaha section, Tarim Basin (China): 11 Ma acceleration in erosion and uplift of the Tianshan Mountains. *Geology*, 34(3) : 181-184.

Charreau, J., Chen, Y., Gilder, S., Barrier, L., Dominguez, S., Augier, R., Sen, S., Avouac, J.P., Gallaud, A., Graveleau, F. et Li, Y.. Neogene of the Tian Shan mountains observed in the magnetic record of the Jingou River section (Northwest China), Soumis à Tectonics.

Chase, C.G.,1992. Fluvial landsculpting and the fractal dimension of topographys. *Geomorphology*, 5 : 39-57.

Chen, C.W. et Zebker, H.A., 2002. Phase unwrapping for large SAR interferograms: statistical segmentation and generalized network models, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 40(8) : 1709-1719.

Chen, Y., Courtillot, V., Cogne, J.P., Besse, J., Yang Zhenyu and Enkin, R., 1993. The configuration of Asia prior to the collision of India : Cretaceous paleomagnetic constraints. *Journal Geophysical Research*. 98(12) : 21 927-21 941.

Chorley, R.J., Schumm, S.A. et Sugden, D.E., 1984. Geomorphology, London, Methuen, 605 p.

Chu, J., 1995. An experimental examination of the critical state and other similar concepts for granular soils. *Canadian Geotechnical Journal*, 32 : 1065-1075.

Clevis, Q., de Boer, P.L. et Nijman, W., 2004. Differentiating the effect of episodic tectonism and eustatic sea-level fluctuations in foreland basins filled by alluvial fans and axial deltaic systems : insights from a three-dimensional stratigraphic forward model. *Sedimentology*, 51(4) : 809-835.

Cloos, M., 1982. Flow melanges: Numerical modeling and geologic constraints on their origin in the Franciscan subduction complex, California. *Geological Society of America Bulletin*, 93 : 330-345.

Cloos, M., 1984. Flow melanges and the structural evolution of accretionary wedges. *Geological Society of America Special Paper,* 198 : 71-79.

Cobbold, P.R., Rossello, E.R. et Vendeville, B., 1989. Some experiments on interacting sedimentation and deformation above salt horizons. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8(V,3) : 453-460.

Cobbold, P.R. et Jackson, M.P.A., 1992. Gum rosin (colophony): a suitable material for thermomechanical modelling of the lithosphere. *Tectonophysics*, 210 : 255-271.

Cobbold, P.R., Davy, P., Gapais, D., Rossello, E.A., Sadybakasov, E., Thomas, J.C., Tondji Biyo, J.J. et Urreiztieta, M., 1993. Sedimentary basins and crustal thickening. *Sedimentary Geology*, 86 : 77-89.

Cobbold, P.R. et Castro, L., 1999. Fluid pressure and effective stress in sandbox models. *Tectonophysics*, 301 : 1-19.

Cobbold, P.R., Durand, S. et Mourgues, R., 2001. Sandbox modelling of thrust wedges with fluid-assisted detachments. *Tectonophysics*, 334 : 245-258.

Colletta, B., Letouzey, J., Ballard, J.F. et Balle, P., 1991. Computerized X-ray tomography analysis of sandbox models : examples of thin-skinned thrust systems. *Geology*, 19 : 1063–1067.

Cook, F.A. et Varsek, J.L., 1994. Orogen-scale decollements. *Reviews of Geophysics,* 32 : 37–60.

Cordier, L., 1827. Essai sur la température de l'intérieur de la Terre. *Mémoire de l'Académie des Sciences*, 1827 ; republié in Mémoires du Muséum d'histoire naturelle, 15, 161-244, Paris, p.166, 267.

Corrado, S., Di Bucci, D., Naso, G. et Faccenna, C., 1998. Influence of palaeogeography on thrust system geometries: an analogue modelling approach for the Abruzzi-Molisse (Italy) case history. *Tectonophysics*, 296 : 437-453.

Costa, E. et Vendeville, B.C., 2002. Experimental insights on the geometry and kinematics of fold-and-thrust belts above a weak, viscous evaporite décollement. *Journal of Structural Geology*, 24 : 1729–1739.

Coulomb, C.A., 1773. Sur l'application des règles de maximis et minimis à quelques problèmes de statique relatifs à l'architecture. Mémoires de Mathématiques et de Physique. *Académie Royale des Sciences*, 7 : 343-382.

Cowan, D.S. et Silling, R.M., 1978. A dynamic, scaled model of accretion at trenches and its implications for the tectonic evolution of subduction complexes. *Journal of Geophysical Research*, 83 : 5389–96

Craddock, W.H., Burbank, D.W., Bookhagen, B. et Gabet, E.J., 2007. Bedrock channel geometry along an orographic precipitation gradient in the upper Marsyandi River valley in central Nepal, *Journal of Geophysical Research*, Earth Surface, 112, F03007, doi:03010.01029/02006JF000589.

Crave, A. et Davy, P., 1997. Scaling relationships of Channel networks at continental scale : Examples from two large-Magnitude Watersheds in French Brittany. *Tectonophysics*, 269 : 91-111.

Crave, A., Lague, D., Davy, P., Kermarrec, J.J., Sokoutis, D., Bodet, L. et Compagnon, R., 2000. Analogue modelling of relief dynamics. *Physics and Chemistry of the Earth,* (A), 25(6-7), 549-553.

Crosby, B.T. et Whipple, K.X., 2004, Knickpoint Initiation and distribution within fluvial Networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. *Geomorphology*, 82 : 16-38.

Cruz, L., Teyssier, C., Perg, L., Take, A. et Fayon, A., 2008. Deformation, exhumation, and topography of experimental doubly-vergent orogenic wedges subjected to asymmetric erosion. *Journal of Structural Geology*, 30 : 98-115.

Culling, W.E.H., 1960. Culling, Analytical theory of erosion. *Journal of Geology,* 68 : 336–344.

Curie, M. et Curie, P., 1898. Rayons émis par les composés de l'uranium et du thorium, *Comptes rendus hebdomadaires de l'Académie des Sciences*, 126 : 1101-1103.

Czirok, A., Somfai,E. et Vicsek, T., 1993. Experimental evidence for self-affine roughening in a micromodel of. geomorphological evolution. *Physical Review Letters*, 71(13) : 2154-2157.

D

Dadson, S.J., Hovius, N., Chen, H., Dade, B., Hsieh, M.L., Willett, S.D., Hu, J.C., Horng, M.J., Chen, M.C., Stark, C.P., Lague, D. et Lin, J.C., 2003. Links between erosion, runoff variability and seismicity in the Taiwan orogen. *Nature*, 426, 648-651.

Dadson, S.J., Hovius, N., Chen, H., Dade, B., Lin, J.C., Hsu, M.L., Lin, C.W., Horng, M.J., Chen, T.C., Milliman, J. et Stark, C.P., 2004. Earthquake-triggered increase in sediment delivery from an active mountain belt. *Geology*, 32(8) : 733-736.

Daëron, M., Avouac, J.P., Charreau, J. et Dominguez, S., 2007. Modeling the shortening history of a fault-tip fold using structural and geomorphic records of deformation. *Journal of Geophysical Research*, 112, B03S13, doi: 10.1029/1006JB004460.

Dahlen, F.A., Suppe, J. et Davis, D., 1984. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges : cohesive coulomb theory. *Journal of Geophysical Research,* **89** (B12), 10 087-10 101.

Dahlen, F.A., 1984. Non Cohesive Critical Coulomb Wedges : An Exact Solution. *Journal of Geophysical Research,* 89 (B12), 10 125-10 133.

Dahlen, F.A., 1988. Mechanical energy budget of a fold-and-thrust belt. *Nature*, 331 : 335-337.

Dahlen, F.A. et Suppe, J., 1988. Mechanics, growth, and erosion of mountain belts. *Geological Society of America, Special Paper*, 218 : 161-178.

Dahlen, F.A. et Barr, T.D., 1989. Brittle Frictional Mountain Building, 1. Deformation and mechanical energy budget. *Journal of Geophysical Research*, 94 : 3906-3922.

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.

Dahlstrom, C.A., 1969. Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6 : 743-757.

Dahlstrom, C.A., 1990. Geometric constraints derived from the law of conservation of volume and applied to evolutionary models for detachment folding. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 74 : 336-344.

Dana, J.D., 1873. On some results of the Earth's contraction from cooling, including a discussion of the origins of mountains, and the nature of the Earth's interior. *American Journal of Science,* 5 : 423-443.

Daniel, J.Y., Brahic, A., Hoffert, M., Schaaf, A. et Tardy, M., 1999. Sciences de la Terre et de l'Univers, Vuibert Ed., 635p.

Daubrée, A., 1878. 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.

Daubrée, A., 1878. 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.

Daubrée, A., 1879. Etudes synthétiques de géologie expérimentale, Dunot.

Davis, D.M., 1978. The mechanics of thrust faults : a sandbox model, B.S. Thesis, 53 pp, Princeton University, Princeton, N.J.

Davis, D.M. et Suppe, J., 1980. Critical taper in mechanics of fold-and-thrust belts. *Geological Society of America Abstract Programs*, 14 : 410.

Davis, D., Suppe, J. et Dahlen, F.A., 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research,* 88 (B12), 1153-1172.

Davis, D.M. et von Huene, R., 1987. Inferences on sediment strength and fault friction from structures at the Aleutian Trench. *Geology*, 15(6) : 517–522.

Davis, V.W., 1932. Piedmont bench lands and the primaerruempfe. *Geological Society of American Bulletin*, 43(2) : 399-440.

Davis, W.M., 1889. The rivers and valleys of Pennsylvania. *National Geographic Magazine*, 1 : 183-253.

Davis, W.M., 1899. The geographical cycle. *The Geographical Journal*, 14 : 481-504.

Davisson, C., 1888a. Note on the movement of scree material. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 44 : 232–238.

Davisson, C., 1888b. Second note on the movement of scree material. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 44 : 825-826.

Davy, P. et Cobbold, P.R., 1988. Indentation tectonics in nature and experiment. 1. Experiments scaled for gravity. *Bulletin of the Geological Institution of the University of Upsala,* 14 : 129–141.

Davy, P. et Cobbold, P.R., 1991. Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere. *Tectonophysics*, 188 : 1-25.

De Sitter, L.U., 1952. Pliocene uplift of tertiary mountain chains, *American Journal of Science*, 250 : 297–307.

DeCelles, P.G. et Cavazza, W., 1999. A comparison of fluvial megafans in the Cordilleran (upper Cretaceous) and modern Himalayan foreland basin systems. *Geological Society of Amercia Bulletin*, 111, 1315-1334.

Del Castello, M., Pini, G.A. et McClay, K.R., 2004. Effect of unbalanced topography and overloading on Coulomb wedge kinematics: Insights from sandbox modeling. *Journal of Geophysical Research*, 109, B05405, doi:10.1029/ 2003JB002709.

Delcaillau, B., Deffontaines, B., Floissac, L., Angelier, J., Deramond, J., Souquet, P., Chu, H.T. et Lee, J.F., 1998. Morphotectonic evidence from lateral propagation of an active frontal fold, Pakuashan anticline, foothills of Taiwan. *Geomorphology*, 24 : 263-290.

Delcaillau, B., 2001. Geomorphic response to growing fault-related folds: example from the foothills of central Taiwan. Geodinamica Acta 14: 265-287.

Delcaillau, B., 2004. Reliefs et tectonique récente. Nouveau Précis de Géomorphologie. Paris: Vuibert, 262 p.

Delcaillau, B., Carozzab, J.M. et Lavillea, E., 2006. Recent fold growth and drainage development: the Janauri and Chandigarh anticlines in the Siwalik foothills, northwest India. *Geomorphology,* 76 : 241-256.

Densmore, A.L., Anderson, R.S., McAdoo, B.G. et Ellis, M.A., 1997. Hillslope evolution by bedrock. landslides. *Science*, 275 : 369–372.

Deparis, V. et Legros, H., 2000. Voyage à l'intérieur de la Terre. De la géographie antique à la géophysique actuelle. Une histoire des idées, Paris, CNRS Editions, 628 pp.

Dewey, J. et Bird, J., 1970. Mountain belts and the new Global Tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 75 : 2625-2647.

Dietrich, W.E. et Montgomery, D.R., 1998. Hillslopes, channels and landscape scale, In G. Sposito (edt) Scale Dependence and Scale Invariance in Hydrology, Cambridge University Press, p. 30-60.

Dietrich, W.E., Bellugi, D., Sklar, L.S., Stock, J.D., Heimsath, A.M. et Roering, J.J., 2003. Geomorphic transport laws for predicting landscape form and dynamics, in R.M. Iverson and P. Wilcock (editors), Prediction in Geomorphology, Geophysical Monograph 135, American Geophysical Union, p. 103-132.

Dixon, J.M., 1974. A new method of determining finite strain in models of geological structures. *Tectonophysics*, 24 : 99-114.

Dixon, J.M., 1975. Finite strain and progressive deformation in models of diapiric structures, *Tectonophysics*, 28 : 89-124.

Dixon, J.M. et Summers, J.M., 1985. Recent developments in centrifuge modelling of tectonic processes: equipment, model construction techniques and rheology of model materials. *Journal of Structural Geology*, 7 : 83-102.

Dixon, J.M. et Liu, S., 1992. Centrifuge modelling of the propagation of thrust faults.In: Thrust Tectonics (edited by McClay, K.). London: Chapman & Hall, 53-70.

Doeschl-Wilson, A.B. et Ashmore, P.E., 2005. Assessing a numerical cellular braided-stream model with a physical model. *Earth Surface Processes and Landforms,* 30(5) : 519-540.

Dolomieu, D., 1791. de, Mémoire sur les pierres composées et sur les roches. *Journal de Physique, Paris*, IXL (1791), 379p.

Dominguez, S., 1998. Déformation des marges actives liées à la subduction de reliefs océaniques – Analyse de données de géophysique marine et de modèles analogiques. Thèse de l'Université de Montpellier II, 302p.

Dominguez, S., Lallemand,S.E., Malavieille, J. et Von Huene, R., 1998. Upper plate deformation associated with seamount subduction. *Tectonophysics*, 293 : 207-224.

Dominguez, S., Malavieille, J. et Lallemand, S.E., 2000. Deformation of accretionary wedges in response to seamount subduction : insights from sandbox experiments. *Tectonics*, 19 : 182-196.

Dominguez, S., Michel, R., Avouac, J.P. et Malavieille, J., 2001. Kinematics of thrust fault propagation, Insight from video processing techniques applied to experimental modelling, EGS XXVI, Nice, 2001 (France).

Dominguez, S., Avouac, J.P. et Michel, R., 2003. Horizontal co-seismic deformation of the 1999 Chi-Chi earthquake measured from SPOT satellite images: implications for the seismic cycle along the western foothills of Central Taiwan. *Journal of Geophysical Research*, 108 B2.

Dominguez, S., Graveleau, F., Malavieille, J., etc. Analogue modelling of mountain building : An experimenta approach to study geomorphology. En préparation.

Douglass, J.C. et Schmeeckle, M., 2007. Analogue modeling of transverse drainage mechanisms. *Geomorphology*, 84 : 22-43.

Drew, F., 1873. Alluvial and lacustrine deposits and glacial records of the upper-Indus Basin, Quarterly. *Journal of the Geological Society of London,* 29 : 441-471.

Duffait-Champel, B., 2004. Interactions entre tectonique et érosion à différentes échelles spatio-temporelles en Himalaya : Apport de la modélisation numérique. Thèse de doctorat de l'Université de Grenoble 1, 288p.

Dumitru, T.A., Zhou, D., Chang, E., Graham, S.A., Hendrix, M.S., Sobel, E.R. et Carroll, A.R., 2001. Uplift, exhumation, and deformation in the Chinese Tian Shan in Hendrix, M. S., and Davis, G. A., ed., Paleozoic and Mesozoic tectonic evolution of central and eastern Asia: From continental assembly to intracontinental deformation: *Geological Society of America Memoir,* 194 : 71-99.

Duran, J., 2003. Sables émouvants: la physique du sable au quotidien, Edition Belin, Pour la science, 191 p.

Duvall, A., Kirby, E. et Burbank, D., 2004. Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in coastal California, *Journal of Geophysical Research*, 109, F03002, doi:10.1029/2003JF000086.

E

Edgar, D.E., 1973. Geomorphic and hydraulic properties of laboratory rivers. MS thesis, Colorado State University, Fort Collins, Colorado.

Eisenstadt, G. et Sims, D., 2005. Evaluating sand and clay models: do rheological differences matter ? *Journal of Structural Geology*, 27 : 1399–1412.

Elie de Beaumont, L., 1829-1830. Recherches sur quelques-unes des Révolutions de la surface du globe, présentant différents exemples de coïncidence entre le redressement des couches de certains systèmes de montagnes, et les changements soudains qui ont produit les lignes de démarcation qu'on observe entr e certains étages consécutifs des terrains de sédiment: *Annales des Sciences Naturelles*, 18, 1829, pp. 5-25, 284-417 ; 19, 1830, pp. 5-99, 177-240.

Elliott, D., 1976. The motion of thrust sheets. *Journal of Geophysical Research*, 81 : 949-963.

Ellis, S., Fullsack, P. et 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*, 120(1) : 24-44.

Ellis, S., 1996. Forces driving continental collision: reconciling indentation and mantle subduction tectonics. *Geology*, 24(8) : 699-702.

Ellis, S., Wissing, S. et Pfiffner, A., 2001. Strain localization as a key to reconciling experimentally derived flow-law data with dynamic models of continental collision. *International Journal of Earth Sciences*, 90(1) : 168-180.

Ellis, S., Schreurs, G. et Panien, P., 2004. Comparisons between analogue and numerical models of thrust wedge development. Journal of Structural Geology, 26 : 1659-1675.

Ellison, W.D., 1952. Raindrop energy and soil erosion. *Empire Journal of Experimental Agriculture*, 20 : 81-97.

Emmerman, S.H. et Turcotte, D.L., 1983. A fluid model for the shape of accretionnay wedges. *Earth Planetary Sceinces Letters*, 63 : 379-384.

England, P.C. et Molnar, P., 1990. Surface uplift, uplift of rocks and exhumation of rock. *Geology*, 18(12), 1173-1177.

Erslev, E.A., 1991. Trishear fault-propagation folding. *Geology*, 19(6) : 617-620.

Escher, B.G. et Kuenen, P.H., 1929. Experiments in connection with salt domes. *Leidsche Geologische Mededeelingen*, 3 : 151-182.

Faccenna, C., Davy, P., Brun, J.P., Funiciello, R., Giardini, D., Mattei, M. et Nalpas, T., 1996. The dynamics of. back-arc extension : an experimental approach to the opening of the Tyrrhenian Sea. *Geophysical Journal International*, 126 : 781-795.

F

Faill, R.T., 1973. Kink band folding. Valley and Ridge province, Pennsylvania. *Geological Society of America Bulletin*, 84 : 1289–1314.

Favre, A., 1878. Expériences sur les effets des refoulements ou écrasements latéraux en géologie, *Archives des sciences physiques et naturelles*, n°246.

Fielding, E.J., 1996. Tibet uplift and erosion. *Tectonophysics*, 260 : 55-84.

Fincham, A. et G., Spedding, 1997. Low cost, high resolution DPIV for measurement of turbulent fluid flow. Experiments in Fluids, 23 : 449-462

Finnegan, N.J., Roe, G., Montgomery, D. et Hallet, B., 2005. Controls on the channel width of rivers: implications for modelling fluvial incision of bedrock. *Geology*, 33 : 229–232.

Fisher, O., 1881. Physics of the Earth's Crust, Londres, 269.

Fisher, O., 1882. On the Physical Cause of the Ocean Basins. *Nature*, 234-4.

Flemings, P.B. et Jordan, T.E., 1989. A synthetic stratigraphic model of foreland basin development. *Journal of Geophysical Research,* 94(B4) : 3851-3866.

Flemings, P.B. et Jordan, T.E., 1990. Stratigraphic modeling of foreland basins: interpreting thrust deformation and lithosphere rheology. *Geology*, 18 : 430-434.

Flint, J.J., 1973. Experimental development of headward growth of channel networks. *Geological Society of America Bulletin*, 84(3) : 1087–1094.

Flint, J.J., 1974. Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. *Water Resources Research*, 10 : 969–973.

Fluteau, F., 2005. La dynamique terrestre et les modifications climatiques. *Comptes Rendus Géosciences*, 335 : 157-174.

Fluteau, F., Ramstein, G., Besse, J., Guiraud, R. et Masse, J.P., 2007. Impacts of palaeogeography and sea level changes on Mid-Cretaceous climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 247 : 357 – 381

Font, M., Lagarde, J.L., Amorese, D., Coutard, J.P., Dubois, A., Guillemet, G., Ozouf, J.C. et Vedie, E., 2006. Physical modelling of fault scarp degradation under freeze-thaw cycles. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31 : 1731-1745.

Formento-Trigilio, M.L., Burbank, D.W., Nicol, A., Shulmeister, J. et Rieser, U., 2003. River response to an active fold-and-thrust belt in a convergent margin setting, North Island, New Zealand. *Geomorphology*, 49 : 125-152.

Foster, G.R., Huggins, L.F. et Meyer, L.D., 1984. A laboratory study of rill hydraulics: II. Shear stress relationships. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers,* 27(3) : 797- 804.

Foster, GR. et Meyer, LD., 1972. A closed-form erosion equation for upland areas. In Sedimentation: Symposium to Honor Professor H.A. Einstein, Shen HW (ed.). Colorado State University: Fort Collins, Colorado; 12.1- 12.19.

Foucault, A. et Raoult, J.F., 1995. Dictionnaire de Géologie. Masson (Eds), 324pp.

Fournier, Z., Geromichalos, D., Herminghaus, S., Kohonen, M.M., Mugele, F., Scheel, M. et Schulz, M., 2005. Mechanical properties of wet granular materials. *Journal of physics. Condensed matter*, 17 . S477-S502.

Frankel, KL., Pazzaglia, FJ. et Vaughn, JD., 2007. Knickpoint evolution in a vertically bedded substrate, upstream-dipping terraces, and Atlantic slope bedrock channels. *Geological Society of America Bulletin,* 119(3) : 476-486.

Friedkin, J.F., 1945. A laboratory study of the meandering of alluvial rivers. Waterways Experimental Station Report. U. S. Army Corps of Engineers, Vicksburg, Mississippi, 40p.

G

Gabbard, D.S., Huang, C., Norton, L.D. et Steinhardt, G.C., 1998. Landscape position, surface hydraulic gradients and erosion processes. *Earth Surface Processes and Landforms,* 23 : 83-93.

Gabet, E.J., 2003. Sediment transport by dry ravel. *Journal of Geophysical Research,* 108(B1), 2049, 10.1029/2001JB001686.

Gabet, E.J., Burbank, D.W., Putkonen, J.K., Pratt-Sitaula, B.A. et Ojha, T., 2004a. Rainfall thresholds for landsliding in the Himalayas of Nepal. *Geomorphology*, 63 (3-4) :131-143.

Gabet, E., Pratt-Sitaula, B. et Burbank, D.W., 2004b. Climatic controls on hillslope angle and relief in the Himalayas. *Geology*, 32 : 629-632.

Gabet, E.J., Burbank, D.W., Pratt-Sitaula, B., Putkonen, J. et Bookhagen, B., 2008. Modern erosion rates in the High Himalayas of Nepal. *Earth and Planetary Science Letters*, 267 : 482-494.

Gabriels, D., 1999. The effect of slope length on the amount and size distribution of eroded silt loam soils: Short slope laboratory experiments on interrill erosion. *Geomorphology,* 28 :169–172.

Gaillardet, J., Dupré, P., Louvat, P. et Allégre, C.J., 1999. Global silicate weathering and CO2 consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. *Chemical Geology*, 159 : 3-30.

Galland, O., Cobbold, P.R., Hallot, E., de Bremond d'Ars, J. et 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*, 243 : 786-804.

Galy, A. et France-Lanord, C., 2001, Higher erosion rates in the Himalaya. Geochemical constraints on riverine fluxes. *Geology*, 29(1) : 23-26.

Gao, J., Li, M., Xiao,X., Tang, Y. et He, G., 1998. Paleozoic tectonic evolution of the Tianshan orogen, northwestern China. *Tectonophysics*, 287 : 213-231.

Garcia-Castellanos, D., Fernàndez, M. et Torné, M., 1997. Numerical modeling of foreland basin formation: a program relating thrusting, flexure, sediment geometry and lithosphere rheology. *Computers & Geosciences*, 23(9) : 993-1003.

Garcia-Castellanos, D., 2002. Interplay between lithospheric flexure and river transport in foreland basins. *Basin Research*, 14(2) : 89-104.

Gardner, T., 1983. Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material. *Geological Society of America Bulletin*, 94 : 664-672.

Gautam, P. et Fujiwara, Y., 2000. Magnetic polarity stratigraphy of Siwalik Group sediments of Karnali River section in. Western Nepal. *Geophysical Journal of the Interior*, 142 : 812-824.

Germanoski, G. et Schumm, SA., 1993. Changes in braided river morphology resulting from aggradation and degradation. *Journal of Geology,* 101 : 451–466.

Gestain, V., Nalpas, T., Rouby, D. et Barrier, L., 2004. Rôle des niveaux incompétents syncinématiques sur l'évolution des zones chevauchantes - modélisations analogiques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 175(4) : 351-359.

Gilbert, G.K., 1877. Report on the Geology of the Henry Mountains. US. Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountian Region, U.S. Government Printing Office, Washington D.C., 170 pp.

Gilbert, G.K., 1896. Niagara falls and their history. National Geographic Society. The Physiography of United States. The American Book Co., New York, 203-236.

Gilbert, G.K., 1909. The convexity of hillslopes. *Journal of Geology*, 17: 344–350.

Gilbert, G.K., 1914. The transportation of debris by running water. *U.S. Geological Survey, Professional Paper*, Technical Report 86, 263 pp.

Gilbert, G.K., 1917. Hydraulic mining debris in the Sierra Nevada. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, Technical Report 105, 154 pp.

Giménez, R. et Govers, G., 2001. Interaction between bed roughness and flow hydraulics in eroding rills. *Water Resources Research*, 37(3) : 791–800.

Giménez, R. Govers, G., 2002. Flow detachment by concentrated flow on smooth and irregular beds. *Soil Science Society of America Journal,* 66 : 1475-1483.

Giménez R., Planchon, O., Silvera, N. et Govers, G., 2004. Longitudinal velocity patterns and bed morphology interaction in a rill. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29 : 105-114.

Giménez, R., Léonard, J., Duval, Y., Richard, G. et Govers, G., 2007. Effect of bed topography on soil aggregates transport by rill flow. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(4) : 602-611.

Glaessner, M.F. et Teichert, C., 1947. Geosynclines: a fundamental concept in geology. *American Journal of Science*, 245(1) : 465–482.

Glock, W.S., 1931. The development of drainage systems: a synoptic view. *Geographical Review*, 21 : 475–482.

Godard, V., Cattin, R. et Lavé, J., 2004. Numerical modeling of mountain building: interplay between erosion law and crustal rheology, *Geophysical Research Letters*, 31, doi:10.1029/2004GL021006.

Godard, V., 2006. Couplage érosion-tectonique en contexte de convergence intracontinentale : Etude comparée de la chaîne Himalayaenne et des Longmen Shan (est-Tibet). Thèse de doctorat Université de Paris XI, 247p.

Godard, V., Lavé, J. et Cattin, R., 2006. Numerical modelling of erosion processes in the Himalaya of Nepal : effects of spatial variations of rock strength and precipitation, in S. J. H. Buiter, and G. Schreurs, eds., Analogue and numerical modelling of crustal-scale processes, Special publications, v. 253 : London, Geological society, p. 341-358.

Gohain, K. et Parkash, B., 1990. Morphology of the Kosi megafan. In: A.H. Rachocki and M. Church, Editors, Alluvial Fans: A Field Approach, John Wiley & Sons, Chichester, pp. 151–178.

Gohau, G., 1983a. Idées anciennes sur la formation des montagnes. Préhistoire de la tectonique. Thèse de doctorat d'Etat, Université Lyon III.

Gohau, G., 1983b. Idées anciennes sur la formation des montagnes. Cahiers d'histoire et de philosophie des sciences, 7.

Gohau, G., 2003. Naissance de la géologie historique : la Terre, des « Théories » à l'histoire. Vuibert-Adapt (Ed.) , 124p.

Gómez, J.A., Darboux, F. et Nearing, M.A., 2003. Development and evolution of rill networks under simulated rainfall. *Water Resources Research*, 39(6), 1148, doi:10.1029/2002WR001437.

Gosse, J.C. et Phillips, F.M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application, *Quaternary Science Reviews*, 20 : 1475-1560.

Govers, G., Everaert, W., Poesen, J., Rauws, G., De Ploey, J. et Lautridou, J. P., 1990. A long-flume study of the dynamic factors affecting the resistance of a loamy soil to concentrated flow erosion, *Earth Surface Processes and Landforms*, 15 : 313-328.

Govers, G., 1992. Relationship between discharge, velocity and flow area for rills eroding loose, non-layered materials. *Earth Surface Processes and Landforms,* 17 : 515-528.

Graveleau, F., 2003. Modélisation analogique des Interactions entre Erosion, Sédimentation et Tectonique : Détermination d'un protocole expérimental et étude de différents matériaux granulaires. Rapport stage M1, UCBL1-ENS Lyon-Université de Montpellier II, 24p.

Graveleau, F., 2004. Modélisation des Interactions Tectonique-Érosion-Sédimentation dans les avant-pays de chaîne : Etude et mise en place d'un nouveau protocole expérimental, DEA, ISTEEM-LDL, Université Montpellier II, 55 p.

Griffiths, G.A., 1979. Recent sedimentation history of the Waimakariri River, New Zeland. *Journal of Hydrology (new zealand),* 18 : 6-28.

Griggs, D.T., 1939. A theory of mountain building. *American Journal of Science*, 237 : 611-650.

Gunnell, Y. et Calvet, M., 2006. Comment on "Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain" by Julien Babault, Jean Van Den Driessche, and Stéphane Bonnet, Sébastien Castelltort, and Alain Crave, *Tectonics*, 25, TC3003, doi:10.1029/2005TC001849.

Gupta, S., 1997. Himalayan drainage patterns and the origin of fluvial megafans in the Ganges foreland basin. *Geology*, 25 : 11-14.

Guterman, V.C., 1980. Model studies of gravitational gliding tectonics. *Tectonophysics*, 65 : 111-126.

Gutscher, M., Kukowski, N., Malavieille, J. et Lallemand, S., 1996. Cyclical behavior of thrust wedges: Insights from high basal friction sandbox experiments. *Geology*, 24 : 135-138.

Gutscher, M.A., Kukowski, N., Malavieille, J. et Lallemand, S., 1998a. Material transfer in accretionary wedges: a quantitative analysis based on a systematic series of analog experiments. *Journal of Structural Geology*, 20 : 407-416.

Gutscher, M.A., Kukowski, N., Malavieille, J. et Lallemand, S., 1998b. Episodic imbricate thrusting and underthrusting: Analog experiments and mechanical analysis applied to the Alaskan accretionary wedge. *Journal of Geophysical Research*, 103 : 10161-10176.

Gutscher, M.A., Klaeschen, D., Flueh, E., et Malavieille, J., 2001. Non-Coulomb "wrong-way" thrusting, and natural hazard in Cascadia. *Geology*, 29 : 379-382.

H

Hack, J.T., 1957. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and. Maryland, U.S. Geological Survey, Professional Paper, 294(B), 45–97.

Hack, J.T., 1960. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *American Journal of Science*, 258(A) : 80-97.

Hafner, W., 1951. Stress distributions and faulting, *Geological Society of Amercia Bulletin*, 62 : 373-398.

Hall, J., 1815. On the vertical position and convolutions of certain strata and their relation with granite. *Royal Society of Edinburgh Transactions*, 7 : 79-108.

Hallet, B., Hunter, L. et Bogen, J., 1996. Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: a review of field data and their implications. *Global and Planetary Change*, 12 : 213-235.

Hampel, A., Adam, J. et Kukowski, N., 2004. Response of the tectonically erosive south Peruvian forearc to subduction of the Nazca Ridge : Analysis of three-dimensional analogue experiments. *Tectonics*, 23, TC5003, doi:10.1029/2003TC001585.

Hancock, G.R., 1997. Experimental testing of the SIBERIA landscape evolution model. Ph.D. dissertation, The University of Newcastle, New South Wales, Australia.

Hancock, G.R. et Willgoose, G., 2001a. The production of digital elevation models for experimental model landscapes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26(5) : 475-490.

Hancock, G.R. et Willgoose, G.R., 2001b. The interaction between hydrology and geomorphology in a landscape simulator experiment. *Hydrological Processes*, 15(1) : 115-133.

Hancock, G.R. et Willgoose, G.R., 2001c. Use of a landscape simulator. in the validation of the SIBERIA catchment evolution model. Declining equilibrium landforms, *Water Resources Research*, 37(7) : 1981-1992.

Hancock, G.R. et Willgoose, G.R., 2002. The use of a landscape simulator in the validation of the SIBERIA landscape evolution model: Transient landforms. *Earth Surface Processes and Landforms,* 27 : 1321-1334.

Hancock, G.R. et Willgoose, G.R., 2003. A qualitative and quantitative evaluation of experimental model catchment evolution. *Hydrological Processes*, 17 : 2347-2363.

Hancock, G.R. et Willgoose, G.R., 2004. An experimental and computer simulation study of erosion on a mine tailings dam wall. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29 : 457-475.

Hancock, G.R., Nuake, J. et Fityus, S.G., 2006. Modelling of sediment dynamics in a laboratory-scale experimental catchment. *Hydrological Processes*, 20 : 67-84.

Hancock, G.S., Anderson, R.S. et Whipple, K.X., 1998. Beyond power: Bedrock river incision process and form, in E. Wohl and K. Tinkler, eds., Rivers Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels, Geophysical Monograph 107, pg. 35-60.

Hancock, G.S., Anderson, R.S., Chadwick, O.A. et Finkel, R.C., 1999. Dating fluvial terraces with 10Be and 26Al profiles, Wind River, Wyoming. *Geomorphology,* 27 : 41-60.

Hancock, G.S. et Anderson, R.S., 2002. Numerical modeling of fluvial terrace formation in response to oscillating climate. *Geological Society of America Bulletin*, 114 (9) : 1131-1142.

Harbor, D., 1998. Dynamic equilibrium between an active uplift and the Sevier River, Utah. *The*. *Journal of Geology*, 106 : 181–193.

Hardy, S. et Ford, M., 1997. Numerical modeling of trishear fault propagation folding. *Tectonics*, 16(5) : 841–854.

Hardy, S., Duncan, C., Masek, J. et Brown, D., 1998. Minimum work, fault activity and the growth of critical wedges in fold and thrust belts. *Basin Research,* 10(3) : 365-373.

Harvey, A.M., 1997. The role of alluvial fans in arid zone fluvial systems. In: Thomas, D.S.G., Editor, , 1997. Arid Zone Geomorphology: Process, Form and Change in Drylands. 2nd Ed., Wiley and Sons, 231-259.

Hasbargen, L.E. et Paola, C., 2000 Landscape instability in an experimental drainage basin. *Geology*, 28, 1067-1070.

Hasbargen, L.E. et Paola, C., 2003. How predictable is local erosion rate in erosional landscapes? in Prediction in Geomorphology (eds. P. Wilcock and R. Iverson), AGU Monograph 135.

Hassani, R., Jongmans, D. et Chéry, J., 1997. Study of plate deformation and stress in subduction processes using two-dimensional models. *Journal of Geophysical Research*, 102 : 17951-17965.

Haviv, I., Enzel, Y., Zilberman, E., Whipple, K.X., Stone, J., Matmon, A. et Fifield, K.L., 2003. Knickpoint retreat and drawdown reach evolution along the arid escarpments of the Dead Sea basin, abstract. *Geological Society America Abstract Programs*, 35(6), 333.

Hayakawa, Y.S. et Matsukura, Y., 2005. Recession rates of waterfalls in Boso peninsula, Japan and a predictive equation. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28(6) : 675-684.

Hazen, A., 1893. Some physical properties of sands and gravels with special reference to their use in filtration. 24th Annual Rep., Massachusetts State Board of Health, Public Document. 34 : 539-556.

Hazen, A., 1911. Discussion of « Dams on sand foundations » by A.C. Koenig. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, 73 : 199–203.

He, D., Suppe, J., Geng, Y., Shuwei, G., Shaoying, H., Xin, S., Xiabo, W. et Chaojun, Z., 2005. Guide book for the fieldtrip in south and north Tian-Shan foreland basin, Xinjiang Uygur Autonomous Region, China, International conference on theory and application of fault-related folding in foreland basins, Beijing, p. 77.

Heitor Reis, A., 2006. Constructal view of scaling laws of river basins. *Geomorphology*, 78 : 201-206.

Heitz, D., Corpetti, T., Carlier, J., Arroyo, G. et Mémin, E., 2005. Evaluation d'un estimateur de flot optique dédié aux écoulements. Actes du Colloque FLUVISU11, Ecully, France, 7-9 juin 2005.

Heitz, D., Héas, P., Navaza, V., Carlier, J. et Mémin, E., 2007. Collaboration corrélation – méthode variationnelle pour une estimation robuste du flot optique. 18ème Congrès Français de Mécanique, Grenoble, 27-31 août 2007.

Heller, P.L., Angevine, C.L., Winslow, N.S. et Paola, C., 1988. Two-phase stratigraphic model of foreland-basin sequences. *Geology*, 16 : 501-504.

Heller, P.L., Paola, C., Hwang, I., John, B. et Steel, R., 2001. Geomorphology and sequence stratigraphy due to slow and rapid base-level changes in an experimental subsiding basin (XES 96-1). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 85 : 817-838.

Hendrix, M.S., Graham, S.A., Carrol, A.R, Sobel, E.R., Mc Knight, C.L., Schulein, B.J. et Wang, Z., 1992. Sedimentary record and climatic implication of recurent deformation in the Tien Shan : Evidence from Mesozoic strata of the North Tarim, south Junggar and Turpan basins, northwest China. *Geological Society of America Bulletin*, 104 : 53-79.

Hendrix, M.S., Dumitru, T.A., et Graham, S.A., 1994. Late Oligocene-early Miocene unroofing in the Chinese Tian Shan : an early effect of the India-Asia collision. *Geology*, 22(6) : 487-490.

Hendrix, M.S., 2000. Evolution of Mesozoic sandstone compositions, southern Junggar, northern. Tarim, and western Turpan basins, northwest China : a detrital record of the ancestral Tian Shan. *Journal of Sedimentary Research*, 70(3) : 520-532.

Hilley, G.E. et Strecker, M.R., 2004. Steady state erosion of critical Coulomb wedges with applications to Taiwan and the Himalaya. *Journal of Geophysical Research*, 109, B01411, doi:10.1029/2002JB002284.

Hilley, G.E., Strecker, M.R. et Ramos, V.A., 2004. Growth and erosion of fold-and-thrust belts, with an application to the Aconcagua Fold-and-Thrust Belt, Argentina. *Journal of Geophysical Research*, Solid Earth, 109, doi:10.1029/2002JB002282.

Hodges, K., Wobus, C., Ruhl, K., Schildgen, T. et Whipple, K., 2004. Quaternary deformation, river steepening and heavy precipitation at the front of the Higher Himalayan ranges. *Earth and Planetary Science Letters*, 220(3-4) : 379-389.

Hoey, T.B. et Sutherland, A.J., 1991. Channel morphology and bedload pulses in braided rivers : a laboratory study. *Earth Surface Processes and Landforms,* 16 (5) : 447-462.

Holland, W.N., 1974. Origin and development of hanging valleys in the Blue Mountains, New South Wales. Ph.D Thesis, Sydney University, Sydney, Australia, 416pp.

Holland, W.N. et Pickup, G., 1976. Flume study of knickpoint development in stratified sediment. *Geological Society of Amercia Bulletin*, 87 : 76-82.

Holmes, A., 1928a. Radioactivity and continental drift. *Geological Magazine*, 65 : 236–238.

Holmes, A., 1928b. Continental drift. *Nature*, 122, 431–433.

Holmes, A., 1965. Principles of physical geology. New York, Ronald Press, 1288 p.

Hong, L.B. et Davies, T.R.H., 1979. A study of stream braiding. *Geological Society of Amercia Bulletin*, Part 1, 82 : 1251–1266.

Hooke, R.L., 1968. Discussion: model geology: prototype and laboratory streams. *Geological Society of America Bulletin*, 79 : 391–394.

Hooke, R.LeB., 2000. Toward a uniform theory of clastic sediment yield in fluvial systems. *Geological Society of America Bulletin*, 112(12) : 1763-1777.

Hopkins, W., 1839. Researches in physical geology on the phenomena of precession and Nutation, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 129 : 381-423.

Horn, B.K.P. et Schunck, B.G., 1980. Determining optical flow. Technical Report, *Artificial Intelligence* Memory 572, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge.

Horn, B.K.P. et Schunck, B.G., 1981. Determining optical flow. *Artificial Intelligence*, 17 : 185-203.

Horsfield, W., 1977. An experimental approach to basement-controlled faulting. *Geologie en Mijnbouw*, 56 : 363-370.

Horton, B.K., 1999. Erosional control on the geometry and kinematics of thrust belt development in the central Andes. *Tectonics*, 18 : 1292-1304.

Horton, B.K. et DeCelles, P.G., 2001. Modern and ancient fluvial megafans in the foreland basin system of the central Andes, southern Bolivia: Implications for drainage network evolution in fold-thrust belts. *Basin Research*, 13(1) : 43-63.

Horton, R.E., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bulletin of the Geological Society of America Bulletin*, 56 : 275-370.

Hoshino, K., Koide, H., Inami, K., Iwamura, S. et Mitsui, S., 1972. Mechanical properties of japanese tertiary sedimentary rocks under high confining pressures. *Geological Survey of Japan*, Report, 244, 200p.

Hoth, S., 2005. Deformation, erosion and natural resources in continental collision zones : Insight from scaled sandbox simulations. PhD Thesis, GFZ Potsdam, Berlin, Germany, 127 p.

Hoth, S., Adam, J., Kukowski, N. et Oncken, O., 2005. Influence of erosion on the kinematics of bivergent orgens. Results from scaled sandbox simulations. In: Willett, S.D., Hovius, N., Brandon, M.T. & Fisher, D. (eds) Tectonics, Climate, and Landscape Evolution. Penrose Conference Series, The Geological Society of America, Boulder, CO. Special Paper, 398, 201–225, DOI: 10.1130/2006.2398 (12).

Hoth, S., Hoffmann-Rothe, A. et Kukowski, N., 2007. Frontal accretion: An internal clock for bivergent wedge deformation and surface uplift, *Journal of Geophysical Research*,112, B6, B06408.

Hovius, N., 1996. Regular spacing of drainage outlets from linear mountain belts. *Basin Research*, 8 : 29-44.

Hovius, N., Stark, C.P. et Allen, P.A., 1997. Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping. *Geology,* 25 : 231-234.

Howard, A.D., 1980. Thresholds in river regimes. In : Thresholds in Geomorphology, edited by D.R. Coastes and J.D. Vitek, Allen and. Unwin, Winchester, Masss, 227–258.

Howard, A.D. et Kerby, G., 1983. Channel changes in badlands. *Geological Society of America Bulletin*, 94(6) : 739-752.

Howard, A.D., 1987. Modelling fluvial systems: rock, gravel and sand-bed channels. In: K. Richards, Editor, River Channels: Environment and Process, Blackwell, Oxford 69–94.

Howard, A.D., 1988. Groundwater sapping experiments and modelling. In Howard et al., (1988), chap. 5, p 71.

Howard, A.D., Kochel, R.C. et Holt, H.E., 1988. Sapping features of the Colorado Plateau. NASA SP-491, 108 pp.

Howard, A.D., 1994. A detachment-limited model of drainage basin evolution. *Water Resources Research*, 30(7) : 2261-2285.

Howard, A.D., Dietrich, W.E. et Seidl, M.A., 1994. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales, *Journal of Geophysical Research,* 99 (B7), 13 971-13 986.

Howard, A.D., 1998, Long profile development of. bedrock channels: Interaction of weathering, mass wasting, bed erosion, and sediment transport. In River over rocks : Fluvial processes in bedrock channels, edited by K.J.A.W Tinkler, E.E. ; AGU Monograph, 297-319.

Howe, E., 1901. Experiments illustrating intrusion and erosion. *U.S. Geological Survey*, 21st Annual Report, Part 3, pp. 291-303.

Huang, C. et Laflen, J.M., 1996. Seepage and soil erosion for clay loam soil. *Soil Science Society of America Journal*, 60 : 408–416.

Hubbard, G.D., 1907. Experimental physiography. *Bulletin of the American Geographical Society*, 39(11), 658-666 doi:10.2307/198437.

Hubbert, M.K., 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Geological Society of America Bulletin*, 48 : 1459-1520.

Hubbert, M.K., 1951. Mechanical basis for certain familiar geologic structures, *Geological Society of America Bulletin*, 62 : 355-372.

Hubert-Ferrari, A., Suppe, J., Gonzalez-Mieres, R. et Wang, X., 2007. Mechanisms of active folding of the landscape (southern Tian Shan, China). *Journal of Geophysical Research*, 112, B03S09, doi:10.1029/2006JB004362.

Humboldt, A., 1801. (de), Esquisse d'un tableau géologique de l'Amérique méridionale, *Journal de physique…*, LIII, 1801, 30-60.

Humboldt, A., 1823. (de), Essai géognostique sur le gisement des roches dans les deux hémisphères , Levrault, Paris, 1823.

Humboldt, A., 1825. (de). 1825. Voyage aux régions équinoxiales du Nouveau Continent, fait en 1799, 1800, 1801, 1802, 1803 et 1804 par A. de Humboldt et A. Bonpland, rédigé par Alexandre de Humboldt avec un atlas géographique et physique. 13 volumes, Paris, Librairie greque-latine-allemande, 1816-1831, in 8. T. I (439p.), II (381p.), III (382p.), IV (331p. + 67 supplément), V (318 p.), VI (396p.), VII (455 p.), VIII (526 p.), IX (419p.), X (478 p.), XI (416 p.), XII (407p.), XIII (166 p. + 38 supplément).

Humphrey, N.F. et Konrad, S.K., 2000. River incision or diversion in response to bedrock uplift, *Geology*, 28(1) : 43-46.

Hurtrez, J.E., 1998. Analyse géomorphologique des interactions tectonique-érosion dans le système himalayen. Thèse de l'Université de Montpellier II, 305 p.

Hurtrez, J.E., Lucazeau, F., Lavé, J. et Avouac, J.P., 1999. Investigation of the relationships between basin morphology, tectonic uplift, and denudation from the study of an active fold belt in the Siwalik Hills (Central Nepal). *Journal of Geophysical Research*, 104 (B6), 12 779-12 796.

Hutton, J., 1788. Theory of the Earth ; or an investigation of the Laws observable in the composition, dissolution, and restoration of land upon the globe. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 1 : 209-304.

Hutton, J., 1795. Theory of the Earth with proofs and illustrations, 2 vol., W. Creech, Edinburgh.

I -J

Ijjasz-Vasquez, E. et Bras, R.L., 1995. Scaling regimes of local slope versus contributing area in digital elevation models. *Geomorphology*, 12 : 299–311.

Jackson, J., Norris, R. et Youngson, J., 1996. The structural development of active fault and fold systems in central Otago, New Zealand: evidence revealed by drainage patterns. *Journal of Structural Geology*, 18 : 217-234.

Jackson, M. et Bilham, R., 1994. Constraints on Himalayan deformation inferred from vertical velocity fields in Nepal and Tibet. *Journal of Geophysical Research*, 99(B7), 13 897–13 912.

Jackson, M.P.A. et Talbot, C.J., 1986. External shapes, strain rates, and dynamics of salt structures. *Geological Society of America Bulletin*, 97 : 305-323.

Jaeger, H.M. et Nagel, S.R., 1992. Physics of the granular state. *Science,* 255 : 1523-1531.

Jaeger, J.C. et Cook, N.G.W., 1969. Fundamentals of Rock Mechanics, Mathuen, London, 515 pp.

Jamieson, R.A. et Beaumont, C., 1988. Orogeny and metamorphism : a model for deformation and P-T-t paths with applications to the central and southern Appalachians. *Tectonics*, 7 : 417-445.

Jamieson, R.A. et Beaumont, C., 1989. Deformation and metamorphism in convergent orogens: a model for uplift and exhumation of metamorphic terranes. In: Daly, J.S., Cliff R.A. et Yardley B.W. (eds.), Evolution of Metamorphic Belts, Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 43, 17-129.

Jamison, J.W., 1987. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *Journal of Structural Geology*, 9 : 207–219.

Jeffreys, H., 1921. Age of the Earth. *Nature*, 108, 24.

Jeffreys, H., 1924. The Earth : Its Origin, History, and Physical Constitution, Cambridge University, Cambridge, 268.

Jessen, O., 1943. Die Randschwellen der Kontinente, Petermanns Geogr. Mitt., Ergänz.Heft 241 :1–205.

Jin, D. et Schumm, S.A., 1987. A new technique for modelling river morphology. In : Gardner, V. (Ed.), International Geomorphology. 1986 Proceedings of the First International Conference on Geomophology, John Wiley and Sons, Chichester, UK, pp. 681–690.

Johnson, D.L. Plona, T.J., et Kojima, H. 1986. Probing porous media with first sound, second sound, fourth sound and third sound. In Physics and Chemistry of Porous Media, 2, edité par R. Jayanth, J., Banavar et K.W. Winkler, AIP, NewYork, 243-277.

Johnson, J.P. et Whipple, K.X., 2007. Feedbacks between erosion and sediment transport in. experimental bedrock channels. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(7) : 1048-1062.

Jolivet, M., 2001. Cinématique des déformations au Nord Tibet : Thermochronologie traces de fission, modélisation analogique et étude de terrain. Thèse de doctorat Université de Montpellier II, 389 p.

Jolivet, M., Ritz, J., Vassallo, R., Larroque, C., Braucher, R., Todbileg, M., Chauvet, A., Sue, C., Arnaud, N. et De Vicente, R., 2007. Mongolian summits: An uplifted, flat, old but still preserved erosion surface. *Geology,* 35(10) : 871.

Jolivet, M., Dominguez, S., Charreau, J., Avouac, J.-P., Chen, Y., Guilder, S., Farley, K., Li, Y. et Wang, W.M. Low erosion rates, reactivated tectonic structures and active deformation : the Cenozoic tectonic history of the Bayankulak basin, Central Tien Shan. En préparation.

Jones, S.J., 2004. Tectonic controls on drainage evolution and development of terminal alluvial fans, southern Pyrenees, Spain. *Terra Nova,* 16(3) : 121-127.

Jordan, T.E., 1981. Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous, western United States : *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 65 : 2506-2520.

Jorgensen, D.W., Harvey, M.D., Schumm, S.A. et Flam, L.B., 1993. Morphology and. dynamics of the Indus River: Implications for the Mohen Jo Daro Site. In Shroder, J.F., Jr. Ed., Himalaya to the sea : Geology, Geomorphology and the Quaternary . London, Routhledge, 288-326.

Julien, P.Y., 1995. Erosion and sedimentation. Cambridge University Press, New York.

K

Kao, H., et Chen, W.P., 2000. The Chi-Chi earthquake sequence : active out-of-sequence thrust faulting in Taiwan. *Science*, 288 : 2346-2349.

Keep, M., 2000. Models of lithospheric-scale deformation during plate collision: effects of indentor shape and lithospheric thickness. *Tectonophysics*, 326 : 203–216.

Keep, M., 2003. Physical modelling of deformation inthe Tasman Orogenic Zone. *Tectonophysics*, 375 : 37-47.

Khan, H.R., 1971. Laboratory study of alluvial river morphology. PhD dissertation, Colorado State Univ., Ft. Collins, 189p.

King, L.C., 1953. Canons of landscape evolution. *Geological Society of America Bulletin*, 64 : 721–752.

King, L.C., 1967. The Morphology of the Earth. Hafner, New York, 726 pp.

Kirby, S.H. 1985. Rock mechanics observations pertinent to the rheology of the continental lithosphere and the localisation of strain along shear zones. *Tectonophysics*, 119 : 1-27.

Kirby, S.H. et Kronenberg, A.K., 1987. Rheology of the lithosphere: selected topics. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 25 : 1219-1244.

Kirsch, G., 1928. Geologie und Radioaktivität. Die radioaktiven Vorgänge als geologische Uhren und geophysikalische Energiequellen. Wien und Berlin 1928.

Knighton, A.D., 1987. River channel adjustment – the downstream dimension. In River Channels: Environment and Process, Richards K.S. (ed.). Blackwell, Oxford, 95–128.

Knighton, D., 1998. Fluvial Forms and Processes: A New Perspective, Arnold, London, 383 pp.

Kober, L., 1952. Atombau und Geologie, Verh. Geol. Bundesanstallt, Vienne, Sonderheft C.

Kochel, R.C., Howard, A.D. et McLane, C., 1985. Channel networks developed by. groundwater sapping in fine-grained sediments: analogs to some martian valleys. In Models in Geomorphology (ed. M.J. Woldenberg), Allen & Unwin, chap. 14, p. 313.

Kochel, R.C. et Piper, J.F., 1986. Morphology of Large Valleys on Hawaii: Evidence for Groundwater Sapping and Comparisons with Martian Valleys, Journal of Geophysical Research, 91(B13), E175–E192.

Kochel, R.C., Simmons, D.W. et Piper, J.F., 1988. Ground-water sapping experiments in weakly consolidated layered sediments. A qualitative summary. In: A.D. Howard et al., NASA Special Publication, 491 : 84–93.

Konstantinovskaia, E. et Malavieille, J., 2005. Erosion and exhumation in accretionary orogens: Experimental and geological approaches, *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, *6*, Q02006, doi:10.1029/2004GC000794.

Kooi, H. et Beaumont, C., 1996. Large-scale geomorphology: classical concepts reconciled and integrated with contemporary ideas via a surface processes model. *Journal of Geophysical Research*, 101 : 3361-3386.

Koons, P.O., 1989. The topographic evolution of collisional mountain belts : a numerical look at the Southern Alps, N.Z. *American Journal of Science,* 289 : 1041-1069.

Koons, P.O., 1990. Two sided orogen : Collision and erosion from the sandbox to the Southern Alps, New Zealand. *Geology*, 18 : 679-682.

Koons, P.O., 1994. Three-dimensional critical wedges : Tectonics and topography in oblique collisional orogens. *Journal of Geophysical Research*, 99(B6) : 12 301-12 315.

Koss, J.E., Ethridge, F.G. et Schumm, S.A., 1994. An experimental study of the effects of base-level change on fluvial, coastal plain and shelf systems. *Journal of Sedimentary Research*, B64 : 90-98.

Koyi, H., 1995. Mode of internal deformation in sand wedges. *Journal of Structural Geology*, 17(2° : 293-300.

Koyi, H.A., Hessami, K. et Teixell, A., 2000. Epicenter distribution and magnitude of earthquakes in fold-thrust belts: insights from sandbox models. *Geophysical Research Letters*, 27(2) : 273–276.

Koyi, H.A. et Vendeville, B.C., 2003. The effect of décollement dip on geometry and kinematics of model accretionay wedges. *Journal of Structural Geology*, 25 : 1445-1450.

Koyi, H.A. et Maillot, B., 2007. Tectonic thickening of hanging-wall units over a ramp. *Journal of Structural Geology*, 29 : 924-932.

Kozeny, J., 1927. Über Kapillare Leitung des Wassers im Boden, Sitzungsber, *Osterreichische Akademie der Wissenschaften*, 136 (2a) : 271–306.

Krantz, R.W., 1991. Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixtures. *Tectonophysics*, 188 : 203-207.

Kuenen, P.H. et de Sitter, L.U., 1938. Experimental investigation into the mechanism of folding. *Leidse Geologische Mededelingen*, 217-239.

Kuhnle, R.A., 1981. An experimental study of braiding in gravel-bed streams, M.S. thesis, Univ.of Ilinois, Chicago.

Kukowski, N., von Huene, R., Malavieille J. et Lallemand S., 1994. Sediment accretion against a buttress beneath the Peruvian continental margin as simulated by sandbox modelling, *Geologische Rundschau*, 83 : 822-831.

Kusznir, N.J., 1991. The distribution of stress with depth in the lithosphere: thermo-rheological and geodynamic constraints. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 337 : 95-110.

Kutzbach, J.E., Guetter, P.J., Ruddiman, W.F. et Prell, W.L., 1989. The sensitivity of climate to late cenozoic uplift in southern Asia and the American west: Numerical experiments. *Journal of Geophysical Research*, 94 : 18 393-18 407.

L

Lacombe, O. et Mouthereau, F., 1999. Qu'est-ce que le front des orogènes ? L'exemple de l'orogène pyrénéen. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 329 : 889-896.

Lague, D. et Davy, P., 2003. Constraints on the long-term colluvial erosion law from the analyzis of slope-area relationships at various tectonic uplift rates in the Siwaliks Hills (Nepal). *Journal of Geophysical Research*, 108 (B2), 2129, doi: 10.1029/2002JB001893.

Lague, D., Davy, P. et Crave, A., 2000. Estimating uplift rate and erodibility from the area-slope relationship : examples from brittany and numerical modeling. *Physics and Chemistry of the Earth (A)*, 25(6-7) : 543-548.

Lague, D., 2001. Dynamique de l'érosion continentale aux grandes échelles de temps et d'espace : modélisation expérimentale, numérique et théorique. Thèse de l'Université de Rennes 1, 151 pp.

Lague, D., Crave, A. et Davy, P., **2003** Laboratory experiments simulating the geomorphic response to tectonic uplift. *Journal of Geophysical Research*, 108(B1) 2008, doi : 10.1029/2002JB001785.

Lallemand S.E., Malavieille, J. et Calassou, S., 1992b. Effects of oceanic ridge subduction on accretionary wedges : experimental modeling and marine observations. *Tectonics*, 11(6) : 1301-1313.

Lallemand, S.E. et Malavieille, J., 1992c. Coulomb theory applied to accretionary and non-accretionary wedges. Eos, Transactions, American Geophysical Union, 73(14) : 7–23.

Lallemand S.E., Schnurle, P. et Malavieille, J., 1994. Coulomb theory applied to accretionary and non-accretionary wedges - Possible causes for tectonic erosion and/or frontal accretion. *Journal of Geophysical Research*, 99(B6) : 12 033-12 055.

Lallemand, S.E., 1994. La disparition des océans – *Sciences et Avenir*, hors-séries n°98, août/septembre, 74-78.

Lallemand, S.E., 1999. La subduction océanique, 194 pp., Gordon and Breach Science Publishers, Amsterdam.

Lancien, P., 2007. Etude expérimentale des chenaux sous-marins. Thèse de l'Institut de Physique du Globe de Paris, 150 p.

Larroque, C., Calassou, S., Malaveille, J. et Chanier, F., 1995. Experimental modelling of forearc basin development during accretionary wedge growth. *Basin Research*, 7 : 255-268.

Laurent-Charvet, S., 2001. Accrétions continentals en Asie centro-orientale : evolution géodynamique et structurale du Tian Shan et du Junggar oriental (nord-ouest Chine) au Paléozoïque. Thèse de doctorat de l'Université d'Orléans, ISTO.

Lavé, J., 1997. Tectonique et érosion : l'apport de la dynamique fluviale à l'étude sismotectonique de l'Himalaya du Népal Central. Thèse Université de Paris 7, 358p.

Lavé, J. et Avouac, J.P., 2000. Active folding of fluvial terraces across the Siwalik Hills (Himalaya of central Nepal). *Journal of Geophysical Research*, 105(B3) : 5735-5770.

Lavé, J. et Avouac, J.P., 2001. Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of Central Nepal. *Journal of Geophysical Research*, 106(B11), 26 561-26 592.

Leddy, J.O., Ashworth, P.J. et Best, J.L., 1993. Mechanisms of anabranch avulsion within gravel-bed braided rivers: observations from scaled physical models, In Braided Rivers, Special Publication Geological Society of London 75, Best JL , Bristow CS (eds). Geological Society: Bath; 119-127.

Lee, J. et Herrmann, H.J., 1993. Angle of repose and angle of. marginal stability: molecular dynamics of granular particles. *Journal of Physics A, Mathematical and General*, 26 : 373-383.

Legates, D.R. et Willmott, C.J., 1990. Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected, global precipitation. *International Journal of Climatology*, 10 : 111-127.

Leguédois, S., 2003. Mécanismes de l'érosion diffuse des sols : modélisation du transert et de l'évolution granulométrique des fragments de terre érodés. Thèse Université d'Orléans

Leopold, L.B. et Maddock, T.M., 1953. The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. *USGS Professional Paper,* 252, 57.

Leopold, L.B. et Wolman, M.G., 1957. River channel patterns: braided, meandering, and straight. U.*S. Geological Survey Professional Paper*, 282B: 39-85.

Leopold, L.B., Wolman, M.G. et Miller, J.P., 1964. Fluvial Processes in Geomorphology. W. H. Freeman and Company, San Francisco, 522 p.

Leopold, L.B. et Bull, W.B., 1979. Base level, aggradation and grade. *American Philosophical Society Proceedings*, 123(3) : 168-202.

Leopold, L.B., Wolman, M.G. et Miller, J.P., 1992. Fluvial processes in geomorphology. New York: W. H. Freeman & Co., 522p.

Leturmy, P., Mugnier, J.L., Vinour, P., Baby, P., Colletta, B. et 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,* 320 : 45-67.

Lewis, W.V., 1944. Stream through experiments and terrace formation. *Geological Magazine*, 81 : 241-253.

Link, T.A., 1930. Experiments relating to salt-dome structures. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 14 : 483-508.

Liu, H., McClay, KR et Powell, D., 1992. Physical models of thrust wedges. In: McClay, KR (Eds.), Thrust tectonics. London, Chapman and Hall, pp. 71-81.

Liu, K., Yao, Z. et Thompson, L.G., 1998. A pollen record of Holocene climatic changes from Dunde ice cap, Qinghai-Tibetan Plateau. *Geology*, 26 : 135-138

Liu, S. et Dixon, J.M., 1990. Centrifuge modelling of thrust faulting: strain partitioningand the sequence of thrusting in duplex structures. In Deformation Mechanisms, Rheologyand Tectonics (edited by Knipe, R.J.). Geological Society of London Special Publication 54, 431-444.

Liu, S. et Dixon, J.M., 1991. Centrifuge modelling of thrust faulting: structural variation along strike in fold-thrust belts. Tectonophysics 188, 39-62.

Liu, T.S. 1985. Loess and the Environment. China Ocean Press, Beijing.

Lobkovsky, A.E., Smith, B.E., Kudrolli, A., Mohrig, D.C. et Rothman, D.H., 2007. Erosive dynamics of channels incised by subsurface water flow. *Journal of Geophysical Research*, 112, F03S12, doi:10.1029/ 2006JF000517.

Lohrmann, J., Kukowski, N., Adam, J. et Oncken, O., 2003. The impact of analogue material properties on the geometry, kinematics, and dynamics of convergent sand wedges. *Journal of Structural Geology*, 25(10) : 1691-1711.

Lu, C-Y. et Malavieille, J., 1994. Oblique convergence, indentation and rotation tectonic in Taiwan Mountain belt : Insights from experimental modelling, Earth and Planetary Science Letters, 121 : 477-494.

Ludwig, W. et Probst, J.L., 1998. River sediment discharge to the oceans: present-day controls and global budgets. *American Journal of Science,* 298 : 265–295.

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).

M

Ma, H.F., Lee, C.T., Tsai, Y.B., Shin, T.C. et Mori, J., 1999. The Chi-Chi Taiwan earthquake : large surface displacments on an inland thrust fault. Eos Transactions, AGU, 80(50), 605-611.

Magara, K., 1978. Compaction and Fluid Migration, Elsevier, New York, 319 pp.

Magnan, J.P., 1999. L'eau dans le sol. Technique de l'Ingénieur, Traité Construction C2(C212).

Malavieille, J. et Chemenda, A., 1997, Impact of initial geodynamic settings on the structure, ophiolite emplacement and tectonic evolution of collisional belts. *Ofioliti*, 22 (1), 3-13.

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. et 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., Larroque, C. et Calassou, S., 1993. Modélisation expérimentale des relations tectonique/sédimentation entre bassin avant-arc et prisme d'accrétion. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 316(II) : 1131-1137.

Maltman, A., 1987. Shear zones in argillaceous sediments—an experimental study. In: Jones, M.E., Preston, R.M. (Eds), Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks. *Geological Society Special Publications*, 29 : 77-87.

Mandelbrot, B., 1982. The fractal geometry of nature. New York, Freeman, 468 pp.

Mandl, G., 1988. Mechanics of tectonic faulting, Elsevier, Amsterdam, 407 pp.

Mandl, G., de Jong, L.N.J. et Maltha, A., 1977. Shear zones in granular material : an experimental study of their structure and mechanical genesis. *Rock Mechanics*, 9 : 95-144.

Marques, F.O. et Cobbold, P.R., 2002. Topography as a major factor in the development of arcuate thrust belts insights from sandbox experiments. *Tectonophysics*, 348 : 247-268.

Marques, F.O. et Cobbold, P.R., 2006. Effects of topography on the curvature of fold-and-thrust belts during shortening of a 2-layer model of continental lithosphere. *Tectonophysics*, 415 : 65-80.

Marques, F.O., 2008. Thrust initiation and propagation during shortening of a 2-layer model lithosphere. *Journal of Structural Geology*, 30 : 29-38.

Marshak, S. et Wilkerson, M.S., 1992. Effect of overburden thickness on thrust-belt geometry and development. *Tectonics*, 11 : 560-566.

Marshak, S., Wilkerson, M.S. et Hsui, A.T., 1992. Generation of curved fold-thrust belts : Insight from simple physical and analytical models. In: Thrust Tectonics. Edited by K R McClay. London, Chapman & Hall, 83 - 92.

Martinez, A., Malavieille, J., Lallemand, S. et Collot, J.Y., 2002. Partition de la déformation dans un prisme d'accrétion sédimentaire en convergence oblique : approche expérimentale. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 173 : 17-24.

Martinod, J., 1991. Instabilités périodiques de la lithosphère (flambage, boudinage) en compression et en extension. Mém. Doc. CAESS, 44, 283pp.

Martinod, J. et Davy, P., 1994. Periodic instabilities during compression or extension of the lithosphere : 2. Analogue experiments. *Journal of Geophysical Research*, 99, 12057-12069.

Masek, J.G et Duncan, C.C., 1998. Minimum-work mountain building. *Journal of Geophysical Research*, 103(B1) : 907-917.

Masek, J.G., Isacks, B.L., Gubbels, T.L. et Fielding, E.J., 1994. Erosion and tectonics at the margins of continental plateaus. *Journal of Geophysical Research*, 99(B7) : 13 941-13 956.

Massoli, D., Koyi, H.A. et Barchi, M.R., 2006. Structural evolution of a fold and thrust belt generated by multiple décollements : analogue models and natural examples from the Northern Apennines (Italy). *Journal of Structural Geology*, 128 : 185-199.

Mattauer, M., 1989. Monts et Merveilles : Beautées et richesses de la géologie. Hermann Ed., Paris, 267 pp.

McClay, K., Dooley, T. et Whitehouse, O., 1999. Analogue modelling of thin and thick-skined thrust systems. Paper presented at Thrust Tectonis 99, Geol. Dep., R. Holloway Univ. Of London, Egham, England, U.K., April 26-29, 1999.

McClay, K.R., 1990. Deformation mechanics in analogue models of extensional fault systems, in E.H. Rutter and R. J. Knipe, eds., Deformation mechanisms, rheology and tectonics: Geological Society Special Publication 54, p. 445-454.

McGregor, K.C., Anderson, R.S., Anderson, S.P. et Waddington, E.D., 2000. Numerical simulations of longitudinal profile evolution of glacial valleys. *Geology*, 28(11) : 1031-1034.

McLane, C.F., 1978. Channel network growth : An experimental study [M.S. thesis] : Fort Collins, Colorado State University, 100p.

Mead, W.J., 1920. Notes on the mechanics of geologic structures. *Journal of Geology*, 28 : 505-523.

Merle, O. et Abidi, N., 1995. Approche expérimentale du fonctionnement des rampes émergentes. *Bulletin de la Société Géologique de France,* 166(5) : 439-450.

Merten, G.H., Nearing, M.A. et Borges, A.L.O., 2001. Effect of sediment load on soil detachment and deposition in rills. *Soil Science Society of America Journal,* 65(3) : 861-868.

Métivier, F. et Gaudemer, Y., 1997. Mass transfer between eastern Tien-Shan and adjacent bassins (central Asia) : constraints on regional tectonics and topography. *Geophysical Journal International*, 128(1), 1-17.

Métivier, F., 1996. Volumes sédimentaires et bilans de masses en Asie pendant le Cénozoïque. Paris, Thèse Université de Paris VII, 255p.

Métivier, F., Gaudemer, Y., Tapponnier, P. et Klein, M., 1999. Mass accumulation rates in Asia during the Cenozoic, *Geophysical Journal of the International,* 137 : 280-318.

Métivier, F. et Meunier, P., 2003. Input and output flux correlations in an experimental braided stream : implications on the dynamics of bed load transport. *Journal of Hydrology*, 271 : 22-38.

Métivier, F., Lajeunesse, E. et Cacas, M.C., 2005. Submarine canyons in the bathtub. *Journal of Sedimentary Research*, 75(1) : 6-11.

Meunier, P. et Métivier, F., 2000. Permanence des flux de masse d'une rivière en tresses expérimentales, *Comptes Rendu de l'Académie des* Sciences, Géosciences de surface, 331 : 105-110.

Meunier, P., 2004. Dynamique des rivières en tresses. Thèse de l'Institut de Physique du Globe de Paris, 99 p.

Meunier, P. et Métivier, F., 2006. Sediment transport in a. microscale braided stream: from grain size to reach size. In: Sambrook Smith, G.H., Best, J.L., Bristow, C., Petts, G.E., (eds.), Braided Rivers ; Process, Deposits, Ecology and Management, IAS special publication 36. Blackwell Publishing, Oxford, 212-226.

Meunier, P., Hovius, N. et Haines, A.J., 2007. Regional patterns of earthquake-triggered landslides and their relation to ground motion. *Geophysical Research Letters*, 34, L20408, doi:10.1029/2007GL031337.

Meunier, S., 1904. La géologie expérimentale, Editions Alcan, Paris, 322 p.

Michel, R., 2001. Traitement des Images en Télédétection, Cours Sup-Optique.

Michel, R. et Avouac, J.P., 2002. Deformation due to the 17 August Izmit earthquake measured from SPOT image. *Journal of Geophysical Research*, 107, 10 1029/2000JB000102.

Milliman, J.D. et Meade, R.H., 1983. World-wide delivery of river sediments to the. oceans, *Journal of Geology*, 91 : 1-21.

Milliman, J.D. et Syvitski, J.P.M., 1992. – Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *Journal of Geology*, 1000 : 525-44.

Mitarai, N. et Nori, F., 2006. Wet granular materials. *Advances in Physics*, 55(1-2), 1-45.

Mitchell, J.K., 1993. Fundamentals of soil behavior. Wiley Inter Science, second edition.

Mitra, S., 2003. A unified kinematic model for the evolution of detachment folds. *Journal of Structural Geology*, 25(10) : 1659--1673.

Mizutani, T., 1998. Laboratory experiment and digital simulation of multiple fill-cut terrace formation. *Geomorphology,* 24 : 353-361.

Molnar, P. et Qidong, D., 1984. Faulting associated with large earthquakes and the average rate of deformation in central and eastern asia. *Journal of Geophysical Research*, 89(B7), 6203–6227.

Molnar, P. et Lyon-Caen, H., 1988. Some simple physical aspects of the support, structure and evolution of mountain belts. *Geological Society of Amercia, Special Paper*, 218 : 179-207.

Molnar, P. et England, P., 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? *Nature*, 346 : 29-34.

Molnar, P., Brown, E.T., Burchfiel, B.C., Qidong, D., Xianyue, F., Jun, L., Raisbeck, G.M., Jianbang, S., Zhangming, W., Yiou, F. et Huichuan, Y., 1994. Quaternary climate change and the formation of river terraces across growing anticlines on the north flank of the Tien Shan, China. *Journal of Geology*, 102 : 583-602.

Molnar, P., 2001. Climate change, flooding in arid environments, and erosion rates. *Geology*, 29 : 1071-1074.

Molnar, P., 2003. Nature, nurture and landscape. *Nature*, 426 : 612-614.

Molnar, P., 2004. Late Cenozoic increase in accumulation rates of terrestrial sediment : How might climate change have affected erosion rates? *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32 : 67-89.

Montgomery, D.R. et Dietrich, W.E., 1992. Channel initiation and the problem of landscape scale. *Science*, 255 : 826-830.

Montgomery, D.R. et Foufoula-Georgiou, E., 1993. Channel network source representation using digital elevation models. *Water Resources Research,* 29(12) : 3925–3934.

Montgomery, D.R., 1994. Valley incision and the uplift of mountain peaks. *Journal of Geophysical Research*, 99(B7) : 13 913–13 921.

Montgomery, D.R., Abbe, T.B., Buffington, J.M., Peterson, N.P., Schmidt, K.M. et Stock, J.D., 1996. Distribution of bedrock and alluvial channels in forested mountian drainage basins. *Nature*, 381 : 587-589.

Montgomery, D.R. et Gran, K.B. 2001. Downstream variations in the width of bedrock channels. *Water Resources Research,* 37 : 1841-1846.

Montgomery, D.R., Balco, G. et Willett, S.D., 2001 Climate, tectonics and the morphology of the Andes. *Geology*, 29 : 579-582.

Montgomery, D.R., 2002. Valley formation by fluvial and glacial erosion. *Geology*, 30 : 1047-1050.

Montgomery, D.R. et Brandon, M.T., 2002. Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges. *Earth and Planetary Science Letters*, 201 : 481-489.

Moore, V.M., 2002. Syn-collisional delamination in convergent orogens: insights from lithospheric buoyancy and physical modeling. M.S. Thesis, Texas A&M University, College Station, Texas, 183 pp.

Moore, V.M., Vendeville, B.C. et Wiltschko, D.V., 2005. Effects of buoyancy and mechanical layering on collisional deformation of continental lithosphere: results from physical modeling. *Tectonophysics*, 403 : 193-222.

Morisawa, M., 1964. Development of drainage systems on an upraised lake floor. *American Journal of Science*, 262 : 340-354.

Mosley, M.P., 1976. An experimental study of channel confluences. *Journal of Geology*, 84 : 535-562.

Mourgues, R., 2003. Surpressions de fluide et décollements : Modélisation analogique et numérique. Thèse Université Rennes 1, 264p.

Mourgues, R. et Cobbold, P.R., 2003. Some tectonic consequences of fluid overpressures and seepage forces as demonstrated by sandbox modelling. *Tectonophysics*, 376 : 75-97.

Mourgues, R. et Cobbold, P.R., 2006a. Thrust wedges and fluid overpressures : Sandbox models involving pore fluids. *Journal of Geophysical Research*, 111, B05404, doi:10.1029/2004JB003441.

Mourgues, R. et Cobbold, P.R., 2006b. Sandbox experiments on gravitational spreading and gliding in the presence of fluid overpressures. *Journal of Structural Geology*, 28 : 887-901.

Mueller, K. et Talling, P., 1997. Geomorphic evidence for tears faults accommodating lateral propagation of an active fault-bend fold, Wheeler Ridge, California. *Journal of Structural Geology*, 19(3–4) : 397–411.

Mugnier, J.L., Baby, P., Colletta, B., Vinour, P., Bale, P. et Leturmy, P., 1997. Thrust geometry controlled by erosion and sedimentation : a view from analogue models. *Geology*, 25 : 427-430.

Mulugeta, G. et Koyi, H., 1987. Three-dimensional geometry and kinematics of experimental piggyback thrusting. *Geology*, 15 : 1052-1056.

Mulugeta, G., 1988a. Modelling the geometry of Coulomb thrust wedges. *Journal of Structural Geology*, 10 : 847-859.

Mulugeta, G., 1988b. Squeeze-box in a centrifuge. *Tectonophysics*, 148 : 323-335.

Mulugeta, G. et Koyi, H., 1992. Episodic accretion and strain partitioning in a model sand wedge. *Tectonophysics*, 202 : 319-333.

N

Nalpas, T., Györfy, I., Guillocheau, F., Lafont, F. et Homewood, P., 1999. Influence de la charge sédimentaire sur le développement d'anticlinaux synsédimentaires. Modélisation analogiques et exemple de terrain (bordure sud du bassin de Jaca). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 170(5) : 733-740.

Nansen, F., 1928. The Earth's crust, its surface-forms and isostatic adjustment, Norske Vidensk. Akad. Oslo. Naturvidensk, 12, 1-21.

Nearing, M.A., Norton, L.D., Bulgakov, D.A. et Larionov, G.A., 1997. Hydraulics and erosion in eroding rills. *Water Resources Research*, 33(4) : 865- 876.

Nearing, M.A., Simanton, J.R., Norton, L.D., Bulygin, S.J. et Stone, J., 1999. Soil erosion by surface water flow on a stony, semiarid hillslope. *Earth Surface Processes and Landforms,* 24 : 677- 686.

Nettleton, L.L. et Elkins, T.A., 1947. Geologic models made from granular materials. *Transactions - American Geophysical Union*, 28 : 451-466.

Nicol, A. et Campbell, J.K., 2001. The impact of episodic fault-related folding on late Holocene degradation terraces along Waipara River , New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 44(1) : 145-156

Niemann, J.D., et Hasbargen, L.E., 2005. A comparison of experimental and natural drainage basin morphology across a range of scales. *Journal of Geophysical Research*, 110, F04017, doi:10.1029/2004JF000204.

Nilforoushan, F. et Koyi, H., 2007. Displacement fields and finite strains in a sandbox model, simulating a fold-thrust belt. *Geophysical Journal International*, 169 :1341-1355.

Nilforoushan, F., Koyi, H., Swantesson, J.O.H. et Talbot, C., 2008a. Effect of basal friction on surface and volumetric strain in models of convergent settings measured by laser scanner. *Journal of Structural Geology*, 30 : 366-379.

Nord, G., 2006. Modélisation à base physique des processus de l'érosion hydrique à l'échelle de la parcelle. Thèse de l'Université de Grenoble 1. 354p.

Norris, R.J. et Cooper, A.F., 1997. Erosional control on the structural evolution of a. transpressional thrust complex on the Alpine fault, New Zealand. *Journal of Structural Geology*, 19 : 1323-1342.

Norris, R.J., Koons, P.O. et Cooper, A.F., 1990. The obliquely-convergent plate boundary in the South Island of New Zealand. *Journal of Structural Geology*, 12 : 715-725.

O

Oertel, G., 1965. The mechanism of faulting in clay experiments. *Tectonophysics*, 221 : 325-344.

Ori, G.G. et Friend, P.F., 1984. Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets. *Geology*, 12 : 475–478.

Ouchi, S., 1983. Response of alluvial rivers for active tectonics, unpublished Ph.D. dissertation, Colo. State University, Fort Collins, Colorado, 205 pp.

Ouchi, S., 1985. Response of alluvial rivers to slow. active tectonic movement. *Geological Society of. America Bulletin*, 96 : 504–515.

Ouchi, S., 2004a Flume experiments on the horizontal stream offset by strike-slip faults. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29(2) : 161-173.

Ouchi, S., 2004b. Effects of uplift on the development of experimental erosion landform started with a flat-topped square sand mound, Journal of the Institute of Science and Engineering, Chuo University, 10, 85-97.

Ouchi, S., 2005. Development of offset channels across the San Andreas fault. *Geomorphology,* 70 : 112–128.

Owoputi, L.O. et Stolte, W.J., 2001. The role of seepage in erodibility. *Hydrological Processes,* 15 : 13–22.

P

Palassou, B. de (abbé), 1781. Essai sur la minéralogie des monts Pyrénées, Paris, Didot jeune,, 346p.

Pallas, P.S., 1779. Observations sur la formation des montagnes & sur les changements arrivés au globe…, Méquignon l'aîné, Paris, 1779 (Acad. Imp. Scient., St Petersbourg, 1777).

Pan, B., Burbank, D., Wang, Y., Wu, G., Li, J. et Guan, Q., 2003. A 900 k.y. record of strath terrace formation during glacial-interglacial transitions in northwest China. *Geology*, 31(11) : 957-960.

Paola, C., 2000. Quantitative models of sedimentary basin filling. *Sedimentology,* 47(1) : 121–178.

Paola, C., Mullin, J., Ellis, C., Mohrig, D., Swenson, J.B., Parker, G., Hickson, T., Heller, P.L., Pratson, L., Syvitski, J., Sheets, B. et Strong, N., 2001. Experimental Stratigraphy. GSA Today, 11 : 4-9.

Parker, G.P., 1976. On the cause and characteristic scales of meandering and braiding in rivers. *Journal of Fluid Mechanics*, 76 : 459–480.

Parker, R.S., 1977. Experimental study of drainage basin evolution and its hydrologic implications. PhD Dissertation. Colorado State University, Fort Collins.

Paterson, M.S., 1978. Experimental rock deformation — The Brittle Field, New York, Springer Verlag.

Pavlis, T.L., Hamburger, M.W. et Pavlis, G.L., 1997. Erosional processes as a control on the structural evolution of the an actively deforming fold and thrust belt : an example from the Pamir-Tien Shan region, central Asia. *Tectonics*, 16 : 810-822.

Pazzaglia, F.J. et Gardner, T.W., 1993. Fluvial terraces of the lower Susquehanna River. *Geomorphology*, 8 : 83-113.

Pazzaglia, F.J. et Brandon, M.T., 2001. A fluvial record of long-term steady-state uplift and erosion across the Cascadia forearc high, western Washington State. *American Journal of Science*, 301(4-5) : 385-43.

Pazzaglia, F.J., 2003. Landscape evolution models, in Gillespie, A. R., Porter, S. C., and Atwater, B. F., eds., The Quaternary Period in the United States: Amsterdam, Elsevier, p. 247-274, doi:10.1016/S1571-0866(03)01012-1.

Peizhen, Z., Molnar, P. et Downs, W.R., 2001. Increased sedimentation rates and grain sizes 2-4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates. *Nature*, 410 : 891-897.

Pelletier, J.D., 2003. Drainage basin evolution in the Rainfall Erosion Facility : dependence on initial conditions. *Geomorphology*, 53 : 183-196.

Penck, W., 1924. Die morphologische analyse : ein kapital der physikalischen geologie. J. Engelhorns nachf, Stuttgart.

Penck, W., 1953. Morphological Analysis of Land Forms: a contribution to physical geology. MacMillan, London, 429p.

Persson, K.S., 2001. Effective indenters and the development of double-vergent orogens: Insights from analogue sand models. In : Koyi H.A. Mancktelow, N.S. (Eds) : Tectonic Modeling : A Volume in Honor of Hans Ramberg. Boulder, Colorado. Memoir Geological Society of America Memoir, 193, 191–206.

Persson, K.S. et Sokoutis, D., 2002. Analogue models of orogenic wedges controlled by erosion. *Tectonophysics*, 356 : 323-336

Persson, K.S., Garcia-Castellanos, D. et Sokoutis, D., 2004. River transport effects on compressional belts: First results from an integrated analogue-numerical model. *Journal of Geophysical Research*, 109, B01409, doi:10.1029/2002JB002274.

Phillips, L.F., 1986. The effect of slope on experimental drainage patterns : possible application to Mars [M.S. Thesis] : Fort Collins, Colorado State University, 121p.

Phillips, L.F. et Schumm, S.A., 1987. Effect of regional slope on drainage networks. *Geology*, 15(9) : 813-816.

Pierrat, P., Agrawal, D.K. et Caram, H.S., 1998. Effect of moisture on yield locus of granular materials : theory of shift. *Powder Technology*, 99 : 220-227.

Pinet, P. et Souriau, M., 1988. Continental erosion and large-scale relief. *Tectonics*, 7(3) : 563-582.

Pinter, N., Keller, E.A. et West, R.B., 1994. Relative dating of terraces of the Owens River, northern California, and correlation with moraines of the Sierra Nevada. *Quaternary Research*, 42 :266-276.

Planchon, O., Silvera, N., Gimenez, R., Favis-Mortlock, D., Wainwright, J., Le Bissonnais, Y. et Govers, G., 2005. An automated salt-tracing gauge for flow-velocity measurement. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30 : 833-844.

Poesen, J. et Savat, J., 1981. Detachment and transportation of loose sediments by raindrop splash. Part II : detachability and transportability measurements, *Catena*, 8(1) : 19-41.

Poisson, B., 2002. Impact du climat et de la tectonique sur l'évolution géomorphologique d'un piémont : Exemple du piémont Nord du Tian Shan depuis la fin du Pléistocène, Thèse de l'Université de Paris XI, 260 p.

Poisson, B. et Avouac, J.P., 2004. Holocene hydrological changes inferred from alluvial stream entrenchment in North Tian Shan (Northwestern China). *The Journal of Geology*, 112 : 231-249.

Powell, J.W., 1875. Exploration of the Colorado River of the West. Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, 291 pp.

Pratt, B., Burbank, D.W., Heimsath, A. et Ojha, T., 2002. Impulsive alluviation during early Holocene strengthened monsoons, central Nepal Himalaya. *Geology*, 30 : 911-914.

Press, W.H., Teukolsky, S.A., Vetterling, W.T. et Flannery, B.P., 1992. Numericals Recipes in C, second edition, Cambridge University Press , 1002 pp.

Price, R.A. et Mountjoy, E.W., 1970. Geologic structure of the Canadian Rocky Mountains between Bow and Athabaska Rivers—A progress report. *Geological Association of Canada Special Paper*, 6 : 7–25.

Price, R.A., 1971. Gravitational sliding and the foreland thrust and fold belt of the North American Cordillera : Discussion. *Geological Society of America Bulletin*, 82(4) : 1133–1138

Price, R.A., 1973, Large-scale gravitational flow of supracrustal rocks, southern Canadian Rockies. In: Gravity and tectonics, K.A.d.J.a.R. Scholten (ed), Wiley and Sons, New York, pp. 491-502.

Pubellier, M. et Cobbold, P.R., 1996. Analogue models for the transpressional docking of volcanic arcs in the Western Pacific. *Tectonophysics*, 253 : 33-52.

Pyrce, R.S. et Ashmore, P.E., 2003. Particle path length distributions in meandering gravel-bed streams : Results from physical models. *Earth Surface Processes and Landforms,* 28(9) : 951-966.

Pyrce, R.S. et Ashmore, P.E., 2005. Bedload path length and point bar development in gravel-bed river models. *Sedimentology*, 52 : 839-857.

Pysklywec, R.N. et Cruden, A.R., 2004. Coupled crust-mantle dynamics and intraplate tectonics : Two-dimensional numerical and three-dimensional analogue modeling. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 5:10, Q10003.

Pysklywec, R.N., 2006. Surface erosion control on the evolution of the deep lithosphere. *Geology*, 34(4) : 225-228.

Q-R

Raff, D.A., Ramirez, J.A. et Smith, J.L., 2004. Hillslope drainage development with time : a physical experiment. *Geomorphology*, 62 : 169-180.

Ramberg, H., 1967. Model experimentation of the effect of gravity on tectonic processes. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 14 :307-329.

Ramberg, H., 1981. Gravity, deformation and the earth's crust, 2nd edn. London. Academic Press, 452 pp.

Ratschbacher, L., Merle, O., Davy, P. et Cobbold, P., 1991. Lateral extrusion in the Eastern. Alps : Part 1, Boundary conditions and experiments scaled for gravity. *Tectonics*, 10 : 245-256.

Raymo, M.E., Ruddiman, W.F. et Froelich, P.N., 1988. Influence of late Cenozoic mountain building on ocean geochemical cycles. *Geology*, 16 : 649-653.

Raymo, M.E, et Ruddiman, W.F., 1992. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature*, 359 : 117-122.

Reigber, C., Michel, G.W., Galas, R. Angermann, D., Klotz, J., Chen, J.Y., Papschev, A., Arslanov, R., Tzurkov, V.E., Ishanov, M.C., 2001. New space geodetic constraints on the distribution of deformation in Central Asia. *Earth and Planetary Science Letters*, 191 : 157-165.

Reiners, P.W., Ehlers, T.A., Mitchell, S.G. et Montgomery, D.R., 2003. Coupled spatial variations in precipitation and long-term erosion rates across the Washington Cascades. *Nature*, 426 : 645–647.

Revil, A. et Cathles, L.M., 1999. Permeability of shaly sands. Water Resources Research, 35(3) : 651-662

Reynolds, O., 1885. On the dilatancy of media composed of rigid particles in contact, with experimental illustrations. *Philosophical Magazine*, 20 : 469–481.

Rich, J.L., 1934, Mechanics of low-angle overthrust faulting as illustrated by Cumberland thrust block, Virginia, Kentucky & Tennessee. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 118 : 1584-1596.

Rich, J.L., 1951. Origin of compressional mountians and associated phenomena. *Bulletin of Geological Society of America*, 62 : 1179-1222.

Richefeu, V., El Youssoufi, M. S. et Radjaï, F. 2006. Shear strength properties of wet granular. materials, *Physical Review. E*, 73, 051304.

Richefeu, V., El Youssoufi, M.S., Peyroux, R. et Radjaï, F.A., 2007. A model of capillary cohesion for numerical simulations of 3D polydisperse granular media. International journal for numerical and analytcical methods in geomecanics, DIS : 10.1002/nag.674.

Riebe, C.S., Kirchner, J.W., Granger, D.E. et Finkel, R.C., 2001. Minimal climatic control on erosion rates in the Sierra Nevada, California. *Geology*, 29 : 447-450.

Rieke-Zapp, D.H. et Nearing, M.A., 2005a. Digital close range photogrammetry for generation of digital elevation models from soil surfaces. Photogrammetric Record, 20(109) : 69-87.

Rieke-Zapp, D.H. et Nearing, M.A., 2005b. Slope shape effects on erosion: a laboratory study. *Soil Science Society of America Journal*, 69 : 1463-1471.

Rigon, R., Rodriguez Iturbe, I., Maritan, A., Giacometti, A., Tarboton, D. et Rinaldo, A., 1996. On Hack's law. *Water Resources Research*, 32 : 3367-3374.

Rodriguez-Iturbe, I., Rinaldo, A., Rigon, R., Bras, R.L. et Ijjasz-Vasquez, E., 1992. Energy dissipation, runoff production and the three dimensional structure of river basins. *Water Resources Research*, 28 : 1095-1103.

Rodriguez-Iturbe, I. et Rinaldo, A., 1997. Fractal river basins: chance and self-organization, Cambridge University Press, 547 p.

Roe, G.H., 2005. Orographic precipitation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33 : 645-671.

Roeder, D., Gilbert, O.E. et Witherspoon, W.D., 1978. Evolution and macroscopic structure of Valley and. Ridge Thrust Belt, Tennessee and Virginia. Stud. In Geol., 2, 25 pp., Department of Geological Sciences, University of Tennessee, Chattanooga.

Roering, J.J., Kirchner, J.W. et Dietrich, W.E., 1999. Evidence for non-linear, diffusive sediment transport on hillslopes and implications for landscape morphology, *Water Resources Research*, 35, 853-870.

Roering, J.J., Kirchner, J.W. et Dietrich, W.E., 2001a. Hillslope evolution by nonlinear slope-dependent transport : Steady-state morphology and equilibrium adjustment timescales. *Journal of Geophysical Research*, 106 : 16 499-16 513.

Roering, J.J., Kirchner, J.W., Sklar, L.S. et Dietrich, W.E., 2001b. Experimental hillslope evolution by nonlinear creep and landsliding. *Geology*, 29 : 143-146.

Rohais, S., 2007. Architecture stratigraphique et flux sédimentaires sur la marge sud du golfe de Corinthe (Grèce) : Analyse de terrain, modélisations expérimentales et numériques. Thèse de l'Université de Rennes 1, 386 pp.

Rossi, D. et Storti, F., 2003. New artificial granular materials for analogue laboratory experiments: aluminium and siliceous microspheres. *Journal of Structural Geology*, 25 : 1893-1899.

Rowntree, K.M., 1983. Sediment yields from a laboratory catchment and their relationship to rilling and armouring. *Earth Surface Processes and Landforms*, 7 : 153-170

Royden, L., 1996, Coupling and decoupling of crust and mantle in convergent orogens: Implications for strain partitioning in the crust. *Journal of Geophysical Research*, 101(B8) : 17 679–17 706.

Royden, L.H., 1993. The steady state thermal structure of eroding orogenic belts and accetionary prisms, *Journal of Geophysical Research*, 98(B3) : 4487–4508.

Ruddiman, W.F. et Kutzbach, J.E., 1989. Forcing of late Cenozoic northern hemisphere climate by plateau uplift in southern Asian and the American west. *Journal of Geophysical Research*, 94(D15) : 18 409-18 427.

Ruddiman, W.F., Prell, W.L. et Raymo, M.E., 1989a. Late cenozoic uplift in southern Asia and the American west : rationale for general circulation modeling experiments. *Journal of Geophysical Research*, 94(D15) : 18 379–18 391.

Ruddiman, W.F., 1997. Tectonic uplift and climate change. Plenum Press, New York, 558 pp.

Rumford, B., 1797, On the propagation of heat in fluids. *Nicholson's Journal*, 1 : 298-341.

Rumpf, H., 1962. Agglomeration. In : W.A. Knepper. Interscience Publishers, 379p..

Rutland, R.W.R., 1971. Andean orogeny and ocean floor spreading. *Nature*, 233 :252-255.

S

Saffer, D.M., et Bekins, B.A., 1998. Episodic fluid flow in the Nankai accretionary complex: Timescale, geochemistry, flow rates, and fluid budget, *Journal of Geophysical Research*, 103(B12), 30 351–30 370.

Saito, K. et Oguchi, T., 2005. Slope of alluvial fans in humid regions of Japan, Taiwan and the Philippines. *Geomorphology,* 70 : 147-162.

Salles, C. et Poesen, J., 1999. Performance of an optical spectro pluviometer in measuring basic rain erosivity characteristics. *Journal of Hydrology*, 218 : 142-156.

Salles, C., Poesen, J. et Sempere-Torres, D., 2000. Kinetic energy of rain and its functional relation with intensity. *Journal of Hydrology*, 257 : 256–270.

Sapozhnikov, V. et Foufoula-Georgiou, E., 1997. Experimental evidence of dynamic scaling and indications of self-organized criticality in braided rivers. *Water Resources Research*, 33(8) : 1983-1992.

Saucier, R.T., 1974. Quaternary geology of the lower mississippi valley. *Arkansas Archaeological Survey Research Series*, 6, 26p.

Saussure, (de) H.B., 1779. Voyage dans les Alpes, , précédé d'un essai sur l'histoire naturelle des environs de Genève, Neuchâtel et Genève, 4 vol., 1779-1796 (vol.1, Neuchâtel : S. Fauche).

Savat, J., 1980. Resistance to flow in rough supercritical. sheet flow. *Earth Surface Processes and Landforms*, 5 : 103-122.

Schaller, M., von Blanckenburg, F., Hovius, N. et Kubik, P.W., 2001. Large-scale erosion rates from in situ-produced cosmogenic nuclides in European river sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 188 : 441-45.

Schanz, T. et Vermeer, P. A., 1996. Angles of friction and dilatancy of sand. *Geotechnique*, 46(1) : 145-151.

Schardt, H., 1884. Geological Studies in the Pays-D'Enhant Vaudois, *Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelle*s, xx, 143-146.

Schellart, W.P., 2000. Shear test results for cohesion and friction coefficients for different granular materials : scaling implications for their usage in analogue modelling. *Tectonophysics*, 324 : 1-16.

Schlagenhauf, A., 2005. Etude quantitative des processus de croissance des failles normales : approche par modélisation analogique, Rapport de M2R Structure et Evolution de la Lithosphère, Université Montpellier II, 40p.

Schlagenhauf, A., Manighetti, I., Malavieille, J. et Dominguez, S., 2008. Incremental growth of normal faults: insights from a laser-equipped analog experiment, *Earth and Planetary Science Letters*, 273 : 299-311.

Schmidt, K.M. et Montgomery, D.R., 1995. Limits to Relief. *Science*, 270 : 617-620.

Schorghofer, N., Jensen, B., Kudrolli, A. et Rothman, D.H., 2004. Spontaneous channelization in permeable ground : Theory, experiment, and observation. Journal of *Fluid Mechanics*, 503 : 357-374.

Schreurs, G., Buiter, S.J.H., Boutelier, D., Corti, G., Costa, E., Cruden, A., Daniel, J.M., Hoth, S., Koyi, H., Kukowski, N., Lohrmann, J., Ravaglia, A., Schlische, R.W., Withjack, M.O., Yamada, Y., Cavozzi, C., DelVentisette, C., Elder Brady, J., Hoffmann-Rothe, A., Mengus, J.M., Montanari, D. et Nilforoushan, F., 2006. Analogue benchmarks of shortening and extension experiments. In Analogue and Numerical Modelling of Crustal-Scale Processes, Buiter, S.J.H. and Schreurs, G. (eds), Geological Society, London, Special Publication 253, 1-27.

Schubert., H., Herrmann, W. et Rumpf. H., 1975. Deformation behaviour of agglomerates under tensile stress. *Powder Technology*, 11 : 121-131.

Schulze D., 1994. Entwicklung und anwendung eines neuartigen Ringshergerätes. Aufbereitungstechnik, 35(10) : 524-535.

Schumm, S.A., 1956. Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Bulletin of Geological Society of America*, 67 : 597-646.

Schumm, S.A. et Khan, H.R., 1972. Experimental study of channel patterns. *Geological Society of America Bulletin*, 83 : 1755–1770.

Schumm, S.A. et Parker, R.S., 1973. Implications of complex response of drainage systems for Quaternary alluvial stratigraphy. *Nature*, 243 : 99-100.

Schumm, S.A., Mosley, M.P. et Weaver, W.E., 1987. Experimental fluvial geomorphology, John Wiley, New York, 413p.

Schumm, S.A. et Rea, D.K., 1995. Sediment yield from disturbed earth. systems. *Geology*, 23 : 391–394.

Schwinner, R., 1919. Vulkanismus und gebirgsbildung. Ein versuch. *Zeitschrift fur Vulkanologie*, 5 : 175—230.

Seidl, M.A. et Dietrich, W.E., 1992. The problem of channel erosion into bedrock, in K.H. Schmidt and J. de Ploey (Editors), Functional geomorphology: landform analysis and models, *Catena Supplement*, 23 : 101-124.

Seidl, M.A., Dietrich, W.E. et Kirchner, J.W., 1994. Longitudinal profile development into bedrock : an analysis of Hawaiian channels. *Journal of Geology*, 102(4) : 457-474.

Sen, P.N., Scala, C. et Cohen, M. H., 1981. A self-similar model for sedimentary rocks with. application to the dielectric constant of fused glass beads. *Geophysics*, 46 : 781-795.

Shackleton, N.J., An,Z., Dodonov, A.E., Gavin, J., Kukla, G.J., Ranov, V.A. et Zhou, L.P., 1995. Accumulation rate of loess in Tadjikistan and China : relationship with global ice volume cycles. *Quaternary Proceedings*, 4 : 1-6.

Sharma, P.P., Gupta, S.C. et Rawls, W.J., 1991. Soil detachment by single raindrops of varying kinetic energy. *Soil Science Society of America Journal*, 55 : 301-307.

Shemenda, A.I., 1992. Horizontal lithosphere compression and subduction : constraints provided by physical modeling. *Journal of Geophysical Research*, 97(B7) : 11 097–11 116.

Shepherd, R.C., 1972. Incised river meanders: evolution in simulated bedrock. *Science,* 178 : 409–411.

Shepherd, R.G. et Schumm, S.A., 1974. Experimental study of river incision. *Geological Society of America Bulletin*, 85 : 257–268.

Shi, Y. et Wang, C.Y., 1986. Pore pressure generation in sedimentary basins : Overloading versus aquathermal. *Journal of Geophysical Research*, 91(B2) : 2153-2162.

Shields, I.A., 1936. Anwendung der ahnlichkeitmechanik und der turbulenzforschung auf die. gescheibebewegung, Mitt. Preuss Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau, Heft 26. Berlin, Germany.

Simoès, M. et Avouac, J.P., 2006. Investingating the kinematics of mountain building in Taiwan from the spatiotemporal evolution of the foreland basin and western foothills, *Journal of Geophysical Research*, 111, doi: 10.1029/2005JB004209.

Simoès, M., Avouac, J.P. et Chen, Y.C., 2007a. Slip rates on the Chelungpu and Chushiang thrust faults inferred from a deformed strath terrace along the Dungpuna river, West Central Taiwan. *Journal of Geophysical Research*, 112, B03S10, doi: 10.1029/2005JB004200.

Simoès, M., Avouac, J.P., Chen, Y.G., Singhvi, A., Wang, C.Y., Chan, Y.C., Jaiswal, M. et Bernard, S., 2007b. Kinematic analysis of the Pakuashan fault-tip fold, West Central Taiwan: shortening rates and age of folding inception. *Journal of Geophysical Research*, 112, B03S14, doi: 10.1029/2005JB004198.

Simoès, M., Avouac, J.P., Beyssac, O., Goffe, B., Farley, K. et Chen, Y.G., 2007c. Mountain building in Taiwan : A thermokinematic model. *Journal of Geophysical Research*, 112, B11405, doi: 10.1029/20066JB004824.

Simpson, G.D., 2004a. A dynamic model to investigate coupling between erosion, deposition, and three-dimensional (thin-plate) deformation. *Journal of Geophysical Research*, 109, F02006, doi:10.1029/2003JF000078.

Simpson, G.D., 2004b. Dynamic interactions between erosion, deposition, and three-dimensional deformation in compressional fold belt settings. *Journal of Geophysical Research,* 109(f3): F03007.

Simpson, G.D., 2004c. Role of river incision in enhancing deformation. *Geology*, 32(4) : 341–344.

Sinclair, H.D., Coakley, B.J., Allen, P.A. et Watts, A.B., 1991. Simulation of foreland basin stratigraphy using a diffusion model of mountain belt uplift and erosion: an example from the central Alps, Switzerland. *Tectonics*, 10(3) : 599-620.

Sklar, L.S., et Dietrich, W.E., 1998, River longitudinal profiles and bedrock incision models: Stream power and the influence of sediment supply. In River over rocks : Fluvial processes in bedrock channels, edited by K.J.a.W Tinkler, E.E. ; AGU Monograph, 237-260.

Sklar, L.S. et Dietrich, W.E., 2001. Sediment and rock strength controls on river incision into bedrock. *Geology*, 29(12) : 1087-1090.

Smit, J.H.W., Brun, J.P. et Soukoutis, D., 2003. Deformation of brittle-ductile thrust wedges in experiments and nature. *Journal of Geophysical Research*, 108, ; doi :10.1029/2002JB002190.

Smith, C.E., 1998. Modeling high sinuosity meanders in a small flume. *Geomorphology*, 25 : 19–30.

Smith, R.B., 2006. Progress on the theory of orographic precipitation. In: Willett, S.D., Hovius, N., Brandon, M.T. & Fisher, D. (eds) Tectonics, Climate, and Landscape Evolution. Penrose Conference Series, The Geological Society of America, Boulder, CO. Special Paper, 398, xxx-xxx, DOI: 10.1130/2006.2398 (12).

Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E. et Merritts, D.J., 2000. Landscape response to tectonic forcing : DEM elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino Triple Junction Region, Northern California. *Geological Society of America Bulletin*, 112(8) : 1250-1263.

Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E., et Merritts, D.J., 2003. Channel response to tectonic forcing: analysis of stream morphology and hydrology in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geomorphology*, 53 : 97-127.

Sokoutis, D., Burg, J.P., Bonini, M., Corti, G. et Cloetingh, S., 2005. Lithospheric-scale structures from the perspective of analogue continental collision. *Tectonophysics,* 406(1-2) : 1-15.

Soto, R., Casas, A.M., Storti, F. et Faccenna, C., 2002. Role of lateral thickness variations on the development of oblique structures at the western end of the South Pyrenean Central Unit. *Tectonophysics,* 350(3) : 215-235.

Soto, R., Storti, F. et Casas-Sainz, A.M., 2006. Impact of backstop thickness lateral variations on the tectonic architecture of orogens : Insights from sandbox analogue modeling and application to the Pyrenees. *Tectonics*, 25, TC2005, doi:10.1029/2004TC001693.

Soto, R., Martinod, J. et Odonne, F., 2007. Influence of early strike-slip deformation on subsequent perpendicular shortening; an experimental approach. *Journal of Structural Geology*, 29 : 59-72.

Soulié, F., 2005. Cohésion par capillarité et comportement mécanique de milieux granulaires, Thèse LMGC, Montpellier, 139p.

Stark, C.P., 2006. A self-regulating model of bedrock river channel geometry. *Geophysical Research Letters*, 33, L04402, doi:10.1029/2005GL023193.

Stefanovic, J.R. et Bryan, R.B., 2007. Experimental study of rill bank collapse. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(2) : 180-196.

Stein, O.R. et LaTray, D.A., 2002. Experiments and modeling of head cut migration in stratified soils. *Water Resources Research*, 38(12) : 1284, doi:10.1029/2001WR001166.

Stern, T.A., Baxter, A.K. et Barrett, P., 2005. Isostatic rebound due to glacial erosion within the Transantarctic Mountains, Geology, 33, 3, P. 221-224.

Stock, J.D. et Montgomery, D.R., 1999. Geologic constraints on bedrock river incision using the stream power law. *Journal of Geophysical Research*, 104(B3) : 4983–4993.

Stock, J.D., Montgomery, D.R., Collins, B.D., Dietrich, W.E. et Sklar, L., 2005. Field measurements of incision rates following bedrock exposure : Implications for process controls on the long profiles of valleys cut by rivers and debris flows. *Geological Society of America Bulletin,* 117(1) : 174-194.

Stockmal, G.S., 1983. Modeling of large scale accretionary wedge deformation. *Journal of Geophysical Research*, 88 : 8271-8287.

Stojic, M., Chandler, J.H., Ashmore, P. et Luce, J., 1998. The assessment of sediment transport rates by automated digital photogrammetry. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 645 : 387-395.

Stolte, W.J., Rudra, R.P. et Dickinson, W.T., 1990. The impact of seepage on soil erosion. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 33 : 475-479.

Storti, F. et McClay, K., 1995. Influence of syntectonic sedimentation on thrust wedges in analogue models, *Geology*, 23(11) : 999-1002.

Storti, F., Salvini, F. et McClay, K., 1997. Fault-related folding in sandbox analogue models of thrust wedges. *Journal of Structural Geology*, 19 : 583– 602.

Storti, F., Salvini, F. et McClay, K., 2000. Synchronous and velocity-partitioned thrusting and thrust polarity reversal in experimentally produced, doubly-vergent thrust wedges : Implications for natural orogens. *Tectonics*, 19(2) : 378–396.

Storti, F., Marin, R.S., Faccenna, C. et Sainz, A.C., 2001. Role of the backstop-to-cover thickness ratio on vergence partitioning in experimental thrust wedges. *Terra Nova,* 13(6) : 413.

Strahler, A.N., 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *American Geophysical Union Transactions*. 38: 913-920.

Summerfield, M.A. et Hulton, N.J., 1994. Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. *Journal of Geophysical Research*, 99(B7) : 13 871–13 884.

Sun, J., 2002. Source regions and formation of the loess sediments on the high mountain regions of northwestern China. *Quaternary Research*, 58 : 341-351.

Sun, J., Zhu, R. et Bowler, J., 2004. Timing of the Tianshan mountains uplift constrained by magnetostratigraphic analysis of molasses deposits. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 219 : 239-253.

Sung, Q.C. et Chen, Y.C., 2004. Geomorphic evidence and kinematic model for the quaternary transfer faulting of the Pakuashan Anticline, Central Taiwan. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24 : 389-404.

Suppe, J., 1980. A retrodeformable cross section of northern Taiwan, *Geological Society of China*, 23, 46-55.

Suppe, J., 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American journal of science*, 283 : 634-721.

Suppe, J. et Medwedeff, D., 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding : *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 83 : 409-454.

Suppe, J., Chou, G.T. et Hook, S.C., 1992. Rates of folding and faulting determined from growth strata. In: McClay, K. R. (ed.) Thrust Tectonics, Chapman & Hall, London, 105–121.

T

Taboada, A., Chang, K.J., Malavieille, J., 2005. Observations and simulation of force transmission in deformed conglomerates (Jiu-Jiu Fon, Taiwan). *Powders&Grains 2005, Meeting*, 18th-22nd July 2005, Stuttgart, Germany.

Takken, I., Govers, G., Ciesiolka, C.A.A., Silburn, D.M. et Loch, R.J., 1998. Factors influencing the velocity-discharge relationship in rills. IAHS Publication, 249 : 63- 69.

Talling, P.J., Stewart, M.D., Stark, C.P., Gupta, S. et Vincent, S.J., 1997. Regular spacing of drainage outlets from linear fault blocks. *Basin Research*, 9 : 275-302.

Tapponnier, P. et Molnar, P., 1977. Active faulting and tectonics in China. *Journal of Geophysical Research*, 82 : 2905-2930.

Tapponnier, P. et Molnar, P., 1979. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia, and Baykal regions. *Journal of Geophysical Research*, 84 : 3425-3459.

Terzaghi, K. et Peck, R.B., 1948. Soil Mechanics in Engineering Practice, John Wiley and Sons, New York ; 2nd édition, 566 pp.

Thakur, V.C., Sriram, V. et Mundepi, A.K., 2000. Seismotectonics of the great 1905 Kangra earthquake meizoseismal region in Kangra-Chamba, NW Himalaya. *Tectonophysics*, 326 : 289-298.

Thiede, R., Bookhagen, B., Arrowsmith, R., Sobel, E. et Strecker, M., 2004. Climatic control on areas of rapid exhumation along the Southern Himalayan Front. *Earth and Planetary Science Letters*, 222 (3-4) : 791-806.

Thiede, R.C., Arrowsmith, R., Bookhagen, B., McWilliams, M., Sobel, E. et Strecker, M., 2005. Form tectonically to erosionally controlled development of the Himalayan Orogen. *Geology*, 33(8) : 689-692.

Thompson, D.M. et Wohl, E.E., 1998. Flume experimentation and simulation of bedrock channel processes. In Rivers over Rocks: Fluvial Processes in Bedrock Channels, edited by K.J. Tinkler and E.E. Wohl, American Geophysical Union Monograph Series, vol. 107, p. 279-296.

Thompson, D.M., 2002. Geometric adjustment of pools to changes in slope and discharge : A flume experiment. *Geomorphology,* 46 : 257–265.

Thompson, J., 1879. On the flow of water round river bends. Proceedings of the Institute of Mechanical Engineers (August 6).

Tiffany, J.B. et Nelson, G.A., 1939. Studies of meandering of model streams. *Transactions American Geophysical Union* (Part IV) : 644–649.

Tomkin, J.H. et Braun, J., 1999. Simple models of drainage reorganisation on a tectonically active ridge system. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 42 : 1-10.

Tondji Biyo, J.J., 1995. Chevauchements et bassins compressifs. Influence de l'érosion et de la sédimentation. Mémoires de Géosciences Rennes, 59 : 426 p.

Toth, J., Kusznir, N.J. et Flint, S.S., 1996. A flexural isostatic model of lithospheric shortening and foreland basin formation: application to the Eastern Cordillera and Subandean belt of NW Argentina. *Tectonics,* 15(1) : 213–223.

Tucker, G.E. et Slingerland, R.L., 1997. Drainage basin responses to climate change. *Water Resources Research*, 33 : 2031-2047.

Tucker, G.E. et Bras, R.L., 1998. Hillslope processes, drainage density and landscape morphology. *Water Resources Research*, 34 : 2751-2764.

Turcotte, D.L. et Schubert, G., 2002. Geodynamics : application of continuum physics to geological problems, Cambridge, Cambreidge University Press, 528p.

Turowski, J.M., Lague, D., Crave, A. et Hovius, N., 2006. Experimental channel response to tectonic uplift. *Journal of Geophysical Research*, 111, F03008, doi:10.1029/2005JF000306.

U-V

Vaid. Y.P. et Sasitharan, S., 1992. The strength and dilatancy of sand. *Canadian Geotechnical Journal*, 29 : 522-526.

Van Bemmelen, R.W., 1954. Mountain building, La Haye, 177 pp.

Van der Beek, P.A., Champel, B. et Mugnier, J.L., 2002. Control of detachment dip on drainage development in regions of active fault propagation folding. *Geology*, 30(5) : 471-474.

Van der Beek, P., Robert, X., Mugnier, J.L., Bernett, M., Huyghe, P. et Labrin, E., 2006. Late Miocene - Recent exhumation of the central Himalaya and recycling in the foreland basin assessed by apatite fission-track thermochronology of Siwalike sediment, Nepal. *Basin Research*, 18 : 413-434.

van der Voo, R., Spakman, W. et Bijwaard, H., 1999. Mesozoic subducted slabs under siberia. *Nature*, 397 : 246-249.

Van der Woerd, J., Ryerson, F.J., Tapponnier, P., Meriaux, A.S., Gaudemer, Y., Meyer, B., Finkel, R.C., Caffee, M.W., Guoguang, Z. et Zhiqin, X., 2000. Uniform slip-rate along

the kunlun fault : Implications for seismic behaviour and large-scale tectonics. *Geophysical Research Letters*, 27(16) : 2353–2356.

Van der Woerd, J., Xiwei, X., Haibing, L., Tapponnier, P., Meyer, B., Ryerson, F.J., Meriaux, A.S. et Zhiqin, X., 2001. Rapid active thrusting along the northwestern range front of the Tanghe Nan Shan (western Gansu, China). *Journal of Geophysical Research*, 106(B12), 30,475–30,504.

Van Mechelen, J.L.M., 2004. Strength of moist sand controlled by surface tension for tectonic analogue modelling. *Tectonophysics*, 384 : 275-284.

Van Puymbroeck, N., Michel, R., Binet, R., Avouac, J.P. et Taboury, J., 2000. Measuring earthquakes from optical satellite images. *Applied Optics Information Processing*, 39(23) : 1–14.

Vance, D., Bickle, M., Ivy-Ochs, S. et Kubik, P., 2003. Erosion and exhumation in the Himalaya from cosmogenic isotope inventories of river sediments. *Earth and Planetary Science Letters,* 206 : 273-288.

Vannay, J.C., Grasemann, B., Rahn, M., Frank, W., Carter, A., Baudraz, V. et Cosca, M., 2004. Miocene to Holocene exhumation of metamorphic crustal wedges in the Himalayan orogen : evidence for tectonic extrusion coupled to fluvial erosion. *Tectonics*, 23, TC1014, 10.1029/2002TC001429.

Varnes, D.J., 1978. Slope movement types and processes. In, Special Report 176: R.L. Schuster and R.J. Krizek (eds.), Landslides: Analysis and Control, TRB, National Research Council, Washington, D.C. pp. 11-33.

Vassallo, R., Ritz, J.F., Braucher, R. et Carretier, S., 2005. Dating faulted alluvial fans with cosmogenic 10Be in Gobi-Altay (Mongolia) : Climatic and tectonic implications. *Terra Nova*, 17 : 278-285.

Vassallo, R., 2006. Chronologie et évolution des reliefs dans la région Mongolie-Sibérie : Approche morphotectonique et géochronologique. Thèse Université de Montpellier II, 281p.

Vassallo, R., Jolivet, M., Ritz, J.F., Braucher, R., Larroque, C., Sue, C., Todbileg, M. et Javkhlanbold, D., 2007a. Uplift age and rates of the Gurvan Bogd system (Gobi-Altay) by apatite fission track analysis, *Earth and Planetary Science Letters*, 259 : 333-346.

Vassallo, R., Ritz, J.F., Braucher, R., Jolivet, M., Carretier, S., Larroque, C., Chauvet, A., Sue, C., Todbileg, M., Bourles, D.L., Arzahnikova N. et Arzahnikov, S., 2007b. Transpressional tectonics and stream terraces of the Gobi-Altay, Mongolia. *Tectonics*, 26, TC5013, doi:10.1029/2006TC002081.

Vedie, E., 2008. Dynamique de versants en contexte périglaiciare : apport de la modélisation physique, Thèse de l'Université de Caen.

Vendeville, B. et Cobbold, P.R., 1987. Glissements gravitaires synsédimentaires et failles normales listriques : modèles expérimentaux. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 305, II(16) : 1313-1320.

Vergés, J., Burbank, DW. et Meigs, A., 1996. Unfolding : An inverse approach to fold kinematics. *Geology*, 24(2) : 175-178.

W

Wager, L.R., 1933. The rise of the Himalaya. *Nature*, 132, 28.

Wager, L.R., 1937. The Arun River drainage pattern and the rise of the Himalaya. *Geographical Journal,* 89(3) : 239-250.

Wallace, R.E., 1978. Geometry and rates of change of fault-generated range fronts, north-central Nevada. *U. S. Geological Survey, Journal of Research*, 6 : 637-650.

Walsh, J. B. et Brace, W. F., 1984. The effect of pressure on porosity and the transport properties of rock. Journal of Geophysical Research, 89 : 9 425-9 431.

Wang, B., 2006. Evolution géodynamique du bloc de Yili (Nord-Ouest Chine) au Paléozoïque. Thèse en cotutelle Université de Nanjing et Université d'Orléans, ISTO, 244p.

Wang, C.Y., Yang, Z.E., Luo, H. et Mooney, W.D., 2004. Crustal structure of the northern margin of the eastern Tien Shan, China, and its tectonic implications for the 1906 M 7.7 Manas Earthquake, *Earth Planetary Science Letters*, 223 : 187-202.

Wang, J.N., Hobbs, B.E., Ord., A., Shimanioto, T., et Toriumi, M., 1994. Newtonian dislocation creep in quartzites : implications for the rheology of the lower crust. *Science*, 165 : 1204-1206.

Wang, W.H. et Davis, D.M., 1996. Sandbox model simulation of forearc evolution and noncritical wedges. *Journal of Geophysical Research*, 101(B5) : 11 329-11 340.

Warburton, J. et Davies, T.R.H., 1994. Variability of bedload transport and channel morphology in braided river hydraulic model. *Earth Surface Processes and Landforms*, 19 : 403-421.

Warburton, J., 1996. A brief review of hydraulic modelling of braided gravel-bed rivers in New Zealand. *Journal of Hydrology, New Zealand*, 5(2) : 153–173.

Waxman, M.H. et Smits, L.J.M., 1968. Electrical conductivities in oil-bearing shaly sands. Society of Petroleum Engineers, 8 : 107–122.

Weertman, J., 1978. Creep laws for the mantle of the earth. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A*, 288 : 9-26.

Wegener, A., 1929. Die Entstehung der Kontinente und Ozeane, Braunschweig, F. Vieweg & Sohn.

Wegmann, K.W. et Pazzaglia, F.J., 2002. Holocene strath terraces, climate change, and active tectonics—The Clearwater River basin, Olympic Peninsula, Washington State. *Geological Society of America Bulletin*, 114(6) : 731-744.

Weijermars, R., 1986. Finite strain of laminar flows can be visualized in SGM36-polymer. *Naturwissenschaften*, 73 : 33-34.

Weijermars, R. et Schmeling, H., 1986. Scaling of Newtonian and non-Newtonian fluid dynamics without inertia for quantitative modelling of rock flow due to gravity. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 43 : 316-330.

Weijermars, R., Jackson, M.P.A. et Vendeville, B., 1993. Rheological and tectonic modeling of salt provinces. *Tectonophysics*, 217 : 143–174.

Weissel, J.K. et Seidl, M., 1997. Influence of rock strength properties on escarpment retreat across passive continental margins. *Geology,* 25(7) : 631-34.

Weissel, J.K. et Seidl, M.A., 1998. Inland propagation of erosional escarpments and river profile evolution across the southeastern Australian passive continental margin. In: Rivers over rock: Fluvial processes in bedrock channels, edited by Keith J. Tinkler and Ellen E. Wohl. AGU, Washington, D.C., 189-206.

Weldon, R.J., 1986, The late Cenozoic geology of Cajon Pass; implications for tectonics and sedimentation along the San Andreas fault. PhD Thesis, California Institute of Technology, Pasadena.

Wessel, P. et Smith, W.H.F., 1991. Free software helps map and display data, EOS Transaction, AGU, 72, 441, 445-446.

Westaway, R., 1994. Evidence for dynamic coupling of surface processes with isostatic compensation in the lower crust during active extension of western Turkey. *Journal of Geophysical Research*, 99(B10), 20 203–20 224.

Westaway, R., 2006. Investigation of coupling between surface processes and induced flow in the lower continental crust as a cause of intraplate seismicity. *Earth Surface Processes and Landforms,* 31(12) : 1480-1509.

Whipp, D.M., Ehlers, T.A., Blythe, A.E., Huntington, K.W., Hodges, K.V. et Burbank, D.W., 2007. Plio-Quaternary exhumation history of the central Nepalese Himalaya: 2. Thermokinematic and thermochronometer age prediction model. *Tectonics*, 26, TC3003, doi:3010.1029/2006TC001991.

Whipple, K.X. et Trayler, C.R., 1996. Tectonic control of fan size : the importance of spatially variable subsidence rate. *Basin Research*, 8 : 351–366.

Whipple, K., Parker, G., Paola, C. et Mohrig, D., 1998. Channel dynamics, sediment transport, and the slope of alluvial fans : experimental study. *Journal of Geology*, 106 : 677-693.

Whipple, K.X. et Tucker, G.E., 1999. Dynamics of the stream power river incision model : Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales and research needs. *Journal of Geophysical Research*, 104(B8) : 17 661-17 674.

Whipple, K.S., Hancock, G.S. et Anderson, R.S., 2000. River incision into bedrock : mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation. *Geological Society of Amercia Bulletin* 112 : 490-503.

Whipple, K.X. et Tucker, G.E., 2002. Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution, *Journal of Geophysical Research,* 107 (B2), 10.1029/2000JB000044.

Whipple, K., 2004. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogen. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32 : 151-185.

Whittaker, A.C., Cowie, P.A., Attal, M., Tucker, G.E. et Roberts, G., 2007a. Bedrock channel adjustment to tectonic forcing : Implications for predicting river incision rates. *Geology*, 35 : 103-106

Wickham, J., 1995. Fault displacement-gradient folds and the structure at Lost Hills, California (U.S.A.). *Journal of Structural Geology*, 17 : 1293–1302.

Willett, S.D., 1992. Dynamic and kinematic growth and change of a Coulomb wedge, Thrust Tectonics, K. McClay, ed., 19-31.

Willett, S.D., Beaumont, C. et Fullsack, P., 1993. Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens.*Geology*, 21(4) : 371-374.

Willett, S.D., 1999. Orogeny and orography : The effects of erosion on the structure of mountain belts, *Journal of Geophysical Research*, 104(B12) : 28 957–28 982.

Willett, S.D. et Brandon, M.T., 2002. On steady states in mountain belts. *Geology,* 30 : 175-178.

Willis, B., 1893. Mechanics of Appalachians structure. U.S. Geol. Surv., 13th Annu. Rep., Part II, 211-282.

Windley, B., Allen, M., Zhang, C., Zhao, Z.Y. et Wang, G.R., 1990. Paleozoic accretion and Cenozoic redeformation of the Chinese Tien Shan Range, Central Asia. *Geology*, 18 : 128-131.

Wittmann, R., Kautzky, T., Hübler, A. et Lüscher, E., 1991. A simple experiment for the examination of dendritic river systems. *Naturwissenschaften,* 78 : 23-25.

Wobus, C.W., Hodges, K.V. et Whipple, K.X., 2003. Has focused denudation sustained active thrusting at the Himalayan topographic front ? *Geology,* 31 : 861–864.

Wobus, C.W., Heimsath, A.M., Whipple, K.X. et Hodges, K.V., 2005. Active out-of-sequence thrust faulting in the central Nepalese Himalaya. *Nature*, 434 : 1008-1011.

Wohl, E. et Ikeda, H., 1997. Experimental simulation of channel incision into a cohesive substrate at varying gradients. *Geology*, 25(4) : 295–298.

Wohl, E., 1992. Bedrock benches and boulder bars : Floods in the Burdekin Gorge of Australia. *Geological Society of America Bulletin*, 104 : 770-778.

Wohl, E., 1993. Bedrock channel incision along Piccaninny Creek, Australia. *Journal of Geology*, 101 : 749-761.

Wolf, H., Konig, D. et Triantafyllidis, T., 2003. Experimental investigation of shear band patterns in granular material. *Journal of Structural Geology*, 25 : 1229-1240.

Wolman, M.G. et Brush, L.M., 1961. Factors controlling the size and shape of stream channels in coarse noncohesive sands. USGS Professional Paper. vol. 282-G, U.S. Geological Survey, Washington, DC.

Wolman, M.G., 1987. Sediment movement and knickpoint behaviour in a small piedmont drainage basin. *Geografiska Annaler, Physical Geography*, 69A : 5-14.

Wood, L.J., 1992. Influence of base-level change on coastal-plain, shelf and slope depositional systems, 1992. Ph.D. thesis, Colorado State University, Fort Collins, Colorado, 164 pp.

Wood, L.J., Ethridge, F.G. et Schumm, S.A., 1993. The effect of rate of base-level fluctuation on coastal plain, shelf, and slope depositional systems: an experimental approach. In: Posamentier, H. W. , et al (eds) Sequence Stratigraphy and Facies Associations. 18, 43–53.

Würm, A., 1935. Morphologische analyse und experiment schichtstufenlandschaft. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 9 : 1-24.

Würm, A., 1936. Morphologische analyse und experiment hangentwicklung, Ernebnung, Piedmonttreppe. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 9 : 57-87.

X-Y

Yalin, M.S., 1980. Mechanics of sedimen transport. Pergamon Press, Oxford.

Yamada, Y., Baba, K. et Matsuoka, T., 2006. Analogue and numerical modelling of accretionary prisms with a decollement in sediments. In: Buiter, S. and Scherurs, G. (Eds.), Numerical and Analogue Modelling of Crustal-Scale Processes, Geological Society Special Publication 253. p. 169-183.

Yin, A., Nie, S., Craig, P., Harrison, T. M., Ryerson, F. J., Qian, X.,et Yang, G., 1998. Late Cenozoic tectonic evolution of the southern Chinese Tien Shan. *Tectonics*, 17 : 1-27.

Young, W.J. et Davies, T.R.H., 1990. Prediction of bedload transport rates in braided rivers : a hydraulic model study, *Journal Hydrology, New Zealand*, 29(2) : 75-92.

Young, W.J. et Davies, T.R.H., 1991. Bedload transport processes in a braided gravel bed river model. *Earth Surface Processes and Landforms*, 16(6) : 499-511.

Young, W.J. et Warburton, J., 1996. Principles and practice of hydraulic modelling of braided gravel-bed rivers. *Journal Hydrology, New Zealand*, 35 : 175-198.

Yoxall, W.H., 1969. The relationship between falling base. level and lateral erosion in experimental streams. *Geological Society of Americ Bulletin*, 80 : 1379-1384.

Z

Zaprowski, B.J., Evenson, E.B., Pazzaglia, F.J. et Epstein, J.B., 2001. Knickzone propagation in the Black Hills: A different perspective on the late Cenozoic exhumation of the Laramide Rocky Mountains. *Geology*, 29(6) : 547-550.

Zeitler, P.K., Meltzer, A.S., Koons, P.O., Craw, D., Hallet, B., Chamberlain, C.P., Kidd, W., Park, S., Seeber, L., Bishop, M. et Shroder, J.F., 2001. Erosion, Himalayan Geodynamics and the Geomorphology of Metamorphism. *Geology Today*, 11 : 4-9.

Zhao, J., Liu, G., Lu, Z., Zhang, X. et Zhao, G.L., 2001. Lithospheric structure and dynamic processes of the Tianshan orogenic belt and the Junggar Basin. *Tectonophysics*, 376 : 199-239.

Zhao, W.L., Davis, D., Dahlen, F. et Suppe, J., 1986. Origin of convex accretionary wedges : Evidence from Barbados. *Journal of Geophysical Research*, 91 : 10 246-10 258.

Zhisheng, A., Kutzbach, J.E., Prell, W.L., et Porter, S.C., 2001. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya – Tibetan plateau since Late Miocene times. *Nature*, 411 : 62-66.

Zimpfer, G.L., 1975. Development of laboratory river channels. PhD thesis, Dept. of Earth Resources, Colorado State University, Fort Collins, Colorado.

Interactions Tectonique, Erosion, Sédimentation dans les avant-pays de chaînes : Modélisation analogique et étude des piémonts de l'est du Tian Shan (Asie centrale)

Résumé : L'évolution d'un piémont de chaîne de montagnes est contrôlée par les interactions entre la tectonique, l'érosion et la sédimentation. Pour étudier ces processus, nous avons analysé des données morphométriques issues des piémonts orientaux du Tian Shan (NW Chine) et développé un nouveau type de modélisation analogique. Cette approche utilise un dispositif et un matériau expérimental spécialement conçus pour modéliser simultanément des structures tectoniques (failles, plis), une morphologie détaillée (bassins versants, rivières, cônes alluviaux, etc.) et une sédimentation stratifiée. Des techniques de mesure optique ont été également mises en oeuvre afin de quantifier l'évolution topographique et cinématique des modèles.

Les expériences réalisées offrent une opportunité inédite d'étudier l'évolution morphotectonique d'un piémont. Nos résultats montrent que la tectonique exerce un contrôle de premier ordre sur cette évolution. La propagation de la déformation et la formation des reliefs influencent en effet significativement le développement du réseau de drainage, l'évolution des bassins versants et la formation des marqueurs morphotectoniques. En particulier, l'analyse de la morphométrie des cônes alluviaux et de leurs bassins versants suggère qu'un équilibre dynamique s'installe entre la surrection, l'érosion et la morphologie. Nos résultats montrent également que l'apparition des terrasses est guidée par l'activité des chevauchements et les adaptations de l'hydrographie. Leur modèle de plissement répond à une déformation homothétique.

Cette nouvelle approche ouvre des perspectives d'étude prometteuses en géomorphologie, sismotectonique et stratigraphie.

Mots clefs : Modélisation Analogique, Morphologie, Relief, Piémont, Tectonique, Tian Shan.

Interactions between Tectonics, Erosion and Sedimentation in foreland belts : Analogue modelling and study of eastern Tian Shan piedmonts (Central Asia)

Summary : The evolution of mountain belt piedmont is controlled by interactions between tectonics, erosion and sedimentation. To study coupling between these processes, we analyze morphometric data collected in the eastern Tian Shan piedmont (NW China) and develop a new analogue modelling technique. The modeling approach uses an experimental set-up and analog material specifically designed to study simultaneously tectonic structures (faults, folds), detailed morphology (drainage basins, channels, alluvial fans, etc.) and stratified sedimentation. Measurement techniques based on laser interferometry and image correlation are also developed to quantify the topographic and kinematic evolution of models.

Our experiments allow a new approach for the study of piedmont morphotectonic evolution. Our results indicate that tectonics mainly controls this evolution. The propagation of deformation and the formation of relief both significantly influence the development of drainage networks, the evolution of drainage basins and the formation of morphotectonic markers. Particularly, a study of alluvial fans and watershed metrics suggests that there is a dynamical equilibrium between uplift, erosion and morphology. In addition, our results show that terrace nucleation is controlled by thrust activity and hydrography adjustments. Folding of terraces responds to a homothetic deformation pattern.

This new methodology brings promising perspectives in the fields of geomorphology, seismotectonics and sedimentology.

Key words : Analogue modelling, Morphology, Relief, Piedmont, Tectonics, Tian Shan.

Discipline : Structure et Evolution de la Terre et des Planètes

Laboratoire Géosciences Montpellier – UMR 5243 – Université de Montpellier II – CNRS. Cc060 Place Eugène Bataillon - 34095 Montpellier cedex 5, France.