



Modélisation expérimentale de la dynamique long-terme des reliefs en réponse aux forçages climatiques et tectoniques

Bérangé Moussirou

► To cite this version:

Bérangé Moussirou. Modélisation expérimentale de la dynamique long-terme des reliefs en réponse aux forçages climatiques et tectoniques. Géomorphologie. Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier), 2017. Français. NNT: . tel-01682334

HAL Id: tel-01682334

<https://theses.hal.science/tel-01682334>

Submitted on 12 Jan 2018

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par : *l'Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)*

Présentée et soutenue le *24/10/2017* par :

BÉRANGÉ MOUSSIROU

**Modélisation expérimentale de la dynamique long terme des reliefs en réponse
aux forçages climatiques et tectoniques**

JURY

OLIVIER BOURGEOIS	Prof. Univ Nantes	Rapporteur 1
JOSEPH MARTINOD	Prof. Univ Savoie	Rapporteur 2
CÉCILE ROBIN	MC.(HDR) Univ Rennes	Rapporteur 3
STÉPHANE BONNET	Prof. Univ Toulouse 3	Directeur de thèse
SÉBASTIEN CARRETIER	D.R IRD Univ Toulouse 3	Examineur
FABIEN GRAVELEAU	MC. Univ Lille	Examineur

École doctorale et spécialité :

SDU2E : Sciences de la Terre et des Planètes Solides

Unité de Recherche :

Géoscience Environnement Toulouse(UMR 5563)

Directeur de Thèse :

Stéphane BONNET

Rapporteurs :

Olivier Bourgeois , Joseph Martinod et Cécile Robin

Remerciements

Il est vrai qu'un travail de thèse est avant tout un projet personnel (du moins c'est l'idée qu'on s'en fait), mais au sortir de ces quelques années de thèse, j'ai bien conscience que mon projet n'aurait pas abouti sans l'aide et le soutien parfois involontaire d'un très grand nombre de personnes. L'usage voudrait donc, qu'un hommage soit rendu à toutes ces personnes qui, de près ou de loin, ont aidé au bon déroulement de ce projet ; et pour ma part les personnes à remercier sont nombreuses. Je tiens donc à leur dire ma totale gratitude dans les quelques lignes qui suivent. Je présente d'ores et déjà mes excuses à celles et ceux qui ne seront pas cités dans ce texte et qui l'aurait mérité à bien des égards.

Je tiens tout d'abord à remercier mon directeur de thèse le professeur Stéphane Bonnet qui a bien voulu m'encadrer dans ce projet qui n'a pas toujours été simple à monter. Merci pour son enthousiasme contagieux devant nos premières topographies après la longue phase de montage et de calibration, merci pour sa patience dans ses explications et pour sa disponibilité. Je tiens également à remercier le laboratoire Géosciences Environnement Toulouse (GET) et l'ensemble des membres de son directoire qui ont permis la mise en place d'une plateforme de modélisation des reliefs au GET, et qui m'ont soutenu tout au long de mon projet. Je tiens à remercier Michel Grégoire, Étienne Ruellan, Stéphanie Duchêne, Olivier Vanderaghe et Laurence Marlat. Un grand merci en particulier à Carine Barutau qui a le don de simplifier les procédures administratives même dans les cas les plus complexes (ce qui a souvent été le cas pour moi). Un grand merci à elle. Je tiens également à remercier la direction de l'école doctorale SDU2E pour son soutien.

Dans un second temps, je tiens à remercier mes parents Jeannine Massounga et Albert Moubamba, qui m'ont toujours soutenu et encouragé depuis mes premières années en fac. Je tiens à leur dire ma profonde gratitude car sans eux rien n'aurait été possible. Un grand merci également à ma famille au Gabon, les Moussirou et Nzatsi (qui auront bientôt une réponse à ces deux questions que toutes les familles d'expatriés doivent poser à leurs enfants : Mais quand es que tu finis ? et quand es que tu rentres au pays ?) et en France (les Sènegele, les Courbins, les Cardonne, les Origo et les Hervé). Merci pour les appels de soutien, merci en particulier à la famille Cardone pour leurs encouragements (parfois trop spirituels pour moi), à ma tante Genevieve qui a fait de moi son fils exemplaire et qui a hâte de me voir diplômé. Un grand merci à la famille Gehin, les parents : M. et Mme Gehin et Mamie Marilyne, les enfants : Johnn, Jess, Yo, Nana, Max, Steph, et aux petits-enfants Ambre et Elena, je tiens à vous dire à quel point vous connaître est une chance pour moi. Un coucou à Mimi, notre "troisième" : merci pour le soutien. Un grand merci à Shen et Kynian pour leur maturité et leur compréhension (promis je tenterai de faire des méga-grottes dans mes petites montagnes).

Un grand merci à tous les étudiants qui sont passés par le laboratoire de modélisation des reliefs dans le cadre de leurs stages (Gary, Jean Michel et Marc) et qui ont tous contribué à l'acquisition des données de modélisations. Je remercie également mes collègues doctorants et

particulièrement ceux avec qui j'ai partagé mon bureau et qui ont supporté ma tête de "zombie" en fin de thèse : Michel (le Docteur et ses nombreux projets), Couhang (et sa bonne humeur), Augustin. Les vendredis midi m'ont parfois permis de déconnecter un peu du traitement de mes nombreuses topographies.

Merci à tous mes amis qui ne m'ont pas beaucoup vu et entendu ces derniers temps et pourtant qui me soutiennent : merci à mes frères de cœur Carlito et sa dame Lesly, merci à vous pour les nombreux coups de main (quand deux ordinateurs plantent dans la dernière ligne droite par ex) ; Romaric, qui attend avec impatience la fin de cette thèse (car je n'aurai plus d'excuse pour ne pas passer te voir) et Clémence sa dame ; également Merci à Stéphane et Danyelle, sans oublier Carolane et Yoann, Amandine, Marie-Chantal, et Romain (le frère couz), que je n'ai pas vu depuis un certain temps et qui restent patients et m'encouragent.

Un merci particulier au Docteur Stéphane Mombo, merci pour les midis salades qui m'ont fortement manqués depuis que tu n'es plus à Toulouse. Merci pour ton soutien, et tes nombreux encouragements, tes précieux conseils.

Je ne finirai pas sans remercier ma compagne car je pense que la vie d'une femme de doctorant ne doit pas être la plus simple. Merci pour les nombreuses heures de relecture (quand elle avait un peu de temps), Merci pour sa compréhension et son soutien sur cette dernière année qui a été très compliquée à terminer. Je pense que te dire mille fois merci n'est pas assez, saches que toute cette section n'aurait pas suffi pour t'écrire toute ma reconnaissance et ma gratitude.

A toutes et à tous, « Diboty di néni ! » ¹

Je dédie cette thèse à mes grand parents Edouard Moussirou et Pauline Manomba tous deux décédés.

1. Grand merci ! en langue PUNU, langue du sud du Gabon

Table des matières

I	Introduction générale	1
I.1	Contexte de l'étude et problématique de l'étude	2
I.2	Organisation du manuscrit	7
II	Modélisation expérimentale de la dynamique des reliefs : État de l'art	9
II.1	Introduction	10
II.2	Généralités sur la modélisation expérimentale en géomorphologie	10
II.3	La modélisation de l'érosion des des reliefs	12
II.3.1	Université du Colorado (Le REF) (Etats-Unis)	13
II.3.2	Université du Minnesota (Etats-Unis)	17
II.3.3	Université de Rennes 1 (France)	27
II.3.4	Université de Newcastle (Australie)	37
II.3.5	Université de Chuo (Tokyo, Japon)	40
II.3.6	Université de Montpellier 1 (France)	42
II.4	Similitude avec les systèmes naturels	49
II.5	Conclusion du chapitre	51
III	Le dispositif de modélisation développé à l'Université Toulouse 3 Paul Sabatier	53
III.1	Présentation générale	54
III.1.1	L'origine du dispositif	54
III.1.2	Le principe	55
III.2	Le système de surrection	57
III.3	Le système de brumisation	58
III.3.1	Le Principe	58
III.3.2	La calibration des précipitations	58
III.4	Le système de mesure des topographies	65
III.4.1	Principe et caractéristique du laser	65
III.4.2	Les principaux problèmes rencontrés lors de la numérisation	68
III.5	Présentation de l'automate	69
III.5.1	La gestion des cycles en mode manuel	69
III.5.2	La gestion des cycles en mode automatique	69
III.6	Le matériau à éroder	72
III.7	Test de validation du dispositif	72
III.7.1	Comparaison de l'évolution des hauteurs moyennes	72
III.7.2	Comparaison des morphologie des topographies	74
III.8	Conclusion du chapitre	76

IV Influence des taux de surrection (U) et des taux de précipitations (P) sur la morphologie des reliefs expérimentaux	79
IV.1 Introduction générale	80
IV.2 Théories et outils d'analyses des reliefs utilisés dans cette étude	81
IV.2.1 Evolution des reliefs	81
IV.2.2 Eléments de morphométrie	84
IV.3 Conditions expérimentales et présentation des données utilisées dans cette étude	95
IV.3.1 Protocole expérimental	95
IV.3.2 Présentation des données	95
IV.4 Morphologie des topographies d'équilibre : l'influence de U et P	99
IV.4.1 Evolution typique d'une expérience	99
IV.4.2 Altitudes moyennes d'équilibre des expériences	102
IV.4.3 Temps de réponse ou temps caractéristique (τ)	111
IV.5 Morphologie des topographies d'équilibre : morphométrie	118
IV.5.1 Présentation des relations pente/aire-drainée caractéristiques des topographies expérimentales	118
IV.5.2 Transitions entre les domaines AS	123
IV.5.3 Concavité de la topographie	125
IV.5.4 Steepness index	134
IV.6 Conclusion du chapitre	143
V Effet des variations de précipitation sur la réponse érosive	147
V.1 Introduction	148
V.2 Réponse érosive des reliefs aux chutes progressives des taux de précipitations : Article soumis	148
V.3 Discussion complémentaire	175
VI Migration des crêtes et des rivières liée à un gradient latéral de précipitation	181
VI.1 Motivation de l'étude	182
VI.2 La dissymétrie des vallées du piémont nord-pyrénéen : Caractérisation et hypothèse d'un contrôle climatique	185
VI.2.1 Contexte général	185
VI.2.2 L'asymétrie des vallées du piémont nord des Pyrénées	187
VI.2.3 Asymétrie des vallées nord-pyrénéennes et terrasses fluviatiles	191
VI.2.4 Morphologie des vallées du piémont nord des Pyrénées : discussion et hypothèses de travail.	191
VI.3 Effet d'un gradient de précipitation perpendiculaire aux crêtes et aux chenaux : étude expérimentale	197
VI.3.1 Protocole expérimental	197
VI.3.2 Description générale de l'évolution des topographies	199
VI.3.3 Migration latérale des rivières et des crêtes et asymétrisation des vallées .	202
VI.3.4 Variation spatiale de l'érosion au cours du temps : érosion différentielle directionnelle et migration latérale des crêtes et des rivières.	202

Table des matières

VI.3.5 Impact du taux de surrection sur la mobilité latérale des crêtes et des rivières	204
VI.3.6 Description des phénomènes de captures observés	211
VI.3.7 Synthèse et discussion : migration latérale des crêtes et des rivières et développement d'une topographie asymétrique	214
VI.4 Discussion et Conclusion du chapitre	216
VII Conclusion générale et perspectives	217
VII.1 Conclusion	218
VII.1.1 L'action des forçages sur la géométrie des reliefs expérimentaux	219
VII.1.2 Effet d'une chute de précipitation : rôle de la durée de chute	220
VII.1.3 Effet des gradients latéraux de précipitation sur les surfaces topographiques	223
VII.2 Perspectives	223
A	225
A.1 Synthèse des hauteurs moyennes d'équilibres en fonction de U et P pour les différentes tailles de dispositifs	225
Table des figures	243
Liste des tableaux	245
Bibliographie	247
Résumé	259

CHAPITRE I

Introduction générale

Sommaire

I.1	Contexte de l'étude et problématique de l'étude	2
I.2	Organisation du manuscrit	7

I.1 Contexte de l'étude et problématique de l'étude

Les surfaces continentales sont des interfaces dynamiques entre la lithosphère et l'atmosphère où interagissent une grande diversité de processus en lien avec la géodynamique interne et de la géodynamique externe. Certaines de ces interactions sont assez emblématiques, tels l'impact possible du climat sur la tectonique (voir par exemple la synthèse de [Whipple, 2009](#)), ou au contraire le rôle de la tectonique sur le climat (voir par exemple [Raymo et Ruddiman, 1992](#)), et ont motivé de très nombreuses études ces dernières années. Dans le détail, les mécanismes qui entrent en jeu sont très nombreux et peuvent être assez complexes et leur étude peut concerner pratiquement toutes les disciplines des Géosciences. La figure I.1 synthétise les principaux processus que l'on considère en jeu dans les interactions entre la tectonique d'une part, et le climat d'autre part ([Champagnac et al., 2012](#)). Le climat (flèche 1) peut influencer directement les processus d'érosion et de transport, via les précipitations et les crues, le développement des glaciers, l'altération, etc. Sur la base des modélisations analytiques, numériques et analogiques ([Dahlen et al., 1984](#); [Whipple et Meade, 2006](#); [Willett, 1999](#); [Whipple, 2009](#) ect.), il est généralement admis, d'autre part, que l'érosion et le dépôt peuvent modifier la distribution des contraintes tectoniques et donc la déformation au sein de la lithosphère (flèche 2). A l'inverse la tectonique et la déformation peuvent influencer l'érosion et le transport (flèche 3), soit directement si l'on considère par exemple les glissements de terrain induits par la sismicité, soit indirectement par le biais de la fracturation des roches par exemple. Les processus d'érosion et de transport peuvent influencer le climat de par leur rôle dans le cycle du Carbone (voir par exemple [Raymo et Ruddiman, 1992](#)), notamment par le biais de l'altération des silicates ou de l'enfouissement du Carbone organique. Des liens entre tectonique et climat, et qui ne font pas intervenir l'érosion et le transport, peuvent également être considérés (flèches 6 et 10). Il peut s'agir par exemple du dégazage de CO₂ lié au volcanisme (flèche 6), ou des mouvements verticaux de la lithosphère induits par la dynamique des calottes polaires (flèche 10). Enfin de nombreuses interactions entre tectonique et climat mettent en jeu la topographie et les reliefs (flèches 3, 4, 5 et 9). La tectonique contrôle la topographie par le biais des processus d'amin-cissement ou d'épaississement de la croûte et de la lithosphère, processus qui, via l'isostasie, contrôlent l'altitude des reliefs (flèche 3). Ces reliefs peuvent contrôler directement le climat via leurs impacts sur les circulations atmosphériques par exemple (flèche 4 : effets de mousson, effets orographiques). La topographie intervient également dans les interactions tectonique-climat par le biais de l'érosion et du transport (flèches 5 et 9). La topographie, via la pente des reliefs par exemple, participe également au contrôle des processus d'érosion et de transport, processus qui sont globalement gravitaires.

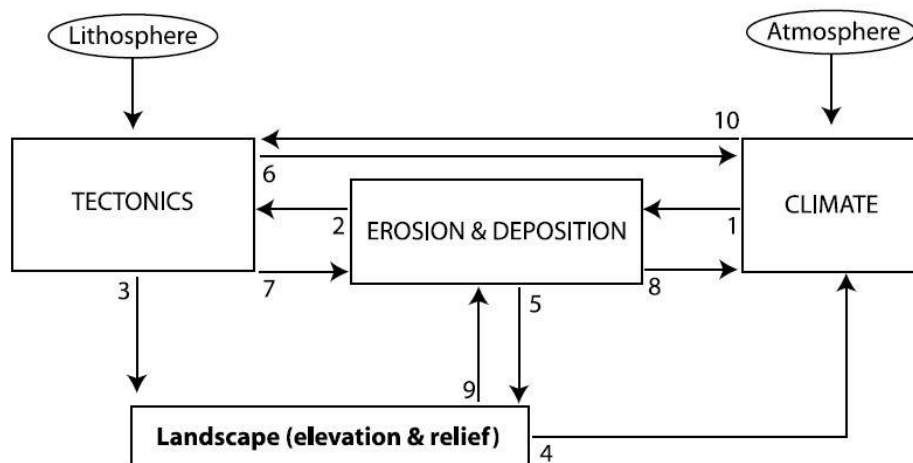


FIGURE I.1 – Représentation des liens possibles entre géodynamique interne (tectonique) et externe (climat) d’après [Champagnac *et al.* \(2012\)](#).

Malgré les avancées de la recherche dans l’étude des interactions tectonique-climat, l’impact du climat sur les reliefs et les taux d’érosion reste encore très mal compris (voir par exemple [Whipple, 2009](#); [Champagnac *et al.*, 2012](#); [D’Arcy et Whittaker, 2014](#)). Pourtant les modélisations analytiques, numériques et analogiques qui incluent un couplage entre processus tectoniques et processus de surfaces, prévoient que le climat joue un rôle primordial dans l’évolution tectonique (par exemple, [Dahlen *et al.*, 1984](#); [Whipple et Meade, 2006](#); [Willett, 1999](#)) par le biais de ces paramètres. Ces différentes études montrent en effet que des variations des taux d’érosion, pouvant significativement influencer la charge gravitationnelle de la croûte continentale, peuvent induire une modification de l’état des contraintes et par conséquent une modification de sa dynamique interne. Cependant, les preuves d’un contrôle du climat sur l’érosion et l’altitude des reliefs sont difficiles à mettre en évidence dans la nature ([Whipple, 2009](#)). Si on s’intéresse aux précipitations par exemple, leur action sur l’érosion est très controversée quand on s’intéresse aux échelles de temps des interactions entre tectonique et climat ($> 10^5$ ans). Dans certains cas, par exemple, les taux d’érosion long-terme déduits des mesures de concentration en isotopes cosmogéniques, ou de la thermochronologie, sont corrélés aux valeurs moyennes annuelles de précipitations (par exemple, [Bookhagen et Strecker, 2012](#); [Moon *et al.*, 2011](#); [Reiners *et al.*, 2003](#); [Thiede *et al.*, 2004](#)), tandis que la corrélation est très faible voire inexistante dans d’autres cas (par exemple, [von Blanckenburg, 2005](#); [Burbank *et al.*, 2003](#); [Godard *et al.*, 2014](#); [Riebe *et al.*, 2001](#)) : Figure I.2. Certaines données pointent en outre l’importance de la variabilité des précipitations, plutôt que leur valeur moyenne, sur les taux d’érosion ([Carretier *et al.*, 2013](#)). Un contrôle de la pluviométrie sur l’altitude des reliefs est prédit théoriquement ([Whipple *et al.*, 1999](#)) et est au cœur des simulations numériques du contrôle du climat sur les processus orogéniques ([Willett, 1999](#) par exemple). Un tel contrôle (Figure I.3) est effectivement observé dans les modélisations de laboratoire ([Bonnet et Crave, 2003, 2006](#)), et a quelques fois pu être décrit sur des reliefs naturels ([Gabet *et al.*, 2004](#); [D’Arcy et Whittaker, 2014](#)), mais

en règle général il est très difficile à observer dans les systèmes naturels (Champagnac *et al.*, 2012). Une des raisons avancée par D'Arcy et Whittaker (2014) est que dans les systèmes naturels cette relation est perturbée par les effets orographiques. Le développement des glaciations durant le Plio-Pléistocène a également fortement influencé l'érosion et la topographie des reliefs (Herman *et al.*, 2013) ce qui participe probablement aussi à la difficulté d'analyser les différentes interactions entre précipitations, érosion et reliefs.

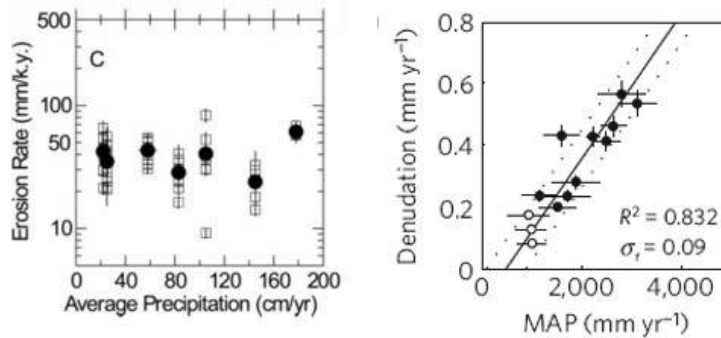


FIGURE I.2 – Exemple de résultats contradictoires concernant l'impact des précipitations (ici les moyennes annuelles) sur les taux d'érosion. A gauche : taux d'érosion déduits des mesures de concentration en isotopes cosmogéniques ; A droite : taux d'érosion déduits de mesures thermochronologiques (He sur apatites). A gauche, aucune relation n'est observée (Riebe *et al.*, 2001) tandis qu'à droite une corrélation linéaire très nette apparaît (Moon *et al.*, 2011).

Comme nous l'avons vu précédemment, améliorer notre compréhension de l'impact du climat, et en particulier des précipitations, sur la dynamique des reliefs et leur érosion est fondamental pour progresser dans notre compréhension des interactions entre climat et tectonique (Whipple, 2009). Cela est également nécessaire pour comprendre de façon plus générale la dynamique des transferts de matière à la surface terrestre et leur enregistrement dans les bassins sédimentaires. Les sédiments terrigènes préservés dans les bassins sédimentaires constituent en effet des archives de l'érosion des continents. La mise en évidence d'un pic de masse de sédiments terrigènes dans les océans du globe depuis 5 Ma (figure I.4 ; voir par exemple Peizhen *et al.*, 2001) indique un très fort accroissement récent de l'érosion des continents dont l'existence et l'origine, climatique ou non, sont toujours débattues (Herman et Champagnac, 2016; Willenbring et Jerolmack, 2016). Ainsi l'analyse des sédiments préservés dans les bassins est un moyen d'étudier l'érosion passée des continents, et en Asie par exemple, l'étude des taux d'accumulation de sédiments dans les bassins sédimentaires est un moyen mis en œuvre, parmi d'autres, pour étudier les variations climatiques passées, telle la mise en place de la mousson par exemple (Clift *et al.*, 2014).

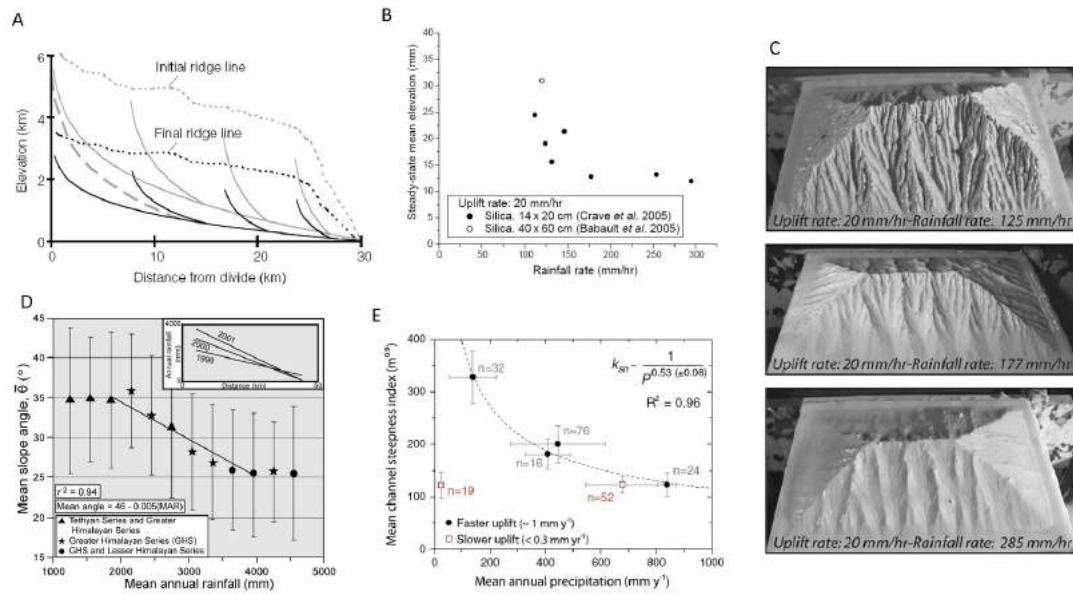


FIGURE I.3 – Exemple d’études montrant un contrôle des précipitations sur les reliefs. (A) Modélisation analytique de profils de rivières et de lignes de crête en climat aride (en gris) ou humide (en noir), d’après Whipple *et al.* (1999) ; (B) Altitude d’équilibre des reliefs en fonction de la pluviométrie, dans des expériences de laboratoire réalisées à taux de surrection constant (Bonnet et Crave, 2006) ; (C) Illustration de trois topographies représentées sur le graphe B ; (D) Pente moyenne de versants de différents secteurs himalayens en fonction de la pluviométrie moyenne annuelle, d’après Gabet *et al.* (2004) ; (E) Evolution du steepness index des réseaux hydrographiques de différents bassins versants italiens en fonction de la pluviométrie, d’après D’Arcy et Whittaker (2014). Le steepness index est un paramètre normalisé de mesure de la pente des rivières.

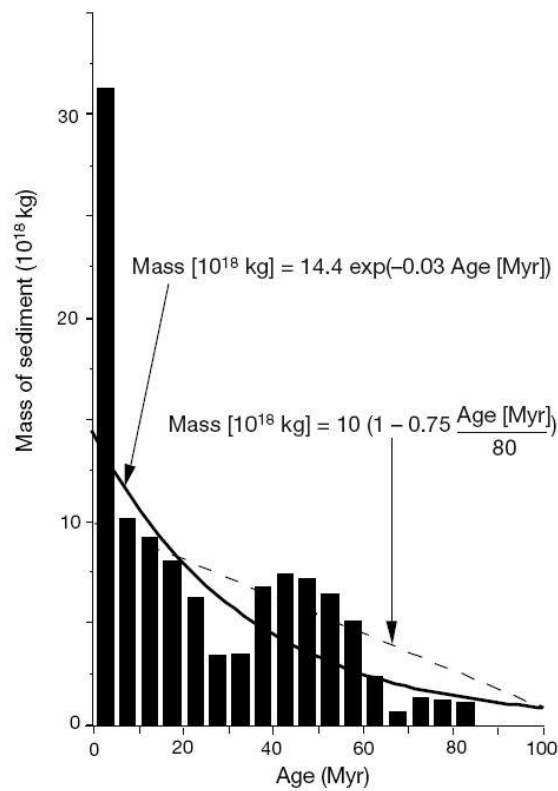


FIGURE I.4 – Masse de sédiments terrigènes préservés dans les océans du globe (d'après [Peizhen et al., 2001](#)). On note un pic depuis 5 Ma qui indique possiblement un accroissement important de l'érosion continentale.

Pour mieux appréhender le rôle des variations climatiques (variation des précipitations dans notre cas) sur la dynamique des reliefs et sur les processus d'érosion, nous avons abordé trois questions dans ce travail :

- **Quel est l'impact des taux de surrection et des taux de précipitation sur la dynamique des reliefs expérimentaux ? Quels rôles jouent ces différents forçages sur les principaux paramètres morphologiques des reliefs ?**
- **Comment des variations temporelles de précipitation contrôlent-elles l'évolution des topographies expérimentales ? Dans quelle mesure de telles variations de précipitation induisent-elles une réponse érosive qui est susceptible d'être enregistrée, par exemple, dans des bassins sédimentaires ?**
- **Enfin, comment des variations spatiales des taux de précipitation peuvent-elles influencer la dynamique des surfaces topographiques ?**

Ces questions sont abordées dans ce travail par une approche de modélisation expérimentale en laboratoire. Cette méthode d'investigation (e.g. [Schumm *et al.*, 1987](#); [Hasbargen et Paola, 2003](#); [Bonnet et Crave, 2003](#); [Lague *et al.*, 2003](#) et voir également chapitre II pour plus de références) est une méthode complémentaire aux études de terrain et aux modèles théoriques et analytiques, qui ont déjà été très largement utilisés en géomorphologie. Cette méthode permet de simuler en laboratoire l'érosion d'un relief par ruissèlement d'eau en surface, sous des conditions de surrection et de précipitation contrôlées. Elle présente l'avantage de reproduire en laboratoire les processus physiques conduisant à la dynamique des systèmes géomorphologiques. Malgré des problèmes de dimensionnement et de mise à l'échelle avec la Nature, cette approche a permis d'étudier avec succès les processus de versants et de rivières à différentes échelles ([Schumm et Parker, 1973](#); [Parker, 1977](#); [Schumm et Rea, 1995](#); [Pelletier, 2003](#)), de tester et valider les topographies issues de modélisations numériques et des concepts théoriques ([Hasbargen et Paola, 2000](#); [Hancock et Willgoose, 2001c](#); [Lague *et al.*, 2003](#)). Elle a également été utilisée pour étudier la dynamique des topographies à l'équilibre ([Hasbargen et Paola, 2000, 2003](#); [Bigi *et al.*, 2006](#); [Bonnet et Crave, 2006](#); [Reinhardt et Ellis, 2015](#)), et pour comprendre l'effet de la tectonique et de la pluviométrie sur la dynamique des reliefs ([Lague *et al.*, 2003](#); [Turowski *et al.*, 2006](#); [Bonnet et Crave, 2003](#); [Bonnet, 2009](#); [Singh *et al.*, 2015](#); [Sweeney *et al.*, 2015](#)).

I.2 Organisation du manuscrit

Après ce **premier chapitre** qui tient lieu d'introduction générale, le travail présenté dans ce manuscrit est organisé en 6 chapitres :

- Dans le **second chapitre** je présente une synthèse bibliographique relative à la méthodologie utilisée, à savoir la modélisation, en laboratoire, des reliefs. Dans cette synthèse, je fais un inventaire des dispositifs développés dans différentes universités à travers le monde. Je me concentre tout particulièrement sur les dispositifs qui permettent d'aborder la dynamique des reliefs et leurs interactions avec le climat et la tectonique. Je présente les différentes questions abordées dans les études publiées et les principaux résultats obtenus.
- Dans le **troisième chapitre**, je présente de façon détaillée le dispositif utilisé dans le cadre

de cette étude, car une part non négligeable de mon travail de thèse a été dédié à la mise en place de ce dispositif au laboratoire Géoscience Environnement Toulouse (GET), avec comme principal objectif une automatisation complète du dispositif. Ce développement méthodologique a été réalisé dans le cadre l'installation à Géosciences Environnement Toulouse d'un ancien dispositif initialement développé à Géosciences Rennes.

- Dans le **quatrième chapitre** je présente les résultats de notre investigation sur l'effet des paramètres tectoniques et climatiques sur la morphologie des reliefs expérimentaux. J'y traite de l'effet de la surrection et des précipitations sur les hauteurs moyennes d'équilibre des reliefs, sur les temps caractéristiques de mise à l'équilibre, sur les géométries des reliefs. Ces travaux m'amènent à discuter de l'hypothèse de la linéarité de ces différents paramètres avec les taux de surrection et de précipitation dans les systèmes géomorphologiques. Ce travail est basé sur la réalisation d'un nombre assez important de nouvelles expériences, forcées par des taux de soulèvement et de pluviométrie variés, qui ont permis d'enrichir grandement la base de données d'expériences existant jusqu'à présent. La réalisation des expériences présentées ici a nécessité une dizaine de mois de travail.
- Dans le **cinquième chapitre** (au format publication scientifique), je présente les résultats de l'étude menée sur l'action des fluctuations des taux de précipitation sur la réponse érosive des topographies expérimentales. Dans ce chapitre je présente un article soumis à la revue *Geomorphology* et qui traite de la réponse des topographies à des variations de taux de pluviométrie à différentes échelles de temps.
- Dans le **sixième chapitre** je présente une étude menée pour caractériser la dynamique d'une topographie soumise à un gradient latéral des taux de précipitation. Cette étude expérimentale est relativement préliminaire mais montre des résultats intéressants relatifs à la mobilité latérale des reliefs, et nous permet de donner une explication alternative très cohérente avec les observations de terrain sur la dissymétrie des vallées du piémont nord des Pyrénées.

Je clos mon propos par un **septième chapitre** qui me permet de faire une courte synthèse des principaux résultats obtenus dans cette étude et j'y présente également les différentes perspectives qu'offre ce travail de thèse.

CHAPITRE II

Modélisation expérimentale de la dynamique des reliefs : État de l'art

Sommaire

II.1 Introduction	10
II.2 Généralités sur la modélisation expérimentale en géomorphologie	10
II.3 La modélisation de l'érosion des reliefs	12
II.3.1 Université du Colorado (Le REF) (Etats-Unis)	13
II.3.2 Université du Minnesota (Etats-Unis)	17
II.3.3 Université de Rennes 1 (France)	27
II.3.4 Université de Newcastle (Australie)	37
II.3.5 Université de Chuo (Tokyo, Japon)	40
II.3.6 Université de Montpellier 1 (France)	42
II.4 Similitude avec les systèmes naturels	49
II.5 Conclusion du chapitre	51

II.1 Introduction

Pour tenter de résoudre les différentes problématiques présentées dans notre chapitre introductif, les chercheurs ont très rapidement été amenés à développer un certain nombre d'approches telles que la modélisation numérique ou expérimentale. Dans ce travail nous avons opté pour la seconde approche. Et, dans ce chapitre je fais un tour d'horizon des dispositifs de modélisation en géologie de surface. J'y présente dans une première partie le principe général de la modélisation en géomorphologie, ainsi que les différents dispositifs précurseurs. Puis, dans une seconde partie plus importante, je fais une description plus détaillée des dispositifs développés pour étudier la réponse des surfaces topographiques aux forçages tectoniques et climatiques, et je présente les principaux résultats obtenus par ces dispositifs. Je laisse le lecteur intéressé par d'autres aspects, tels que la modélisation des processus tectoniques et la modélisation de l'architecture des dépôts sédimentaires (stratigraphie expérimentale), lire les revues de [Graveleau et al. \(2012\)](#), pour la tectonique, et celle de [Paola et al. \(2009\)](#) pour les études en stratigraphie expérimentale. Une part importante de cette présentation reprend plusieurs éléments de ces revues mais également de celle de [Bonnet et Crave \(2006\)](#), qui sont complétées par les résultats de travaux récents.

II.2 Généralités sur la modélisation expérimentale en géomorphologie

La géomorphologie expérimentale peut être définie comme une discipline qui utilise un équipement ou une procédure pour réduire l'échelle spatiale et temporelle, dans le but d'identifier les différents processus mis en jeu, ou d'observer les changements morphologiques associés, ou non, aux variations de paramètres simples, tels que les précipitations, la tectonique, la pente locale, etc. ([Parker, 1977](#)). En effet, la prise en compte des phénomènes de surface (érosion, transport et sédimentation) comme des éléments importants dans la compréhension de la dynamique terrestre, a ouvert la voie à cette discipline. Dans la nature, il est difficile d'obtenir des observations directes liées aux variations à la surface du globe, à cause notamment, de la grande variété d'échelles mise en jeu, qu'elles soient temporelles, de l'ordre de la minute pour certains phénomènes gravitaires (un éboulement) et de l'ordre du million d'années pour les phénomènes tectoniques (mise en place d'un prisme orogénique), ou spatiales, de l'échelle local pour un arrachage de particules à pluri kilométriques pour l'érosion d'une chaîne de montagne. Mais également, du fait de la mauvaise connaissance des conditions aux limites qui ont prévalu au moment de la mise en place des systèmes géomorphologiques actuels.

Après les premières tentatives d'expérimentations (e.g [Daubree, 1879](#)), les géomorphologues se heurtent très vite à un problème de mise à l'échelle de leur modélisation et font le choix de se concentrer sur la dynamique de processus simples ([Flint, 1974](#)), leur permettant ainsi de garder une certaine analogie avec les systèmes naturels. Plusieurs dispositifs ont été développés pour étudier la dynamique des réseaux de rivières (e.g [Gardner, 1983](#); [Schumm et Collins, 1974](#)), le transport de sédiments fluviaux (e.g [Paola et al., 1992](#)), la formation de terrasses alluviales ([Mizutani, 1998](#)), l'évolution des méandres ([Smith, 1998](#)) et la dynamique des plaines d'inondations ([Ashmore, 1982](#)) (voir également synthèse de [Schumm et al. \(1987\)](#) pour plus de détails).

La grande majorité de ces dispositifs étaient de type « canal ». En effet, ces dispositifs sont les premiers développés pour étudier les différents phénomènes observés à la surface des topographies. Ils sont encore très répandus aujourd'hui et sont de plus en plus ingénieux. Pour exemple, l'étude de [Douglass et Schmeeckle \(2007\)](#) utilise un mécanisme de vessie gonflable pour induire le soulèvement local d'un drain de rivière. Le principe général utilisé par ces dispositifs est relativement simple. Une boîte multi-métrique inclinée est remplie par un matériau granulaire. En amont, un débit d'eau ou d'eau chargée en sédiments est appliqué et, cette eau s'écoule à la surface du matériau et rejoint un exutoire. Le drain obtenu simule une rivière naturelle. On peut ainsi y étudier la dynamique de mise en place d'un chenal qu'il soit en tresses, ou à méandres. Ces dispositifs présentent un intérêt majeur, car les observations qui en découlent peuvent être directement transposables aux observations faites sur leurs homologues naturels.

Plusieurs études ont porté très spécifiquement sur la dynamique des rivières à lit rocheux (e.g. [Douglass et Schmeeckle, 2007](#); [Johnson et Whipple, 2007](#)), en tresses (e.g. [Ashmore et Parker, 1983](#); [Ashworth *et al.*, 1999](#); [Ashmore et Gardner, 2008](#)), et à méandres ([Smith, 1998](#); [Gran et Paola, 2001](#)). Ces travaux ont permis d'étudier les processus d'érosion-transport sous un aspect bidimensionnel, et ont ouvert la voie au développement de plusieurs modèles numériques (e.g. [Braun et Sambridge, 1997](#); [Davy et Crave, 2000](#); [Howard *et al.*, 1994](#); [Willgoose *et al.*, 1991](#)), dont la validité de l'évolution macroscopique était très peu contrainte. Cette difficulté a donné lieu à de nouvelles approches expérimentales, pour tester la validité des topographies modélisées (e.g. [Hasbargen et Paola, 2000](#); [Hancock et Willgoose, 2001c](#); [Lague *et al.*, 2003](#)). Dans la suite de cette section je vais me focaliser sur les dispositifs dédiés à l'étude de la dynamique des topographies en lien avec les variations des conditions aux limites. Je fais ici une présentation des différents dispositifs de types « boîte à érosion » développés dans plusieurs universités, ainsi que la spécificité de chacun d'eux, et les questions centrales abordées par toutes les équipes de recherches.

II.3 La modélisation de l'érosion des des reliefs

Les premiers travaux en modélisation expérimentale dans le domaine de la géomorphologie et les résultats des premières modélisations numériques ont motivé le développement de plusieurs générations de dispositifs, traitant plus spécifiquement des interactions entre climat (précipitation essentiellement), tectonique (soulèvement des surfaces ou chute du niveau de base pour les premières générations et tectonique de type prisme orogénique pour les plus récents), et dynamique associée (érosion, transport et sédimentation). Après les travaux menés par l'équipe de Stanley Schumm à la Colorado State University sur la modélisation expérimentale des processus d'érosions et des topographies associées (voir [Schumm *et al.* \(1987\)](#) pour la synthèse), la modélisation expérimentale des processus de surface s'est largement démocratisée fin des années 90, et diversifiée en intégrant des technologies de plus en plus abouties. On peut citer des dispositifs tels que ceux développés Aux Etats Unis au San Anthony Falls Laboratory par les équipes de Chris Paola, en Australie à la Newcastle University par les équipes de Garry Willgoose, en France à l'Université de Rennes avec les travaux d'Alain Crave et collaborateurs, mais également au Japon à l'université de Chuo de Tokyo. Ces dispositifs ont été très utilisés à l'entrée des années 2000 (e.g [Hasbargen et Paola, 2000](#); [Hancock et Willgoose, 2001a](#); [Lague *et al.*, 2003](#); [Ouchi, 2004b](#)), et connaissent aujourd'hui un regain d'intérêt (e.g [Reinhardt et Ellis, 2015](#); [Singh *et al.*, 2015](#); [Sweeney *et al.*, 2015](#)). Le principe général utilisé est tout aussi simple que les dispositifs qui les précèdent. Ils ont généralement pour but de suivre au cours du temps la dynamique des topographies, sous l'effet de l'érosion causée par le ruissellement d'un fluide (eau en général) à la surface de celle-ci. Ils se composent, dans la grande majorité des cas, d'un système de simulation des précipitations, d'une boîte remplie de matériau à éroder et d'un système de suivi des variations de la topographie. La véritable complexité réside dans la mise en œuvre de chaque dispositif. En effet, plusieurs éléments peuvent être différents d'un dispositif à l'autre, dans le choix du matériau, la taille de la boîte, le dispositif de brumisation, le système de simulation de la tectonique ou encore le système de suivi des topographies. Ces différences rendent, la comparaison des modèles entre eux très difficile comme le soulignent [Bonnet et Crave \(2006\)](#). Tous ces dispositifs ont, entre autre, permis d'étudier les processus de versants et de rivières à différentes échelles ([Schumm et Parker, 1973](#); [Parker, 1977](#); [Schumm et Rea, 1995](#); [Pelletier, 2003](#)), et de tester et valider différents codes numériques ([Hasbargen et Paola, 2000](#); [Hancock et Willgoose, 2001a](#); [Lague *et al.*, 2003](#)). Ils ont également été utilisés pour étudier la dynamique des topographies à l'état d'équilibre ([Hasbargen et Paola, 2000, 2003](#); [Bonnet et Crave, 2006](#); [Reinhardt et Ellis, 2015](#); [Bigi *et al.*, 2006](#)), l'effet de la tectonique ([Lague *et al.*, 2003](#); [Turowski *et al.*, 2006](#)) et de la pluviométrie ([Bonnet et Crave, 2003](#); [Bonnet, 2009](#); [Singh *et al.*, 2015](#); [Sweeney *et al.*, 2015](#)), sur la dynamique des reliefs, et les interactions entre les produits d'érosion et les dépôts en zone de piémont ([Graveleau, 2008](#); [Babault *et al.*, 2005, 2007](#); [Rohais *et al.*, 2011](#)). Des dispositifs plus récents ont permis d'étudier l'évolution des reliefs associée aux jeux de failles ([Graveleau, 2008](#); [Graveleau *et al.*, 2011](#); [Strak *et al.*, 2011](#); [Graveleau *et al.*, 2015](#); [Viaplana-Muzas *et al.*, 2015](#); [Guerit *et al.*, 2016](#)) en intégrant des phénomènes tectoniques de types prismes orogéniques.

II.3.1 Université du Colorado (Le REF) (Etats-Unis)

Les dispositifs de types « REF » (pour Rainfall Erosion Facility) constituent la première génération de dispositifs conçus pour investiguer l'évolution des réseaux de drainage en fonction des fluctuations du niveau de base (Schumm et Parker, 1973; Parker, 1977; Schumm et Rea, 1995; Pelletier, 2003). Il a été mis en place à la « Colorado State University » : voir la synthèse de Schumm *et al.* (1987).

II.3.1.1 Présentation du dispositifs et principe

Le REF se compose d'une grande boîte de 15 m de long sur 9,2 m de large, équipée d'un système d'arrosage qui permet d'appliquer des précipitations (voir figure II.1). Il est rempli d'une très importante quantité de matériau granulaire (environ 300 000 kg), relativement homogène, et obtenu par mélange de sable fin, de limons et d'argiles (Parker, 1977; Pelletier, 2003). Ce dispositif permet d'observer plusieurs processus surfaciques et présente l'intérêt de représenter directement un petit bassin versant. Les observations faites sur ces dispositifs peuvent ainsi être comparées aux observations dans le système naturel (Parker, 1977; Pelletier, 2003).

— LE SYSTÈME DE SIMULATION DES PRÉCIPITATIONS

Dans ce dispositif, la position marginale des brumisateurs n'a pas toujours permis d'obtenir un champ de précipitation très homogène (Parker, 1977). Ce problème a été résolu en repensant la position des gicleurs. Huit gicleurs de plus ont ainsi été installés en position centrale (Pelletier, 2003), permettant ainsi de ramener à environ 10 % la variabilité spatiale des pluviométries appliquées sur le modèle.

— LA MÉTHODE DE SIMULATION DE LA SURRECTION

Les processus tectoniques sont simulés par simple variation du niveau de base. En effet, le niveau de base est généralement fixé, et la topographie de départ est érodée par variation de ce niveau de base (e.g Schumm et Parker, 1973; Parker, 1977; Schumm et Rea, 1995; Pelletier, 2003). Il n'est pas encore question ici de surrection verticale, de tectonique compressive et/ou extensive comme nous le verrons dans les autres dispositifs.

— LES MESURES TOPOGRAPHIQUES

Pour ce qui est du suivi des topographies dans les modélisations utilisant le REF, il se fait par mesures manuelles et par système de photographies à pas de temps réguliers. Ce système permet ensuite d'établir des Modèles Numériques de Terrain (MNT) de chaque expérience avec une résolution de 5 mm en horizontal et 1 mm en vertical (Pelletier, 2003).

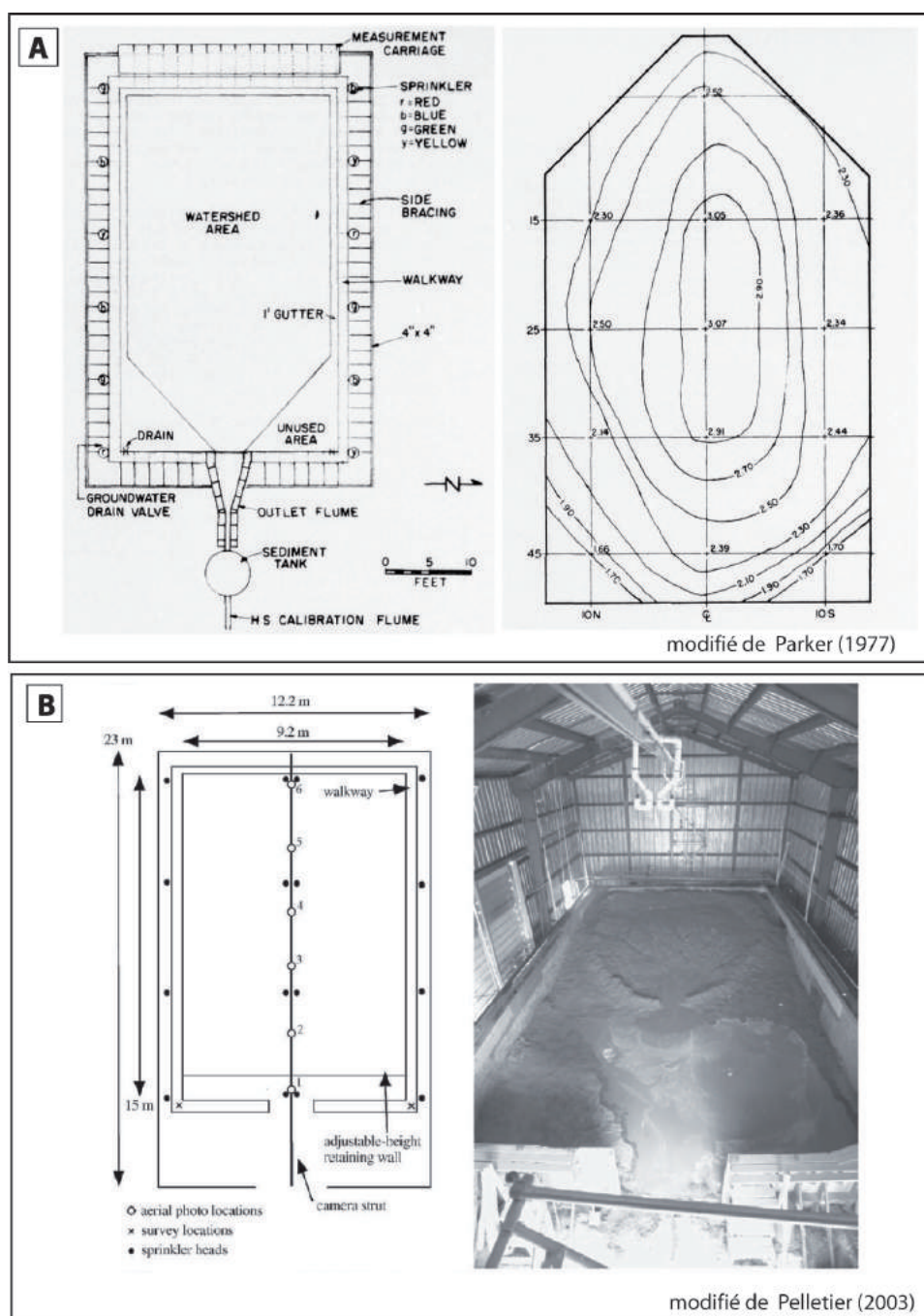


FIGURE II.1 – Dispositif REF dans ses deux générations ; (A) Première génération, avec à gauche une vue en plan des différents éléments qui compose le REF, et à droite un exemple de variation des précipitations à la surface du modèle (Parker, 1977) ; (B) Dispositif de type REF après modifications, avec à gauche une vue en plan du dispositif, notez l'ajout en position centrale de 8 buses et des dispositifs de photographie ; à droite vue photographique d'une modélisation. Notez la taille gigantesque du dispositif (Pelletier, 2003).

II.3.1.2 Thèmes abordés et principaux résultats

Les études menées sur le REF portaient essentiellement sur la géométrie des réseaux de drainage en lien avec les topographies initiales (e.g [Parker, 1977](#); [Pelletier, 2003](#)) et sur l'évolution morphologique de ses bassins versants, en lien avec leur niveau de base topographique (e.g [Koss et al., 1994](#); [Wood et Schumm, 1993](#)).

— INFLUENCE DE LA TOPOGRAPHIE INITIALE

Les résultats de [Parker \(1977\)](#) et [Pelletier \(2003\)](#) montrent que la topographie initiale d'un relief joue un rôle prépondérant sur la géométrie et la dynamique du réseau de drainage qui s'y développe. En effet, d'après [Phillips \(1987\)](#), le réseau de drainage passe de dendritique à parallèle, à mesure que l'on augmente la pente. Ils soulignent également un élément important qui est que pour des topographies qui évoluent avec une pente initiale faible ou nulle, l'érosion est relativement lente et se fait de façon régressive sur l'ensemble de la topographie, conduisant à une arborescence de type dendritique du réseau de drainage (figure II.2). Enfin, les auteurs montrent également que pour des bassins versants dont la pente est importante, la mise en place de chenaux principaux est très rapide, et que l'incision très importante de la vallée ne permet pas la migration du chenal. Nous tenterons également de discuter de ce point dans notre étude (voir chapitre VI).

— L'EFFET DES VARIATIONS DU NIVEAU DE BASE

Les différentes études menées avec le REF sur l'influence des variations du niveau de base montrent principalement, que quelle que soit la pente du bassin versant testé, les variations du niveau de base n'ont pas d'impact majeur sur les bassins versants (e.g [Koss et al., 1994](#)). Dans les études de [Schumm et Parker \(1973\)](#) et [Schumm et Rea \(1995\)](#), les auteurs montrent que les systèmes géomorphologiques ont une réponse "complexe" vis-à-vis des variations du niveau de base. Ils définissent cette réponse complexe comme les différentes oscillations hautes fréquences décrites par la décroissance de charge de flux transportée par un chenal.

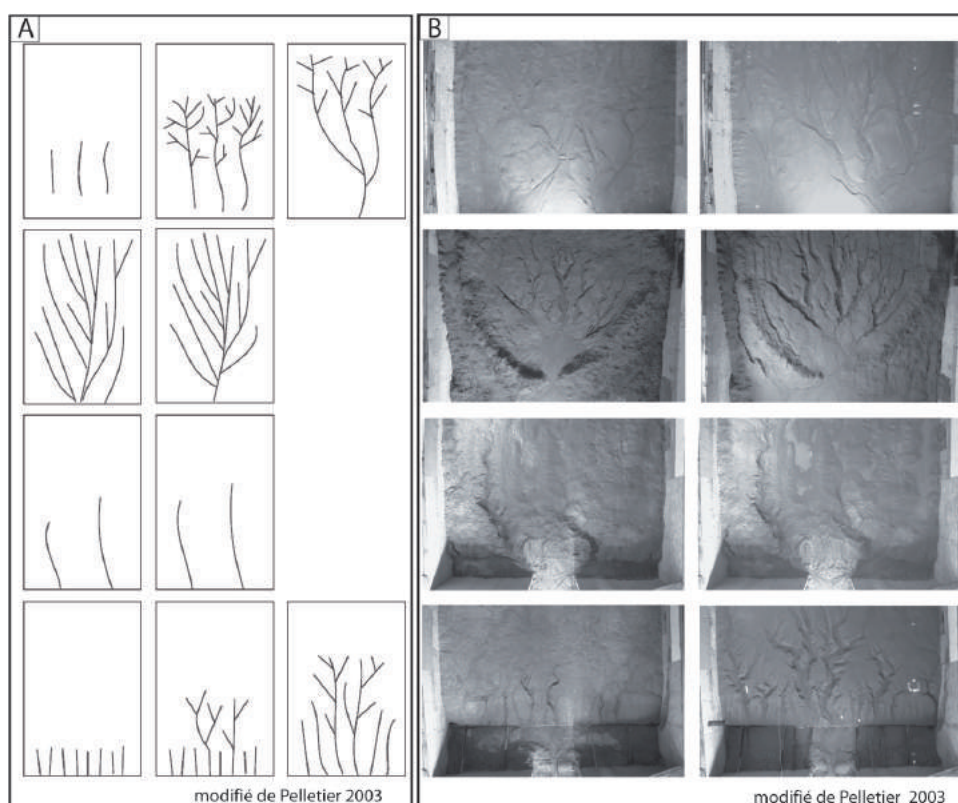


FIGURE II.2 – Exemple de résultats d'évolution des modélisations issues du dispositif REF ; (A) Interprétation schématique de l'évolution du drainage à la surface des topographies ; (B) Prises de vue des modélisations après 1h de modélisation (à gauche) et après 10h de modélisation (à droite).

II.3.2 Université du Minnesota (Etats-Unis)

Les équipes de Chris Paola ont mis en place un dispositif de modélisation expérimentale (voir figure II.3) permettant de modéliser la surrection tectonique d'un bassin versant (Hasbargen et Paola, 2000, 2003; Bigi *et al.*, 2006; Niemann et Hasbargen, 2005).

II.3.2.1 Présentation du dispositif et principe

L'université du Minnesota a connu deux générations de dispositif. Ces deux générations permettent de suivre, pour le premier, la réponse érosive d'un bassin versant (Hasbargen et Paola, 2000, 2003) sous l'effet de précipitation et d'un soulèvement tectonique contrôlé; et pour le second, de simuler la dynamique d'un chaînon de montagne sous l'effet de tectonique et de précipitations (Reinhardt et Ellis, 2015; Singh *et al.*, 2015; Sweeney *et al.*, 2015). Je présente dans la première partie, le descriptif de la première génération du dispositif développé à l'université du Minnesota pour les travaux (Hasbargen et Paola, 2000, 2003), et je présente ensuite dans la section II.3.2.2 les récentes modifications apportées au dispositif (Reinhardt et Ellis, 2015; Singh *et al.*, 2015; Sweeney *et al.*, 2015).

— LE SYSTÈME DE SIMULATION DE LA SURRECTION TECTONIQUE

Le dispositif se compose d'un réservoir cylindrique de 1 m de diamètre et de 1 m de profondeur ayant un exutoire fermé par une porte motorisée. Le moteur fonctionne en continu et abaisse progressivement l'exutoire. Le rapport hauteur sur largeur de la boîte, permet un soulèvement de trois à six fois le relief de drainage instantané, que les auteurs définissent comme étant la hauteur maximale au-dessus de l'orifice de sortie. Cet exutoire a pour but d'obtenir un réseau dendritique simple.

— LE SYSTÈME DE SIMULATION DES PRÉCIPITATIONS

La précipitation est générée par un brumisateur radial qui tourne au-dessus de la boîte et délivre des précipitations sensiblement homogènes, avec une taille de gouttelettes inférieure 200 μm . Les mesures de précipitation, faites avant le début de chaque expérience, permettent de noter une variation spatiale d'environ 12 %. Ce système sera modifié pour les travaux de Bigi *et al.* (2006). Cette rotation permet d'éviter un régime constant de précipitation et d'homogénéiser la distribution spatiale des taux de précipitation.

— LE MATÉRIAU ÉRODÉ

Le matériau érodé est un mélange de silice fine, dont la taille des grains présente un $D_{50} = 45 \mu\text{m}$, de kaolinite à 1% de poids de matériau, et d'eau. Ce mélange est versé dans la boîte et laissé reposer une nuit pour permettre la décantation. Ce processus de décantation génère une surface topographique plane à partir de laquelle s'initient les processus de ruissellements de façon totalement aléatoire.

— LES MESURES DE TOPOGRAPHIE ET DES FLUX SÉDIMENTAIRES

Le suivi des topographies s'effectue au moyen de photographies (figure II.3) et vidéos, prises à pas de temps régulier. La réalisation des MNT se fait en utilisant la stéréophotogrammétrie (Hasbargen et Paola, 2000, 2003). Cette méthode utilise le principe de la vision stéréographique.

II.3. La modélisation de l'érosion des reliefs

Pour représenter le relief d'un objet, deux prises de vue sous deux angles d'incidence différents sont réalisées, et le relief est reconstitué par des logiciels reprenant les principes de la vision stéréographique. Les flux sédimentaires en sortie sont suivis par la mesure du poids et de la turbidité des écoulements récoltés en sortie de bassin (Hasbargen et Paola, 2003). Cette mesure est faite au moyen d'un récipient cylindrique de volume connu, et en enregistrant le poids et le temps requis pour le remplir.

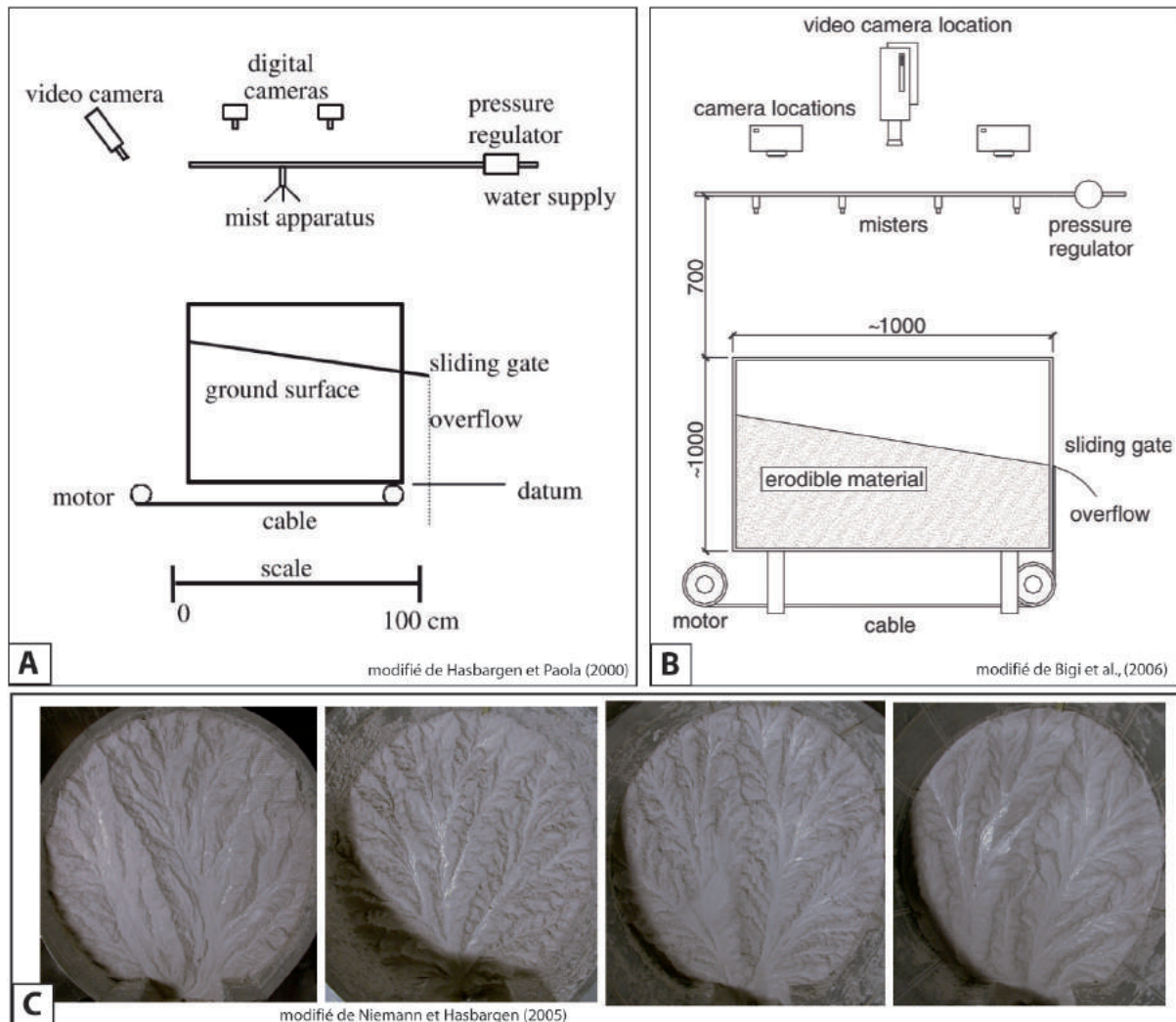


FIGURE II.3 – Dispositifs de modélisation de l'Université du Minnesota ; (A) et (B) présentent une vision schématique du dispositif : on peut noter la différence du système de brumisation ; (C) Vues de dessus d'une modélisation (Niemann et Hasbargen, 2005).

II.3.2.2 Les récentes modifications du dispositif (XLM)

Ce dispositif a récemment été modifié pour laisser place à l'eXperimental Landscape Model (XLM) (Reinhardt et Ellis, 2015; Singh *et al.*, 2015; Sweeney *et al.*, 2015) présenté figure II.4. Il se compose, d'une boîte à érosion de 0,5 par 0,5 par 0,3 m³, remplie d'une pâte de silice (D50

= 30 μm) mélangée avec 33 % d'eau, pour augmenter la cohésion du matériau et éviter les processus d'infiltration. La surrection y est simulée par deux plaques motorisées qui, comme le dispositif précédent, permettent une surrection relative en abaissant progressivement le niveau de base (figure II.4C). Les précipitations sont générées par un système de brumisateurs rotatifs permettant ici également d'éviter un régime constant des précipitations. Pour l'étude de [Sweeney et al. \(2015\)](#), à ce brumisateur s'est ajouté un réservoir goutte-à-goutte qui sert à simuler l'effet rainsplash sur la surface, initiant ainsi le transport sédimentaire. Pour ce qui est du suivi des topographies, le XLM utilise un scan laser de la surface à pas de temps régulier permettant de générer des MNT de 0,5 mm de précision verticale.

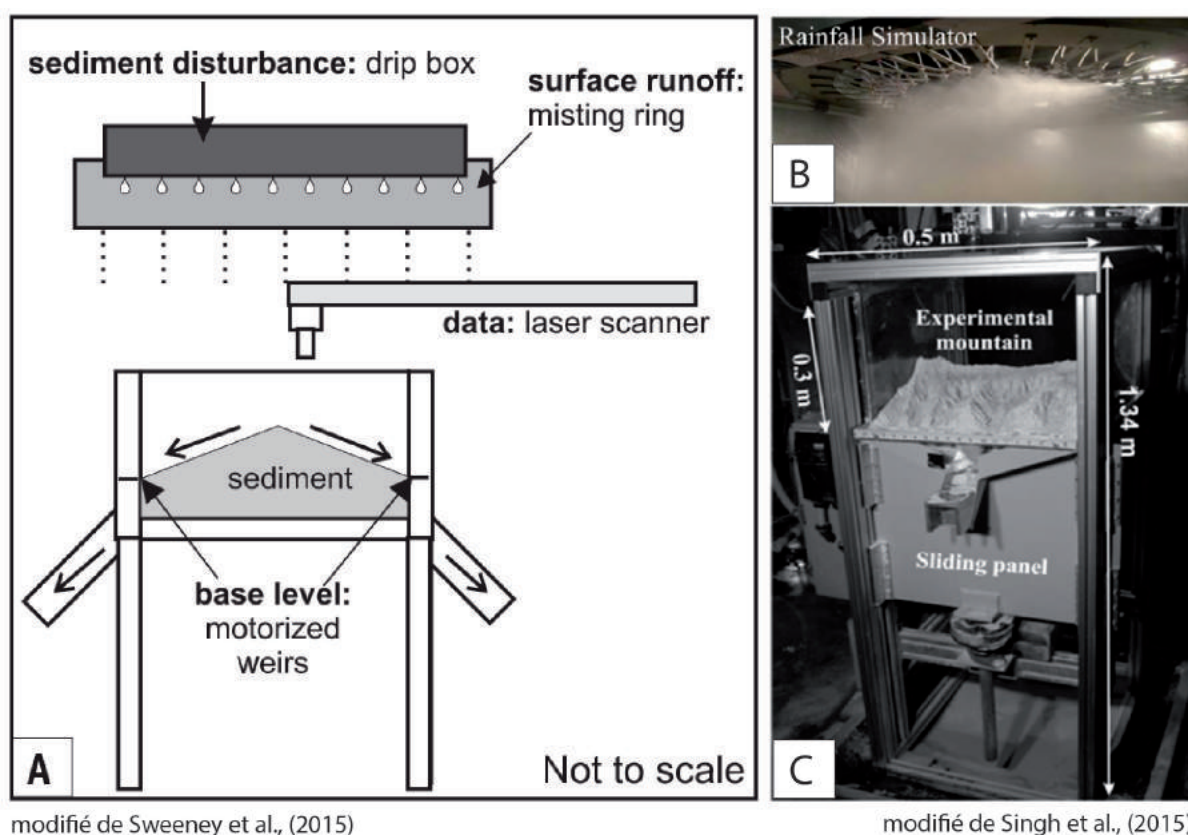


FIGURE II.4 – Nouveau dispositif de modélisation expérimentale développé par l'université de Minnesota (XLM); (A) Vision schématique du dispositif [Sweeney et al. \(2015\)](#); (B) Vue du dispositif de brumisation; (C) Vue photographique du dispositif après une modélisation.

II.3.2.3 Thèmes abordés et principaux résultats

Dans leur premier dispositif, les études ont principalement porté sur la dynamique d'un bassin versant unique, en lien avec les variations de soulèvement et de précipitation. Avec leur nouveau dispositif, des échelles plus fines peuvent être explorées. Des phénomènes tels que les variations de précipitation et leurs effets sur la dynamique transitoire de topographies expérimentales ont été étudié. Les résultats peuvent être présentés sous trois aspects : d'abord

les études menées pour comprendre la dynamiques des topographies à l'état d'équilibre (e.g. [Hasbargen et Paola, 2000, 2003](#)), ensuite les études qui ont tentées d'intégrer les processus de versant ([Sweeney et al., 2015](#)), et enfin les études menées pour investiguer les effets des variations climatiques ([Singh et al., 2015](#)).

— ETAT D'ÉQUILIBRE DES TOPOGRAPHIES EXPÉRIMENTALES

Les travaux de [Hasbargen et Paola \(2000, 2003\)](#) ont été menés pour tester l'idée d'équilibre statique des topographies. Leurs résultats montrent, dans le cas de conditions stable de soulèvement et de précipitation, que les topographies expérimentales tendent rapidement vers un état d'équilibre des flux (figure II.5A). Ils soulignent cependant que celui-ci n'est pas totalement statique car des modifications continues du paysage se font. Celles-ci sont caractérisées entre autre, par des migrations de knickpoint, par la migration latérale des chenaux et par des glissements de terrain. Ces différentes instabilités définissent le caractère dynamique d'un paysage en érosion (figure II.5B), et souligne le fait que l'érosion, même à l'équilibre, n'est pas uniforme à la surface d'une topographie ([Hasbargen et Paola, 2003](#)).

Les travaux de [Niemann et Hasbargen \(2005\)](#) ont porté sur la comparaison de plusieurs bassins versants naturels, et des bassins expérimentaux à l'équilibre, résultants de modélisations avec des taux de surrection et de précipitation variables (figure II.5D). Pour comparer les deux types de topographies, les auteurs ont étudié plusieurs propriétés des bassins versant telles que la sinuosité des chenaux, la relation pente/aire-drainée et la loi de Hack. Ceux-ci ont montré une autosimilarité des formes des bassins expérimentaux, observation qui est également commune dans les bassins versants naturels. Cette autosimilarité n'est pas totalement démontrée dans le cas des sinuosités des chenaux principaux pour les bassins expérimentaux. Leurs résultats montrent également que les indices (h) des lois de Hack, calculés dans les bassins expérimentaux, sont du même ordre de grandeur que ceux des bassins naturels (0,5 pour les expériences contre 0,5-0,7 dans la nature : voir chapitre IV pour une explication plus détaillée de ce paramètre). Un dernier point important dans ces travaux est que les auteurs montrent une similitude dynamique incomplète entre les bassins expérimentaux et les bassins naturels ([Niemann et Hasbargen, 2005](#)).

Enfin, une étude des instabilités observées sur les topographies expérimentales à l'état d'équilibre, a été menée par [Bigi et al. \(2006\)](#). Sous des conditions stables de précipitation et de surrection, les auteurs ont testé statistiquement la relation entre la répartition des zones d'instabilité et la distribution des zones de rupture de pente sur les profils de rivière (figure II.5C). Leurs résultats montrent que les instabilités au niveau des versants sont plus susceptibles de se produire en aval d'une zone de rupture de pente. Ils montrent également que l'hypothèse d'une distribution spatio-temporelle des glissements de terrain, contrôlés par l'incision par migration régressive d'un knickpoint, est cohérente, mais ils restent très prudents sur cette conclusion. Leurs résultats suggèrent que l'incision par migration de knickpoint est un facteur important (de premier ordre) dans la distribution des instabilités gravitaires, et ce en l'absence de phénomènes externes tels que les précipitations et la sismicité.

Pour compléter cette vision des topographies à l'état d'équilibre, [Reinhardt et Ellis \(2015\)](#) ont mené une étude dans le dispositif XLM sur la dynamique d'un chañon de montagne à l'équilibre. Dans cette étude, les auteurs ont simulé le développement de topographies issues d'une érosion

lente sous l'effet de variations climatiques calibrées suivant le rapport air-eau ou « water-to-rock-ratio » et définit par [Hasbargen et Paola \(2000, 2003\)](#). Leurs résultats soulignent l'existence d'une auto-organisation et d'un seuil critique d'organisation (SOC) des crêtes et des chenaux dans un paysage. L'auto-organisation peut être représentée par la capture de bassins versants et la formation de bassins extra larges après la chute d'une crête. Pour ce qui est du seuil critique d'organisation, les auteurs ont noté qu'il est généralement accompagné d'une variation de la décharge de sédiments, et qu'il induit une organisation complexe des paysages à différentes échelles, et ce indépendamment des taux de surrection et des types de climats (figure II.8).

— RÔLE DES PROCESSUS DE VERSANT SUR LES PAYSAGES

Dans la grande majorité des dispositifs de modélisation des reliefs, les chercheurs font généralement le choix de réduire les phénomènes diffusifs à l'échelle des modèles expérimentaux, en réduisant la taille des gouttes dans les simulateurs de précipitation. En utilisant un système goutte-à-goutte, l'étude de [Sweeney *et al.* \(2015\)](#) a réussi à intégrer ce phénomène dans une série de modélisation. Les résultats de cette étude montrent que le couplage des phénomènes adjectifs et diffusifs a pour effet de modifier les topographies à d'équilibres (figure II.9). En effet, ils montrent que les reliefs dominés par des phénomènes diffusifs sont plus lisses et moins disséqués. À mesure qu'on augmente l'effet rainsplach, les topographies d'équilibre présentent des vallées plus vastes et des chenaux plus larges. Ces résultats offrent une vision de l'efficacité érosive du couplage entre processus de versant et processus fluviaux sur les paysages en érosion. Ils soulignent également l'importance de prendre en compte ces différentes composantes de transport dans les études géomorphologiques.

II.3. La modélisation de l'érosion des des reliefs

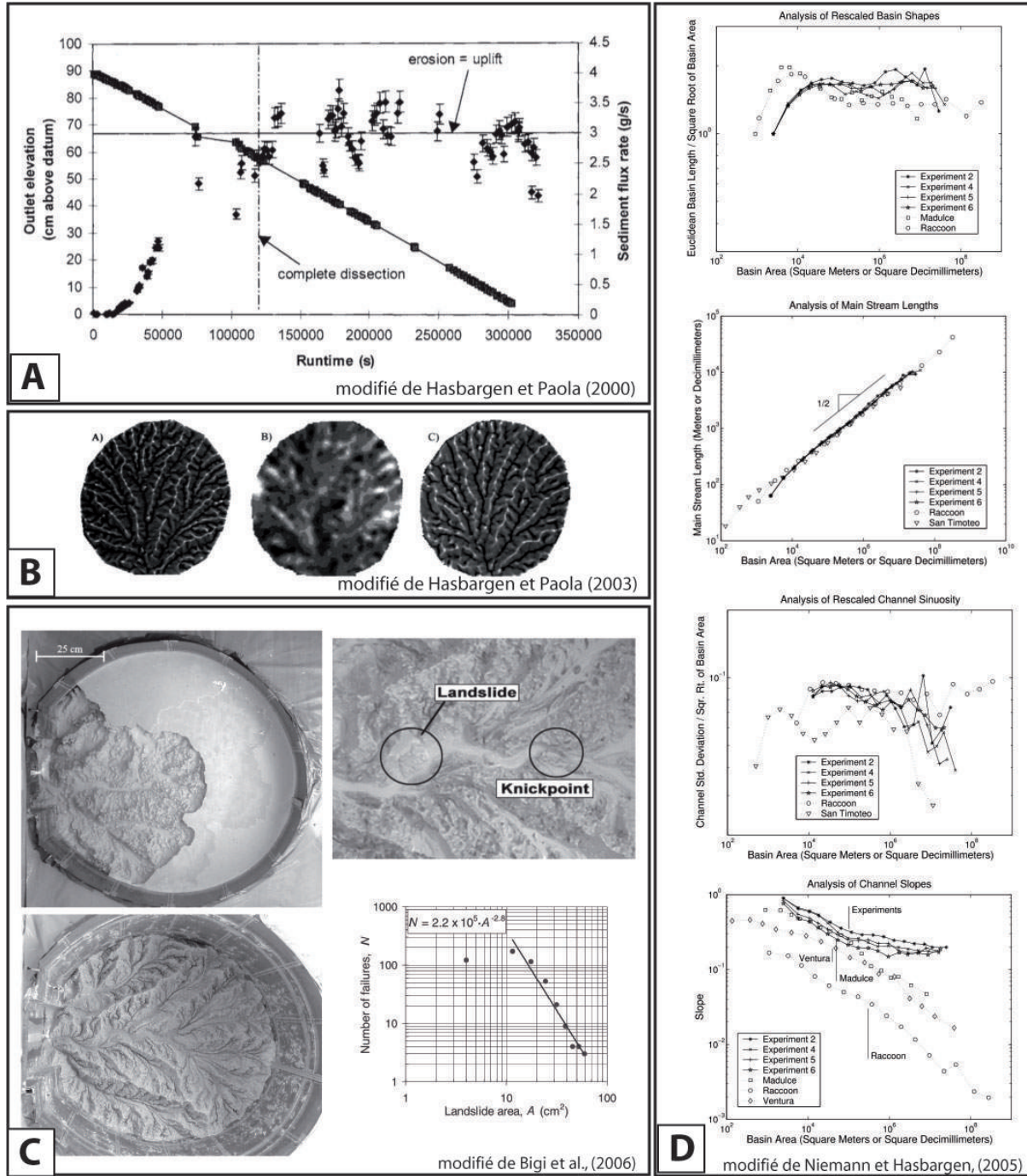


FIGURE II.5 – Résultats des premières études menées sur le dispositif de modélisation de l'université de Minnesota. (A) Evolution des hauteurs moyennes et des flux sédimentaires. On peut noter un équilibre après la dissection complète de la topographie; (B) Variation des taux d'érosion à la surface du modèle pour deux topographies; (C) Vue de haut d'une modélisation qui montre la propagation de l'incision au cours du temps; (D) Exemple de paramètres testés par Niemann et Hasbargen (2005) pour leur étude comparative entre topographies naturelles et topographies expérimentales (Singh *et al.*, 2015).

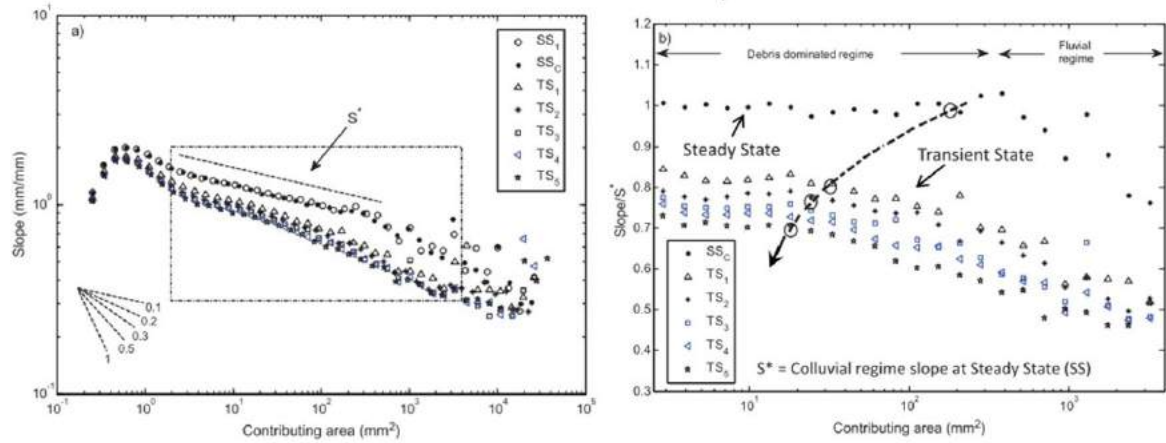


FIGURE II.6 – (a) Diagrammes pente/aire-drainée Montrant l'évolution de la morphologie du drainage au cours du temps. (b) Vue détaillé de la figure II.6a permettant d'illustrer l'augmentation de l'exposant de la loi de puissance et la mobilité de la limite la zone purement fluviale (Singh *et al.*, 2015)..

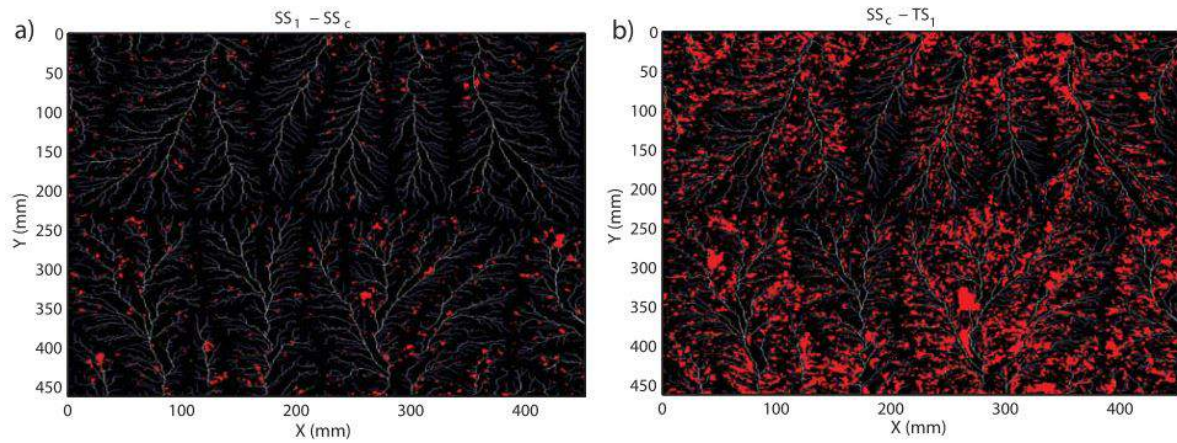


FIGURE II.7 – Distribution spatiale de l'érosion a la surface de la topographie (a) Différence entre deux topographie a l'équilibre et (b) Différence entre topographie transitoire et topographie d'équilibre (Singh *et al.*, 2015).

— EFFET DES VARIATIONS DES TAUX DE PRÉCIPITATION

L'effet des variations des modèles de précipitations sur la dynamique des paysages a également été traité très récemment dans l'étude de [Singh *et al.* \(2015\)](#). Dans cette étude, les auteurs se sont intéressés à l'effet des variations de forçage climatique sur les caractéristiques des paysages à différentes échelles (figures II.6 et II.7). L'hypothèse de départ étant que dans un paysage, la dynamique à très petite échelle influence la dynamique macroscopique de celui-ci. Ils ont donc étudié des topographies à l'équilibre et en états transitoires. Leurs résultats montrent que la croissance des précipitations a pour effet de modifier les mécanismes mis en jeu dans l'organisation des paysages, qui passent de régime fluvial à colluvial. Ils montrent également une accélération de l'érosion pendant la phase transitoire, concentrée sur les zones non chenalisées, ce qui a pour effet de lisser les paysages. Cette observation contraste fortement avec les topographies à l'équilibre qui sont dominées par des processus chenalisés. Ils attribuent ce changement de régime entre phase transitoire et état d'équilibre, à un forçage des zones microscopiques qui influencent la dynamique macroscopique de la topographie.

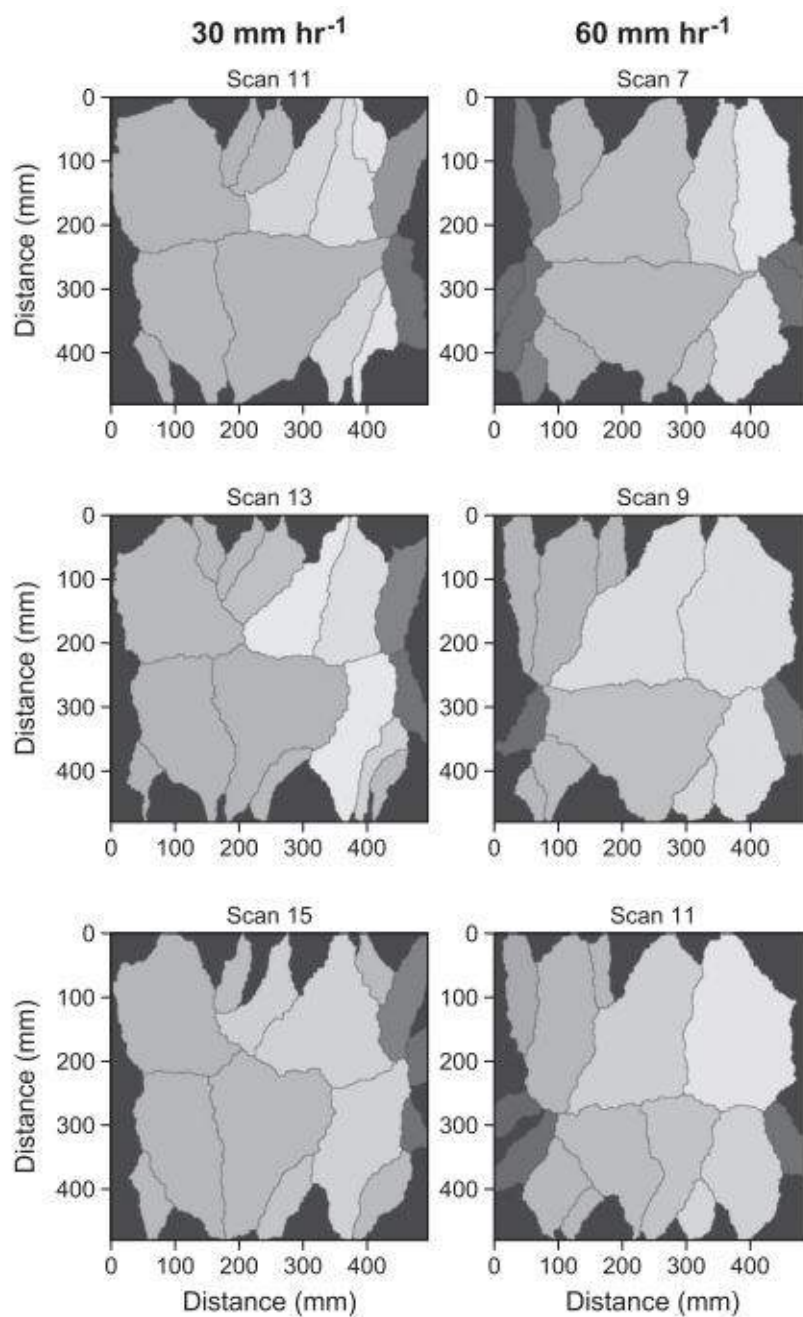


FIGURE II.8 – Séquence typique de modification du réseau de drainage au cours du temps pour différents taux de surrection. Ces images illustrent l'auto-organisation des bassins versants pendant leur phase de développement ([Reinhardt et Ellis, 2015](#))

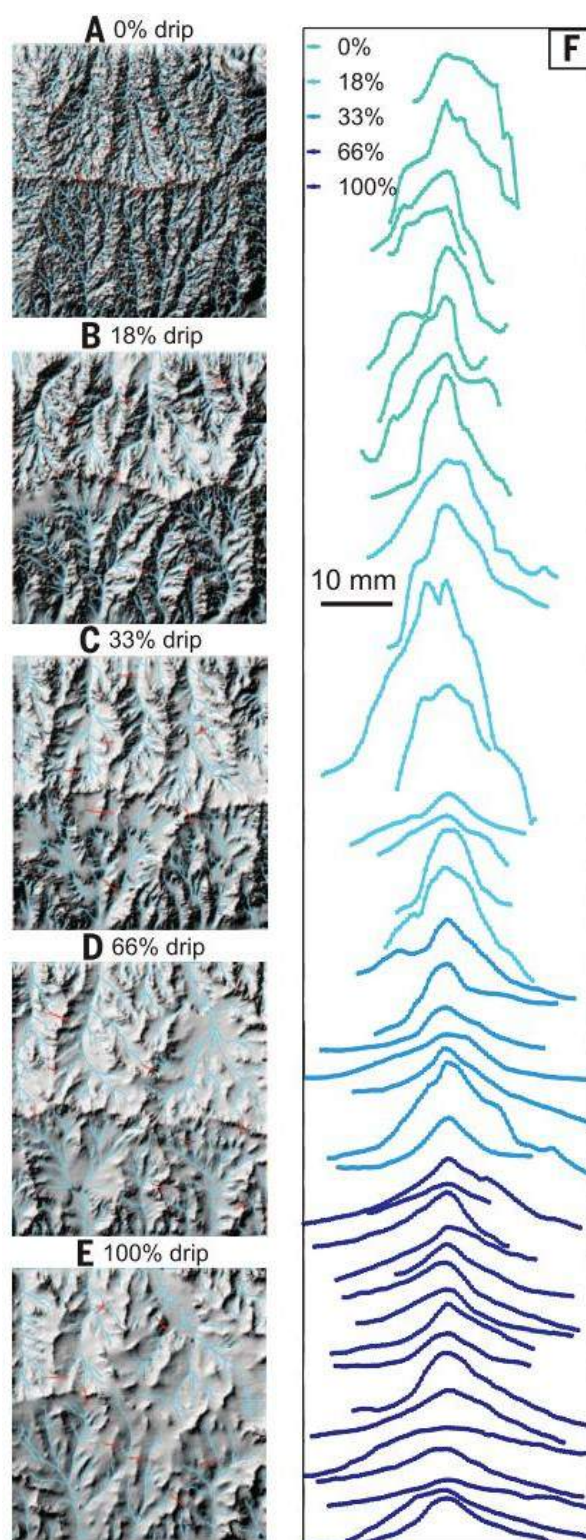


FIGURE II.9 – Topographies d’équilibre et profils topographiques obtenues en augmentant progressivement l’effet rainsplach à la surface des topographies dans cette étude les auteurs augmentent le pourcentage de goutte à goutte de 0 % à 100 %. ([Sweeney et al., 2015](#)).

II.3.3 Université de Rennes 1 (France)

II.3.3.1 Présentation du dispositif et principe

Le dispositif de l'Université de Rennes 1 est le premier à simuler une surrection pure verticale. Dans ce dispositif la surrection est modélisée par le soulèvement progressif du fond de la boîte (voir figure II.10). Il va connaître deux grandes générations et plusieurs adaptations, mais il gardera le même principe (voir également [Bonnet et Crave \(2006\)](#) pour une revue).

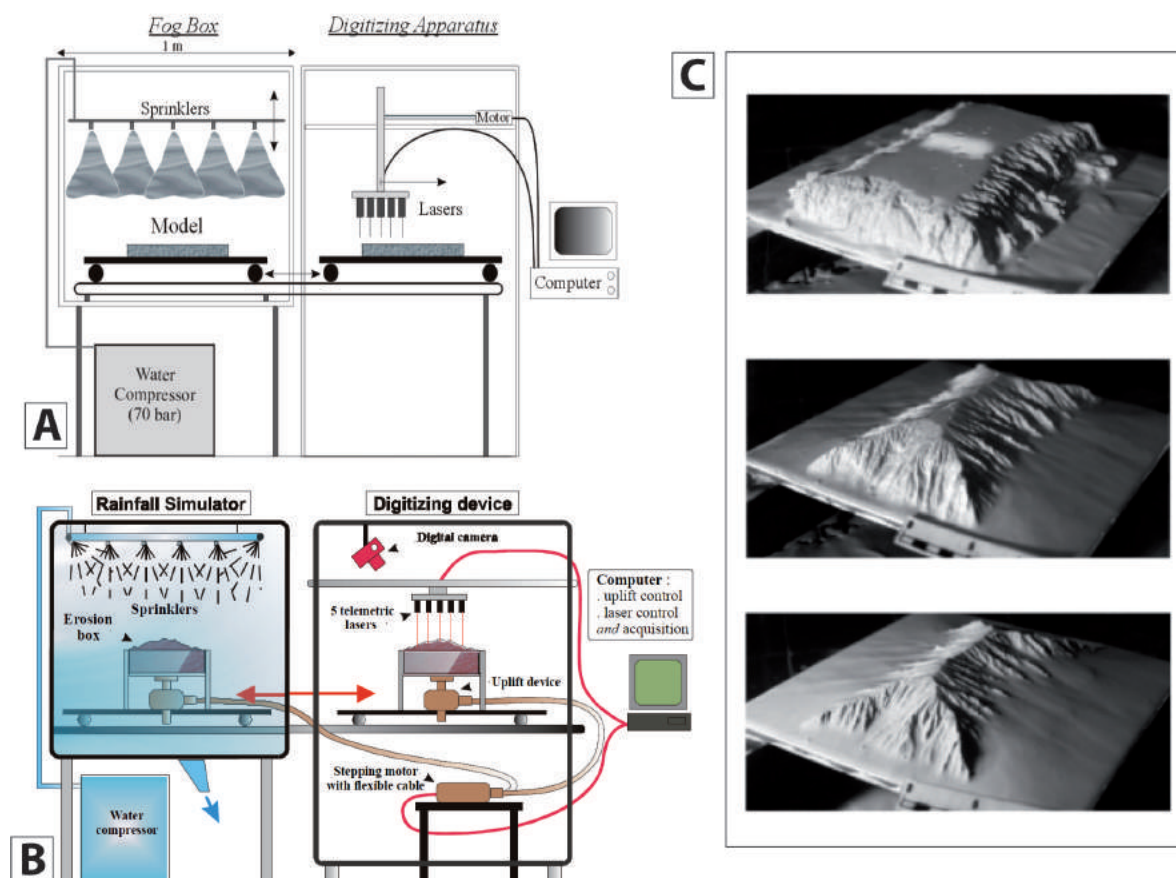


FIGURE II.10 – Premiers dispositifs développés à l'Université de Rennes ; (A) Dispositif sans système de surrection utilisé par [Crave et al. \(2000\)](#) ; (B) Dispositif avec système de surrection développé pour les travaux de [Lague et al. \(2003\)](#) ; (C) Exemple d'évolution d'une simulation de topographie en relaxation.

— LE MATÉRIAU ÉRODÉ

Pour ce dispositif le matériau utilisé est une pâte de silice obtenue par le mélange de silice granulaire de $D_{50} = 10\text{-}20\ \mu\text{m}$, et d'eau à 20 % du poids de la silice. Cette proportion d'eau permet de réduire l'infiltration, et de favoriser uniquement les phénomènes de ruissellement en surface. Les travaux de [Crave et al. \(2000\)](#) ont été effectués avec 27 % d'eau. Une pâte de loess a également été testée par [Lague et al. \(2003\)](#). Mais le choix s'est principalement porté sur la silice du fait de l'inertie de celle-ci avec l'eau. Pour ce qui est du comportement du matériau, plusieurs

tests ont été réalisés (voir [Bonnet et Crave, 2006](#) pour le détail). Il en ressort, en résumé, que la résistance de la silice anguleuse permet le développement d'un réseau d'incisions fines, avec des pentes très escarpées, alors que l'addition de grains arrondis augmente très clairement le taux d'érosion. Ils montrent également que l'usage d'une pâte de loess minimise très nettement les hauteurs moyennes observées pour des taux de surrection et des précipitation identiques. Ces observations confortent les auteurs sur le choix de la silice anguleuse comme matériau analogue.

— LE DISPOSITIF DE BRUMISATION

Le dispositif de brumisation se compose dans sa première génération d'une boîte de $2 \times 2 \times 2$ m qui accueille un système de 16 brumisateurs, permettant de générer une précipitation artificielle dont la taille des gouttes est inférieure à $10 \mu\text{m}$. Ce premier dispositif permet de générer une gamme de précipitation comprise entre 50 et 350 mm/h, mais il présente une variabilité surfacique et temporelle relativement importante, (de l'ordre de 20 % pour la variabilité surfacique et 5 à 10 % pour la variabilité temporelle, suivant le nombre de brumisateurs ouverts simultanément). Avec les améliorations apportées pour les travaux de [Babault \(2004\)](#), notamment le passage à quatre buses placées à égale distance de la boîte à érosion, cette variabilité sera très fortement réduite jusqu'à environ 5 % pour la variabilité surfacique et seulement de 3 % pour la variabilité temporelle. Il est à noter que pendant les modélisations, il est impossible de mesurer le taux de précipitation. Ces mesures sont faites avant et après chaque session de modélisation pour éviter toute perturbation des précipitations au-dessus du modèle.

— LE SYSTÈME DE NUMÉRISATION

Pour le suivi des différentes étapes de développement des topographies, l'Université de Rennes 1 s'est dotée de deux systèmes de numérisation des surfaces. Dans la première génération ([Crave et al., 2000](#); [Bonnet et Crave, 2003](#); [Lague et al., 2003](#)), le système est composé de cinq lasers télémétriques qui reproduisent en laboratoire le principe de la télémétrie laser aéroportée, permettant ainsi de générer des MNT haute résolution de l'ordre du millimètre (figure II.10). Dans sa seconde génération (figure II.11), les mesures de topographie se feront au moyen d'un système d'acquisition et de traitement photogrammétrique « Advanced TOpometric Sensor » (ATOS) ([Babault et al., 2005](#); [Bonnet et Crave, 2006](#); [Turowski et al., 2006](#); [Babault et al., 2007](#); [Bonnet, 2009](#); [Rohais et al., 2011](#)). Ce dispositif améliore sensiblement la qualité des données mais elles restent assez proches du premier dispositif (de l'ordre du millimètre environ 0,5 mm en X, Y et 0,03 mm en Z). Tous ces dispositifs nécessitent, suivant la taille du modèle, un arrêt relativement long de la brumisation, et de la surrection pour la phase de numérisation de la topographie, variant entre 10 et 30 minutes.

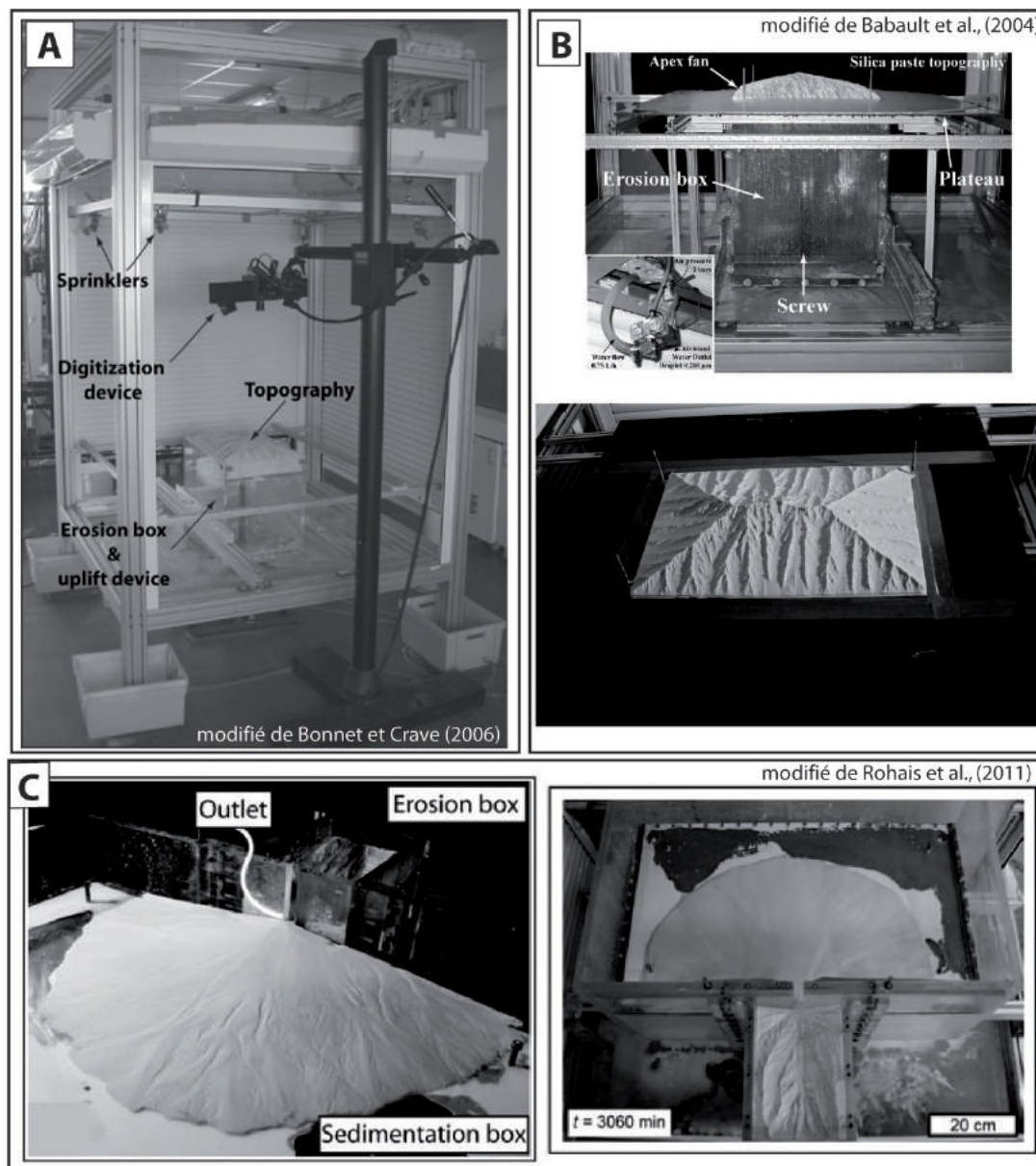


FIGURE II.11 – Seconde génération de dispositif de modélisation, développée à L'Université de Rennes 1 ; (A) Vue du dispositif complet : on peut y voir le système de numérisation, les buses du système de simulation des précipitations et la boîte à érosion ; (B) Vision de la boîte à érosion et vue détaillée d'une buse : on peut également voir la grande plaque rajoutée pour les travaux de Babault *et al.* (2005, 2007) ; (C) Vue de face et vue de haut de la boîte à érosion et de la boîte à sédimentation développée pour les travaux de Rohais *et al.* (2011).

II.3.3.2 Thèmes abordés et principaux résultats

Le dispositif de Rennes 1 est le premier à appliquer une tectonique verticale comme on a pu le voir dans la présentation du dispositif. Les différentes évolutions de ce dispositif ont permis d'aborder des thèmes très variés, comme la dynamique des reliefs en lien avec le soulèvement tectonique (Crave *et al.*, 2000; Bonnet et Crave, 2006; Turowski *et al.*, 2006), les variations ou non des précipitations (Bonnet et Crave, 2003; Babault *et al.*, 2005, 2007; Bonnet, 2009), et la présence de sédimentation de piémont (Babault *et al.*, 2005, 2007; Rohais *et al.*, 2011).

— INFLUENCE DE L'UPLIFT ET DES PRÉCIPITATIONS

Les différentes modélisations effectuées avec le dispositif de Rennes ont presque toutes une topographie plane de départ. A cette topographie, il est appliqué, ou non, un taux de surrection et de précipitation contrôlé. Dans le cas de surrection et précipitation constantes, toutes les modélisations décrivent deux phases d'évolution (Bonnet et Crave, 2003; Babault *et al.*, 2005, 2007; Lague *et al.*, 2003). D'abord une évolution exponentielle des hauteurs moyennes, qui est associée au développement d'un réseau de drainage, puis une phase de stabilisation des hauteurs moyennes, qui caractérise un état d'équilibre des topographies expérimentales. On peut définir un temps caractéristique de mise à l'équilibre du système qui est extrait d'un ajustement exponentiel des données de hauteurs moyennes pendant la phase de croissance de la topographie. A cet état d'équilibre des topographies est également associé un équilibre des flux sédimentaires (Bonnet et Crave, 2003). En effet, à l'équilibre, les flux d'érosion compensent les taux de création de matière ($E=U$). Notez que dans ces modélisations les auteurs soulignent également que les paysages expérimentaux n'atteignent jamais un état d'équilibre pur. Il subsiste toujours quelques variations locales des chenaux ou des crêtes qui peuvent être le résultat de variations locales de précipitation. Il est possible de définir une hauteur moyenne $\langle h \rangle_{ss}$ à l'équilibre qui peut être définie comme la moyenne des hauteurs moyennes après la mise à l'équilibre de la topographie. Une variation instantanée des conditions aux limites entraîne une réponse rapide du système. Dans le cas d'une chute de précipitation à surrection constante, les auteurs montrent une nouvelle augmentation des hauteurs moyennes, associée à une chute brutale des taux d'érosion, qui évolue ensuite vers un nouvel équilibre (Bonnet et Crave, 2003). Dans le cas d'une augmentation des taux de précipitation, la réaction inverse se produit (figure II.12).

Une variation des taux de surrection a également été étudiée et Bonnet et Crave (2003) montrent là également une réponse instantanée du système à la sollicitation. Les hauteurs moyennes augmentent brutalement et évoluent de façon exponentielle vers un nouvel état d'équilibre. Après l'augmentation des taux de surrection, les taux de dénudation chutent brutalement et évoluent également vers un second état d'équilibre. On peut noter que la chute de précipitation et l'augmentation des taux de surrection produisent tous les deux, une augmentation des hauteurs moyennes. Cette observation montre qu'il est très difficile de caractériser qualitativement des topographies issues d'une chute du taux de précipitation, ou d'une augmentation des taux de surrection, car elles sont relativement identiques. Il est toutefois possible de les différencier grâce à leurs enregistrements sédimentaires (Bonnet et Crave, 2003).

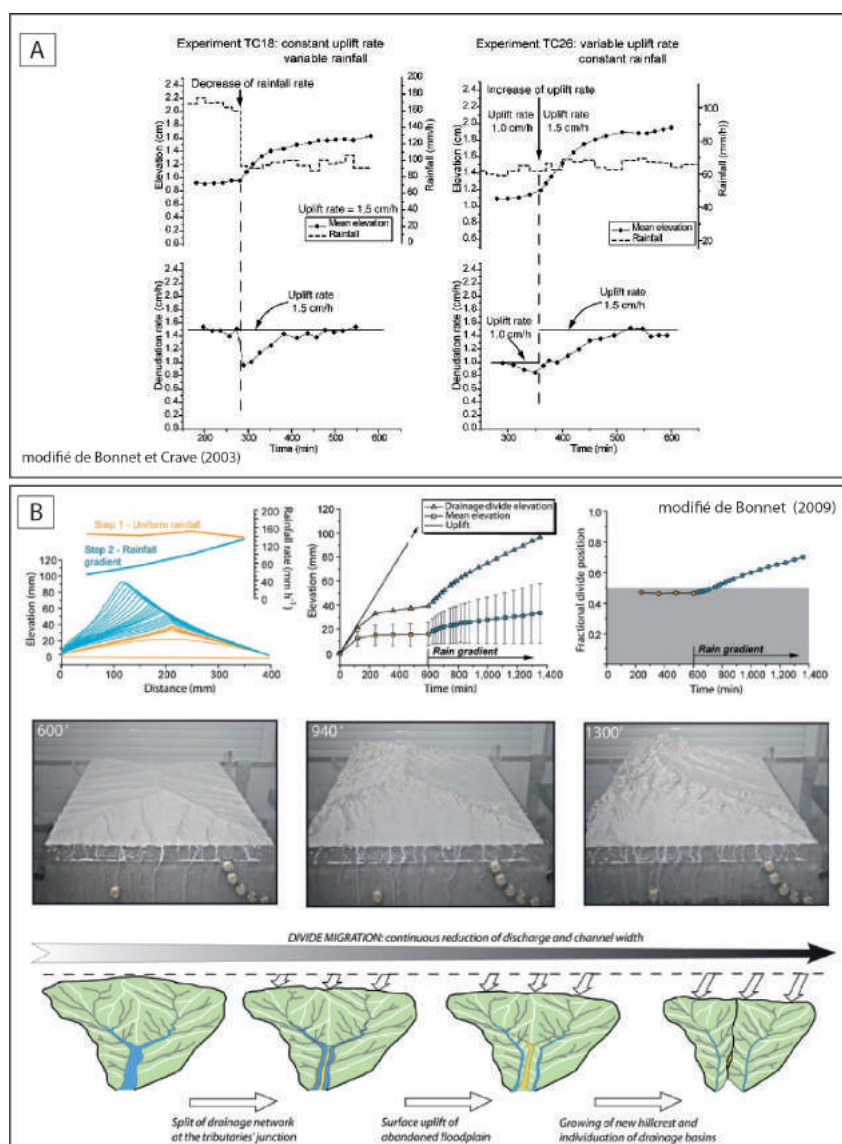


FIGURE II.12 – Résultats des études menées sur l'effet des variations des taux de pluviométrie sur la dynamique des reliefs. (A) Réponse érosive des topographies après une chute brutale des taux de précipitation et/ou une augmentation brutale des taux d'uplift (Bonnet et Crave, 2003) ; (B) Réorganisation des bassins versants en réponse à un gradient de pluviométrie (Bonnet, 2009).

L'étude de [Bonnet \(2009\)](#) a quant à elle porté sur l'influence d'un gradient latéral de précipitation sur une topographie initialement à l'équilibre. L'étude montre que la mise en place d'un gradient de précipitation a pour effet de déclencher une réaction du système, caractérisée par une augmentation des hauteurs moyennes de la crête principale liée à la migration de celle-ci vers le versant le moins arrosé. Les bassins versants qui se développent sur le versant le plus sec de la topographie se dissèquent en bassins plus étroits alors que ceux du versant le plus arrosé s'agrandissent tout en gardant une pente moyenne constante. Les modélisations menées avec un taux de surrection identique et des précipitations différentes montrent (malgré la faible gamme de précipitations testée) une dépendance inverse entre les taux de précipitation et les hauteurs moyennes ([Bonnet et Crave, 2006](#)). Les résultats de [Bonnet et Crave \(2006\)](#) montrent qu'à surrection équivalente, les topographies qui se développent sous un taux de précipitation plus faible sont plus hautes, et plus escarpées.

Pour ce qui est de l'influence des taux de soulèvement sur les hauteurs moyennes à l'équilibre, les travaux de Géosciences Rennes ont permis de montrer une corrélation positive linéaire entre taux de surrection et hauteurs moyennes à l'équilibre, la différence de pente observée étant corrélée à la différence de matériaux utilisés (figure II.13A,C).

Les travaux de [Turowski *et al.* \(2006\)](#) ont porté sur la réponse des chenaux expérimentaux aux variations des taux de surrection. Leurs résultats montrent que la pente de la rivière est indépendante de la décharge, contrairement à la largeur du chenal, la profondeur, la section transversale, la vitesse d'écoulement, le rayon hydraulique et la surface mouillée qui augmentent tous avec la décharge. Ils soulignent également la relation entre les taux de soulèvements et les paramètres géométriques des chenaux. Ils notent que la largeur du chenal, la section transversale et la surface mouillée diminuent avec les taux de surrection jusqu'à une valeur limite, et à l'inverse, le rayon hydraulique et la profondeur d'écoulement augmentent avec les taux de surrection (figure II.13B,D). Tous ces résultats sont cohérents avec des observations faites sur le système naturel ([Lavé et Avouac, 2001](#); [Duvall *et al.*, 2004](#)).

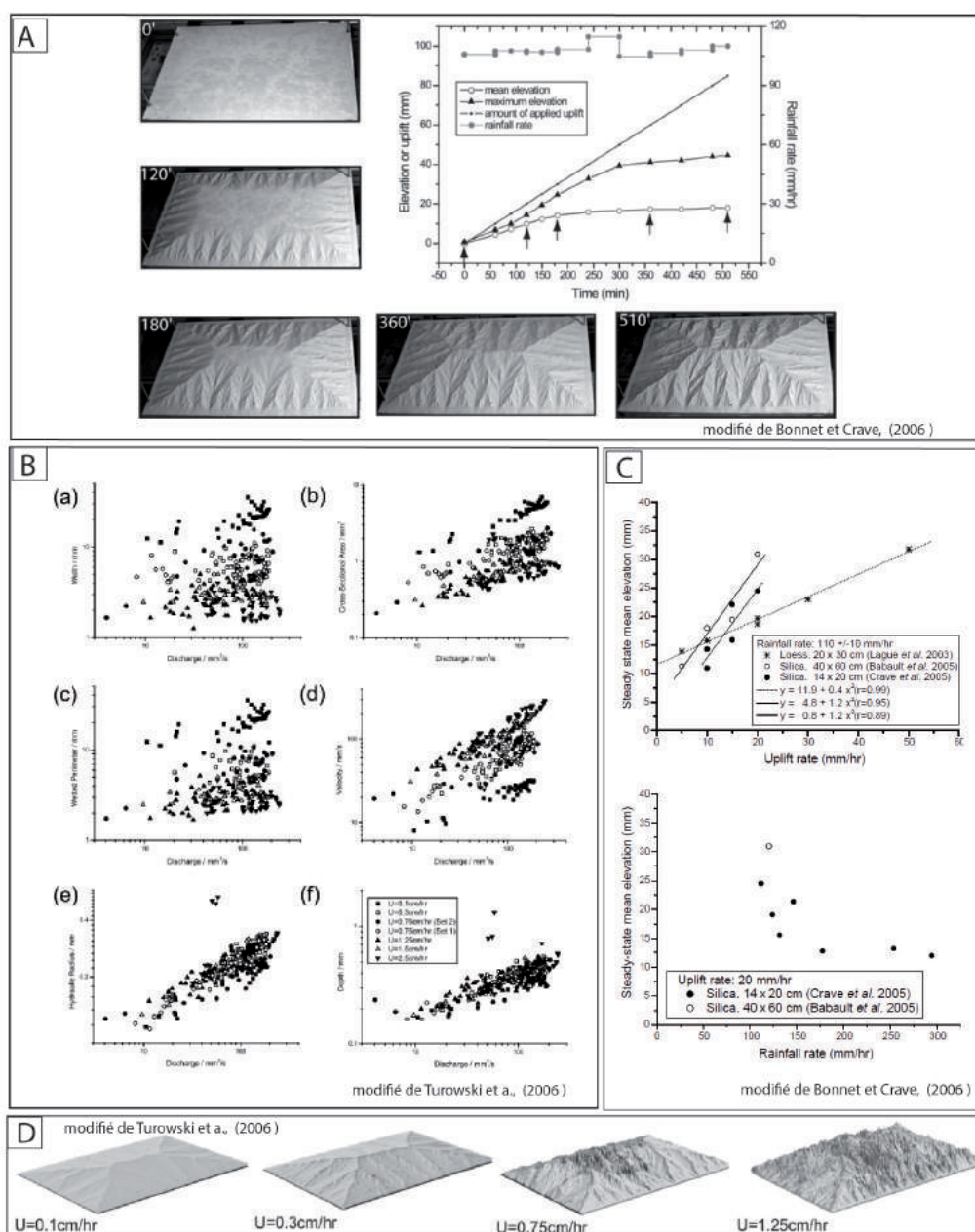


FIGURE II.13 – Résultats des études issues du dispositif modifié de l'université de Rennes (A et C) de [Bonnet et Crave \(2006\)](#) et (B et D) de [Turowski et al. \(2006\)](#) ; (A) Evolution au cours du temps d'une topographie vers un état d'équilibre ; (B) Evolution des paramètres géométriques des chenaux en fonction des variation de taux de surrection ; (C) Effet de l'uplift et des précipitations sur les hauteurs moyennes d'équilibre ; (D) Effet des taux de surrection sur la morphologie des surfaces.

— INFLUENCE DE LA SÉDIMENTATION DE PIÉMONT

Dans le cas de topographies évoluant avec une zone de sédimentation, deux études ont été menées (voir figure II.14). Une étude à l'échelle d'une chaîne de montagne ou d'un chaînon (Babault *et al.*, 2005, 2007), et une à l'échelle d'un bassin versant unique (Rohais *et al.*, 2011). Les travaux de Babault *et al.* (2005, 2007) montrent que la mise en place d'une zone de sédimentation au pied d'un massif à l'équilibre, perturbe la dynamique du système. La présence de cette zone de sédimentation au pied du massif montagneux induit l'aggradation des produits d'érosion. Cette aggradation a pour effet d'augmenter la hauteur du niveau de base, et de fait, d'augmenter la hauteur moyenne du relief, la laissant ainsi dans un état d'équilibre dynamique tant que les dépôts sont possibles au pied du massif. Cette sédimentation joue ainsi un rôle prépondérant sur les temps de réponse et de remise à l'équilibre des topographies. Dans l'étude de 2007, l'investigation sur la sédimentation en zone de piémont est élargie à une topographie sans surrection, et les auteurs montrent que malgré la réduction du relief local, la sédimentation préserve la topographie à une hauteur moyenne relativement élevée. Cette observation fournit une autre explication à la présence de surface d'aplanissement à haute altitude. Le travail de Rohais *et al.* (2011) montrent que les variations climatiques et tectoniques sont enregistrées dans les dépôts sédimentaires. En effet, une chute des précipitations ou une augmentation des taux de surrection a pour effet de diminuer la capacité de transport des eaux en surface. Ce qui induit une augmentation des pentes du cône permettant ainsi la mise en place de dépôts en downlap. Le cas inverse induit une diminution de la pente du cône et une aggradation de celui-ci, entraînant la mise de dépôt en onlap. Ces variations de forçages sont donc potentiellement discriminables dans l'enregistrement sédimentaire.

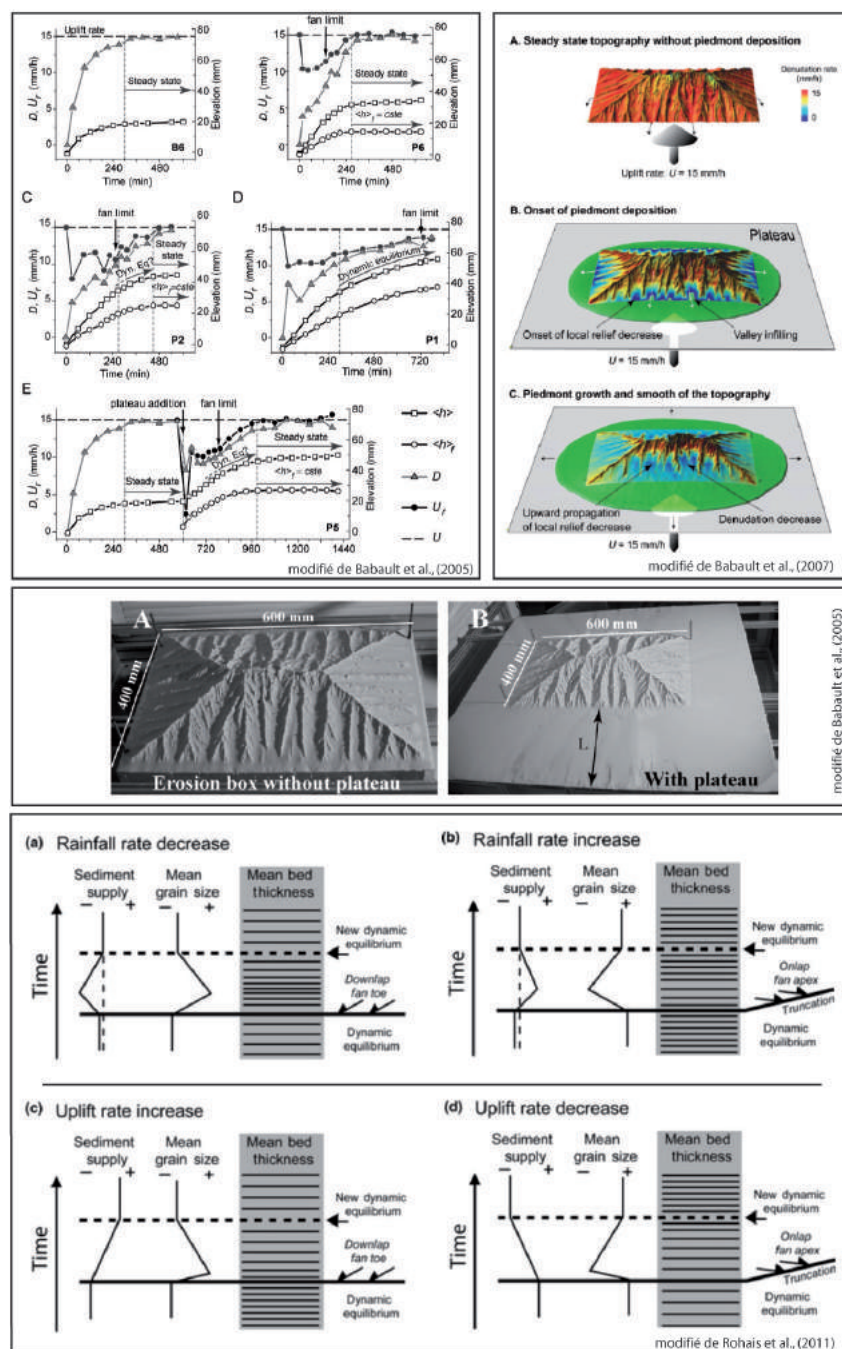


FIGURE II.14 – Résultats des études menées avec sédimentations de piémont avec le dispositif de Rennes 1. En haut à gauche : évolution des hauteurs moyennes et des taux d'érosion pour des topographies expérimentales avec sédimentation de piémont bas (Babault *et al.*, 2005) ; En haut à droite : vue de MNT présentant l'érosion de topographies évoluant sans sédimentation de piémont, et avec sédimentation de piémont (Babault *et al.*, 2007) ; Au centre : vue photographique des MNT présentés en haut à droite (Babault *et al.*, 2005) ; En bas : effet des variations des taux de précipitation et de surrection sur l'enregistrement sédimentaire issu de l'érosion d'un bassin expérimental (Rohais *et al.*, 2011).

— INFLUENCE DE LA TAILLE DU MODÈLE

Comme il a été présenté dans la description du dispositif, plusieurs évolutions ont été faites sur le dispositif de modélisation de l'université de Rennes. Le but visé par ses différentes évolutions était d'investiguer des phénomènes d'érosion peu ou pas explorés dans d'autres dispositifs. La comparaison des lois pente/aire-drainée obtenue sur le dispositif dans sa première génération (Bonnet et Crave, 2003) et dans sa seconde génération (Babault *et al.*, 2005; Bonnet et Crave, 2006) ne montre pas de différence notable dans les valeurs limites des transitions des différents domaines (figure II.15).

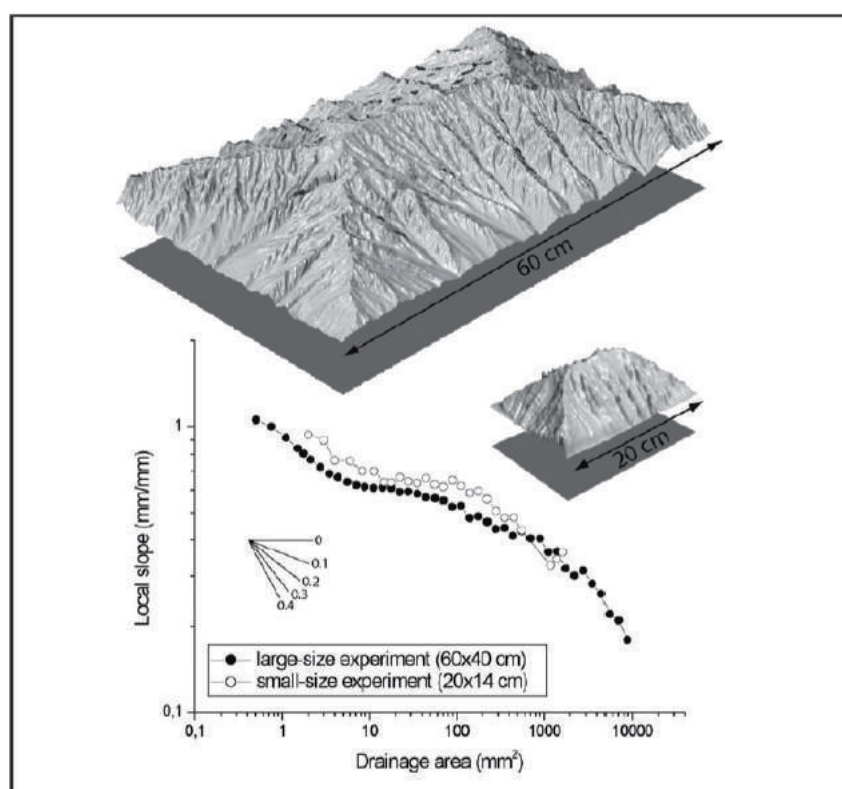


FIGURE II.15 – Etude comparative entre deux topographies expérimentales issues de dispositifs de modélisations de tailles différentes (Bonnet et Crave, 2006).

II.3.4 Université de Newcastle (Australie)

II.3.4.1 Dispositifs et principes

Un dispositif de modélisation a également été développé par les équipes de l'Université of Newcastle ([Hancock et Willgoose, 2001c](#)) (figure II.16). Il s'inspire du « REF » de l'université du Colorado. Il a été développé pour tester les résultats des modélisations numériques obtenues grâce au modèle d'évolution des paysages SIBERIA ([Willgoose, 1989](#)).

— LA BOITE À ÉROSION ET LE MATÉRIAU ANALOGUE

Le dispositif reprend le principe des dispositifs de types « REF » mais se distingue par ses dimensions plus raisonnables. Il se compose d'une boîte de 1,5 x 1,5 m qui accueille un matériau analogue. Pour ce dispositif, le choix s'est porté sur une poudre de cendres ([Hancock et Willgoose, 2001c,b](#)) obtenue par mélange de cendres de granulométries différentes. Un tiers du poids du matériau est composé de cendres de granulométrie moyenne (90 % du matériau est <310 μm de diamètre alors que 50 % de ce matériau est <113 μm de diamètre) et de cendres de granulométrie plus fine (90 % du matériau avait un diamètre <62 μm et 50 % du matériau avait un diamètre <16 μm) ([Hancock et Willgoose, 2001b](#)). Ces cendres présentent une faible cohésion et un taux d'infiltration stable de 20 mm/h, qui reste inférieur au taux de précipitations appliqués, et permet ainsi le ruissellement de surface. Certaines modélisations ont en effet été menées sans saturation préalable du matériau. Pour les auteurs, le choix d'un matériau non cohésif se justifie par le besoin d'initier l'incision et éroder aisément le matériau ([Hancock et Willgoose, 2001b](#)).

— LE DISPOSITIF BRUMISATION

Le dispositif de simulation des précipitations est composé de brumisateurs disposés autour de la boîte à érosion, qui permettent de générer des microgouttelettes de faible diamètre (90 % des gouttes sont <330 μm de diamètre, et 50 % des gouttes <195 μm). L'érosion par impact des gouttes de précipitations y est ainsi réduite, et l'énergie cinétique des précipitations simulées permet d'éliminer la production d'érosion diffusive, favorisant les processus dominés par un écoulement chenalisé. Les précipitations sont mesurées avant et après chaque modélisation, cela permet de définir une variabilité temporelle et surfacique des précipitations calibrées. Pour des précipitations qui peuvent s'étaler entre 50 et 120 mm/h les auteurs définissent une dérive temporelle et une variation surfacique des précipitations < 5 % ([Hancock et Willgoose, 2001b](#)).

— LE SYSTÈME DE NUMÉRISATION

Dans ce dispositif, le suivi des topographies se fait par photographies numériques et par stéréo photogrammétrie (Hancock et Willgoose, 2001c). Les auteurs utilisent plusieurs points de contrôle pour améliorer la précision des valeurs de hauteurs. Cette méthode offre une précision de l'ordre du centimètre (Hancock et Willgoose, 2001c), ce qui reste dans les gammes déjà présentées dans les dispositifs précédents (Parker, 1977; Pelletier, 2003).

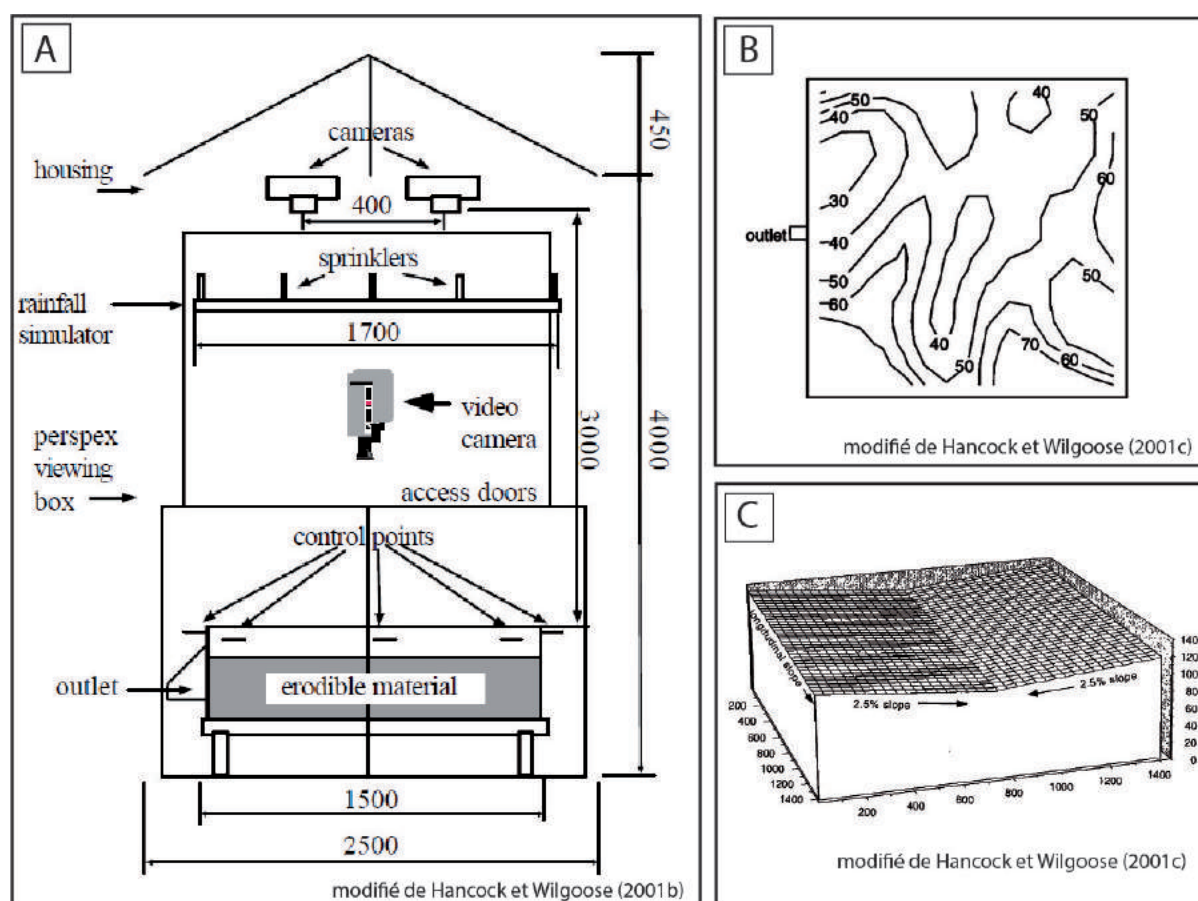


FIGURE II.16 – Dispositif de l'université de Newcastle. (A) Schéma général du dispositif de l'université de Newcastle; (B) Carte de la répartition spatiale des précipitations à la surface du modèle; (C) Visualisation en 3D du bloc de matériau présentant une pente à 2,5 % qui permet d'initier l'érosion du bloc.

II.3.4.2 Thèmes abordés et principaux résultats

Comme nous l'avons noté dans la description du dispositif, le développement de modèles expérimentaux à l'université de Newcastle a été motivé par le besoin de contraindre l'évolution des reliefs prédits par le code numérique SIBERIA. Plusieurs études connexes ont donc été menées testant plusieurs paramètres morphologiques (Hancock et Willgoose, 2001c,b,a, 2002, 2003). Les auteurs ont comparé les résultats de simulations numériques et de modélisations expérimentales au moyen de plusieurs descripteurs géomorphologiques tels que la relation pente/aire-drainée, la courbe hypsométrique, la distribution cumulée des aires drainées, et la fonction de largeur du réseau. Ils montrent une bonne similitude statistique entre les résultats des deux méthodes, mais ils notent une différence visuelle entre les topographies expérimentales et les topographies obtenues avec SIBERIA. Les pentes sur le paysage numérique étaient constantes alors que la répartition des pentes était plus irrégulière et plus proche des observations dans les systèmes naturels (figure II.17).

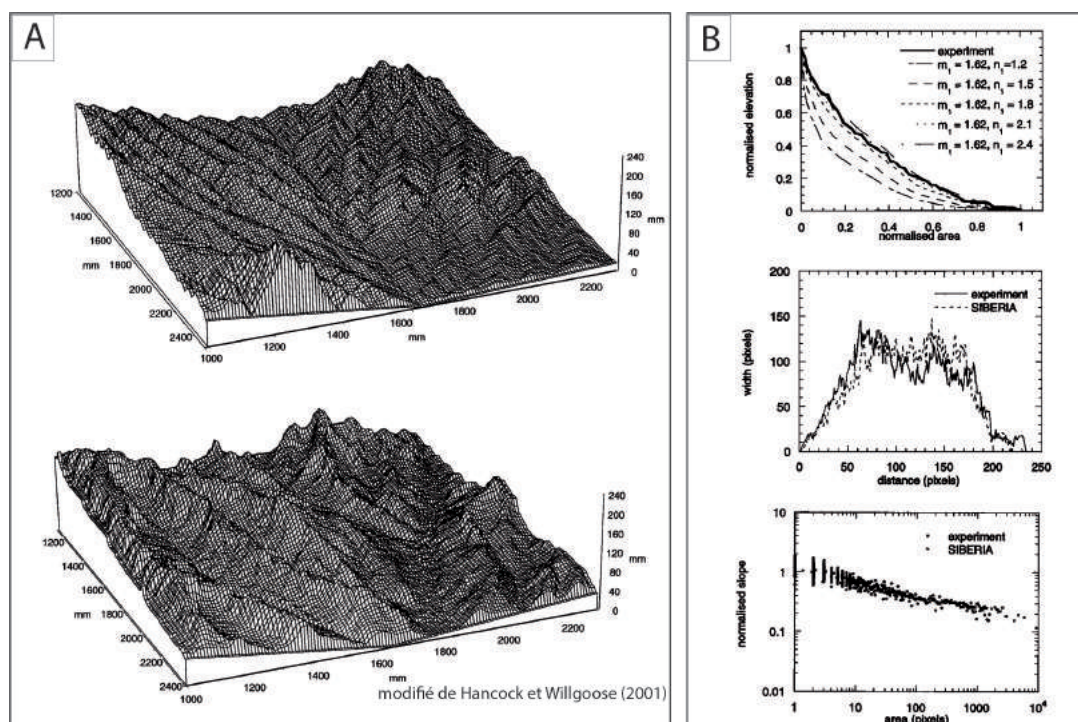


FIGURE II.17 – Résultats de l'étude comparative des topographies issues d'une modélisation expérimentale et de SIBERIA ; (A) Vue 3D des deux topographies avec en haut la topographie obtenue sur SIBERIA et en bas, la topographie obtenue en modélisation expérimentale. (B) Exemple de paramètres testés pour comparer les deux topographies.

II.3.5 Université de Chuo (Tokyo, Japon)

II.3.5.1 Présentation du dispositif et principe

L'université de Chuo (Tokyo, Japon) a également développé un dispositif de modélisation expérimentale pour étudier l'effet des précipitations et du soulèvement des roches sur l'évolution des reliefs [Ouchi, 2001, 2004b, 2011, 2015](#). Dans sa composition, ce dispositif est très proche des dispositifs de modélisation développés par les universités de Rennes 1 et du Minnesota que nous vous avons présenté ci-dessus. Il permet de suivre l'évolution au cours du temps d'un monticule granulaire, de forme carrée et à surface plane, sous l'effet de la surrection et des précipitations. La singularité de ce dispositif est qu'il a été directement enfoui dans le sol. Mais il se compose comme tous les autres dispositifs présentés au-dessus, d'une boîte à érosion (directement creusée dans le sol), d'un système de surrection, d'un système de suivi des topographies et d'un système de brumisation qui permet de simuler les précipitations (figure II.18).

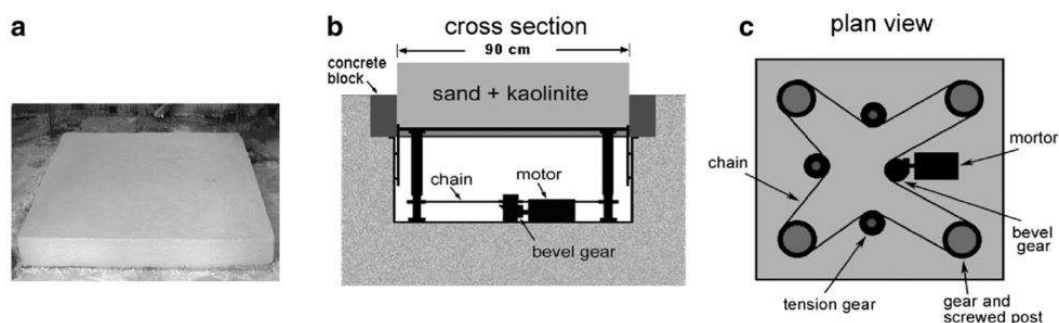


FIGURE II.18 – Présentation du dispositif de l'Université de Chuo (Tokyo, Japon) ([Ouchi, 2011](#)). (a) Présentation du matériau avant le début de l'érosion ; (b) Vue en coupe du dispositif de simulation de la surrection ; (c) Vue en plan du dispositif de surrection.

— LE SYSTÈME DE SIMULATION DE LA SURRECTION ET SUIVI DES TOPOGRAPHIES

Pour simuler la surrection tectonique, le dispositif se compose d'un piston hydraulique ([Ouchi, 2001](#)) ou d'un système à chaîne ([Ouchi, 2011, 2015](#)). Celui-ci permet le soulèvement au cours du temps du bloc de matériau granulaire composé d'un mélange de sable fin ($D_{50}=0,18$ mm) et de Kaolinite avec un rapport 10 : 1 en poids. La zone en surrection mesure 90 cm de côté et, suivant les études, l'épaisseur du bloc de matériaux granulaire peut varier. Il mesure 13 cm dans l'étude de [Ouchi \(2004a\)](#), 24 cm dans son étude de 2011, et 35 cm pour l'étude de [Ouchi \(2015\)](#). Dans ce système, les produits d'érosion sont directement déposés en bordure du bloc en surrection, permettant de simuler une zone de dépôt. Suivant l'étude, la zone d'intérêt peut être réduite au moment de la génération des MNT. Les MNT sont réalisés dans les premières études au moyen d'un appareil de mesure qui détermine les hauteurs par comparaison entre deux topographies, et qui a été récemment remplacé par un système laser. La résolution verticale des MNT obtenus est de 0,1 mm. Les mesures obtenues par le comparateur manuel ne sont pas significativement différentes des mesures obtenues avec le système laser ([Ouchi, 2011](#)).

— LE SYSTÈME DE GÉNÉRATION DES PRÉCIPITATIONS

Pour produire des précipitations suffisamment fines, le dispositif a été équipé de quatre bandes de ruban d'irrigation qui sont placées en périphérie du bloc granulaire à environ 85 cm au-dessus de celui-ci. Les taux moyens de précipitation appliqués sont de 38 mm/h.

II.3.5.2 Les principaux thèmes abordés et les résultats

Comme mentionné dans la présentation du dispositif, les études menées par l'université de Chuo ont principalement porté sur l'effet de la surrection tectonique sur les topographies expérimentales. Dans une première série d'études ([Ouchi, 2004a, 2011](#)), l'auteur compare des séries d'expériences réalisées avec et sans surrection. Il montre que dans le cas de modélisation sans surrection, la hauteur de la topographie décroît de façon exponentielle (figures II.19 et II.20), et dans le cas de modélisations menées avec surrection, l'auteur met en évidence, comme [Hasbargen et Paola \(2000\)](#); [Lague *et al.* \(2003\)](#) et [Bonnet et Crave \(2003\)](#) avant lui, que les hauteurs moyennes tendent vers un état d'équilibre. Il note cependant que cette évolution n'est pas identique pour tous les domaines de la topographie. Dans une étude récente ([Ouchi, 2015](#)), l'auteur montre grâce à quatre séries de modélisation, menées avec des précipitations constantes mais en faisant varier les taux de surrections, que la combinaison entre la surrection au cours du temps du massif, l'instabilité gravitaire des versants, et l'incision fluviale, permet de maintenir une hauteur moyenne stable de la topographie au cours du temps et permet ainsi de définir cet état d'équilibre. Il met également en évidence une hauteur moyenne limite, ou hauteur critique (60 mm dans son étude), qui sépare une topographie dominée par une érosion purement fluviale, d'une topographie dominée par des processus de versant, située elle, au-delà de cette hauteur critique.

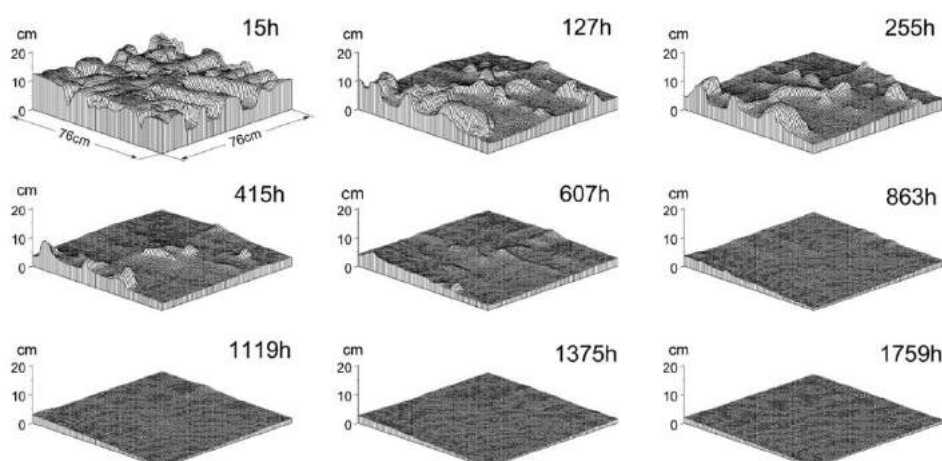


FIGURE II.19 – Evolution au cours du temps d'une topographie réalisée sans surrection à l'Université de Chuo [Ouchi \(2011\)](#). Notez la décroissance de la hauteur du bloc de matériau au cours du temps.

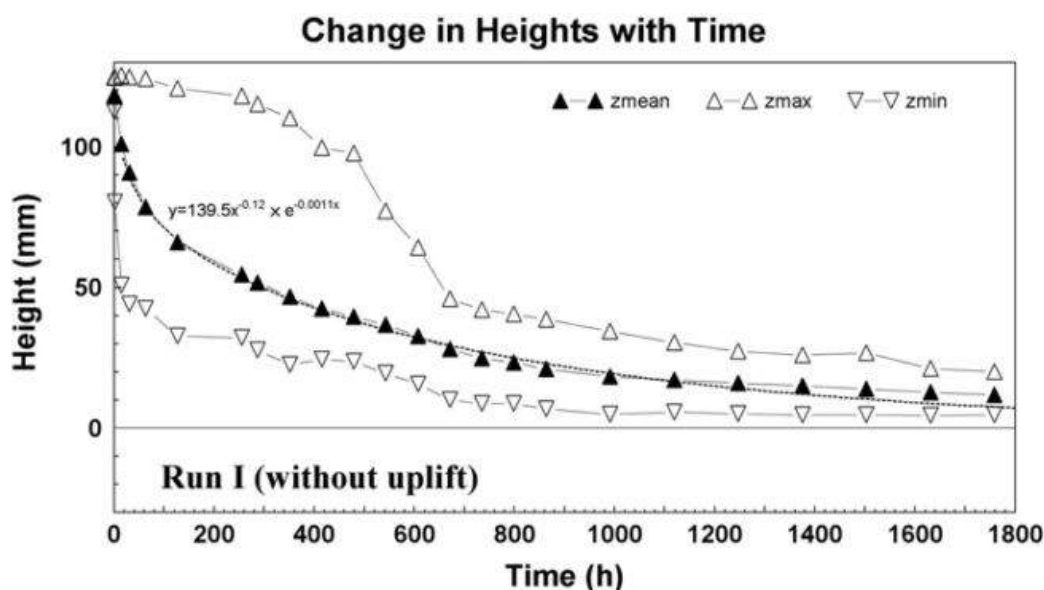


FIGURE II.20 – Évolution des hauteurs des topographies au cours du temps, dans le cadre d’une modélisation sans surrection. Notez la diminution des hauteurs moyennes au cours du temps, qui tendent vers un état d’équilibre [Ouchi \(2011\)](#).

II.3.6 Université de Montpellier 1 (France)

Les premiers dispositifs développés pour étudier des processus morphologiques simulent très bien les phénomènes de surface, tels que l’érosion le transport et le dépôt de particules. Mais ils ne parviennent pas à simuler la propagation de déformation sur l’avant pays des chaînes expérimentales, comme leurs consœurs développées pour étudier les processus tectoniques (e.g. [Lallemand *et al.*, 1992](#)). Forte de son expérience en modélisation des processus tectoniques ([Malavieille, 1984](#); [Lallemand *et al.*, 1992, 1994](#); [Gutscher *et al.*, 1998b,a](#); [Dominguez *et al.*, 2000](#)), l’Université de Montpellier a entrepris de coupler cette approche à celle utilisée en modélisation des processus de surfaces ([Schumm et Parker, 1973](#)), permettant ainsi l’étude des marqueurs morpho-structuraux associés à la mise en place d’un prisme d’accrétion combiné aux processus d’érosion en surface ([Graveleau, 2008](#); [Graveleau *et al.*, 2011](#); [Strak *et al.*, 2011](#); [Graveleau *et al.*, 2015](#); [Viaplana-Muzas *et al.*, 2015](#); [Guerit *et al.*, 2016](#)).

II.3.6.1 Dispositifs et principe

Ces dispositifs utilisent la combinaison de deux principes. Pour la simulation de l’érosion, ils utilisent les principes empruntés aux dispositifs de types « erosion box » (e.g. [Schumm et Parker, 1973](#); [Bonnet et Crave, 2003](#); [Lague *et al.*, 2003](#)) et pour les processus tectoniques, ils utilisent le principe des dispositifs de types « sandbox modelling » (e.g. [Malavieille, 1984](#); [Lallemand *et al.*, 1992](#)). Ces dispositifs permettent, grâce à la combinaison de ces deux approches, d’explorer l’évolution morphologique des piémonts de chaînes de montagnes.

Dans ce dispositif, la boîte à érosion laisse place à une table de déformation d'architecture variable. En effet, suivant les études et le type de tectonique appliquée, compressive (Graveleau, 2008; Graveleau *et al.*, 2011), extensive (Strak *et al.*, 2011) ou décrochant (Guerit *et al.*, 2016), la table de déformation peut être modifiée. Pour exemple, dans le cadre des travaux de Graveleau (2008); Graveleau *et al.* (2011), elle est de surface $2,60 \times 1,4 \text{ m}^2$, et se compose de vitres latérales, d'une butée rigide, et d'un film basal qui passe sous la butée et s'enroule sur un axe motorisé. En comparaison, pour les travaux de Strak *et al.* (2011), qui étudient les morphologies liées à la propagation d'une faille normale, la table de déformation a été modifiée pour simuler le déplacement du hangingwall, une subsidence uniforme et une déformation flexurale de celui-ci.

— LE DISPOSITIF DE BRUMISATION

Le dispositif utilisé pour simuler la précipitation est assez semblable aux dispositifs utilisés en modélisation des processus d'érosion, et se compose de 12 brumisateurs dans un premier temps (Graveleau, 2008; Graveleau *et al.*, 2011), puis 4 dans un second temps pour réduire la quantité d'eau reçue par les modèles (Strak *et al.*, 2011). Ce dispositif permet ici, également, de générer une précipitation de microgouttelettes dont la taille est d'environ $100 \text{ }\mu\text{m}$. Les gammes de pluviométries appliquées sont de l'ordre de 20 à 50 mm/h.

— LE MATÉRIAU ÉRODÉ

L'association des deux processus a obligé les équipes de l'Université de Montpellier à concevoir un matériau analogue spécifique (Graveleau, 2008), permettant à la fois une déformation de type prisme orogénique, et une érosion de la surface par ruissellement de l'eau. Ce matériau devait permettre la formation de morphologies comparables à celles des piémonts naturels. Après plusieurs tests effectués, il a été retenu un mélange de quatre matériaux granulaires présentant ensemble des propriétés physiques satisfaisantes. Le matériau obtenu se compose de microbilles de verre, de poudre de silice, de poudre de plastique et de graphite dont les proportions peuvent varier selon l'étude menée (figure II.21). Ce nouveau matériau (MatIV) présente de très bonnes propriétés car il permet de reproduire assez fidèlement les caractéristiques physiques suivies par l'érosion dans le système naturel (Graveleau, 2008; Graveleau *et al.*, 2015; Strak *et al.*, 2011).

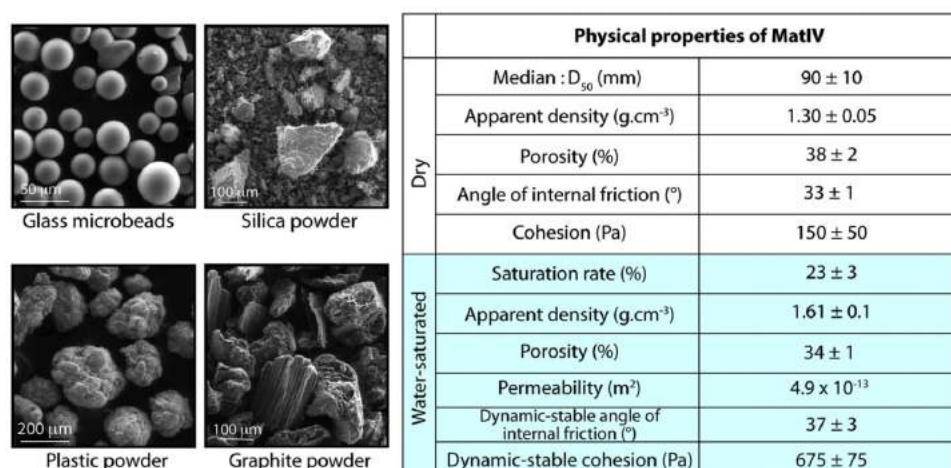


FIGURE II.21 – Description du matériau analogue (MatIV) développé et utilisé par les équipes de l'université de Montpellier. Il se compose d'un mélange 4 matériaux granulaire présentant des propriétés différentes.

— LE SYSTÈME DE NUMÉRISATION

Suivre l'évolution des topographies dans ce type de dispositif est également un élément majeur. Les deux facteurs qui facilitent l'acquisition des données sont la taille des gouttelettes, et le taux de pluviométrie très faible (pour rappel entre 20 et 30 mm/h) : ils permettent le suivi en continu de la morphologie des topographies par photographies numériques. Les différentes photographies permettent également le suivi des déplacements verticaux et horizontaux par corrélation d'images (cf. thèse de Graveleau (2008); Graveleau et Dominguez (2008) pour le détail du principe). Le dispositif est également équipé d'un système de mesure des topographies par interférométrie laser, qui reproduit en laboratoire les principes de l'interférométrie radar. Ce dispositif a initialement été mis au point pour étudier l'évolution morpho-tectonique d'un avant pays de chaîne de montagnes, évoluant en domaine compressif (Graveleau et Dominguez, 2008). Il a ensuite été adapté pour étudier l'évolution de l'avant pays d'une chaîne de montagne en domaine extensif (Graveleau et Dominguez, 2008; Graveleau *et al.*, 2015; Strak *et al.*, 2011), mais également en domaine décrochant (Graveleau, 2008; Graveleau *et al.*, 2011).

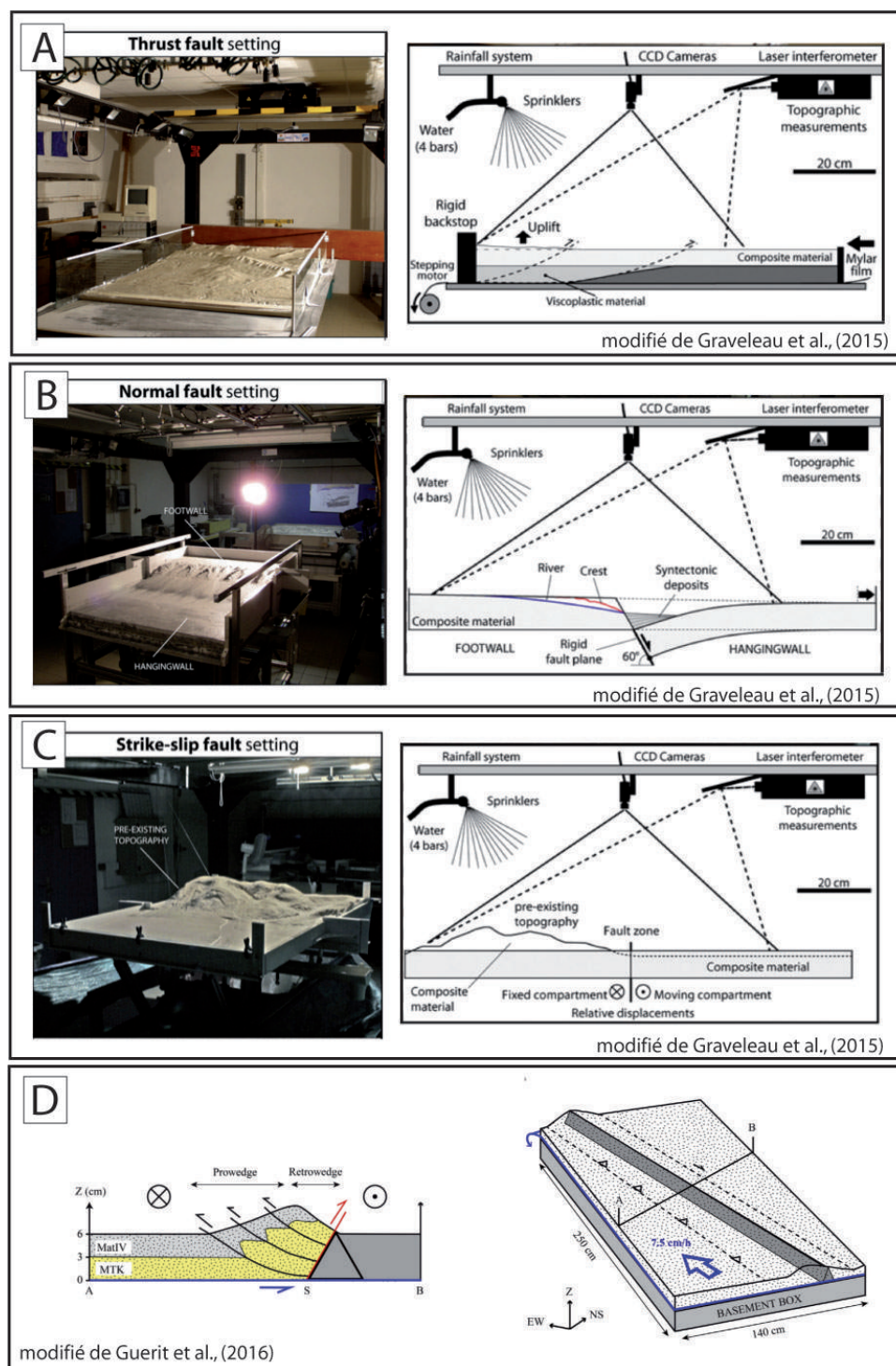


FIGURE II.22 – Dispositifs de l'Université de Montpellier ; (A) en domaine compressif ; (B) en domaine extensif ; (C) en domaine décrochant ; Modifié de [Graveleau et al. \(2015\)](#) ; (D) vue en coupe transversale et latérale, modifié de [Guerit et al. \(2016\)](#).

II.3.6.2 Thèmes abordés et principaux résultats

Ce dispositif permet d'étudier les formes morpho-tectoniques liées aux phénomènes d'érosion et sous différents systèmes tectoniques. Les principaux résultats peuvent être présentés en considérant les différentes tectoniques testées, qu'elle soit compressive, extensive ou décrochant.

— EN DOMAINE COMPRESSIF

Pour ce qui est de l'évolution morphologique en domaine compressif, les travaux de [Graveleau \(2008\)](#); [Graveleau et Dominguez \(2008\)](#) montrent comment la propagation de la déformation en front de chaîne influence le réseau de drainage. Ils montrent également que la mobilité du réseau de drainage et la mise en place de terrasses, sont principalement associées à la nucléation de la poussée frontale ([Graveleau et Dominguez, 2008](#); [Graveleau et al., 2015](#)), à la vitesse d'incision des chenaux et à l'alvusion des alluvions. Cependant ils observent une évolution irrégulière des terrasses même dans des conditions de compression et de précipitation stables.

L'étude de [Viaplana-Muzas et al. \(2015\)](#) a, quant à elle, portée sur l'effet des interactions entre le réseau de drainage et déformation sur les variations de flux sédimentaires dans un prisme en compression (figure II.23). Leurs résultats montrent qu'en réponse au soulèvement tectonique, les chenaux s'ajustent continuellement en augmentant leurs pentes et en réduisant leurs largeurs. Ils montrent également que la proportion de chenaux transversaux préexistants, augmente presque exponentiellement avec le rapport précipitation sur taux de raccourcissement (R). Ce rapport contrôlerait également la dispersion des produits d'érosion en front de chaîne. Ils notent enfin que l'essentiel des flux sédimentaires provient de la zone de chevauchement active, et en faible proportion de la dernière zone active. En effet, ils notent que l'incorporation aux prismes des zones inactives a pour effet de diminuer la pente locale et donc de réduire l'érosion. Dans une étude récente, l'effet d'une tectonique de compression oblique sur le réseau de drainage a été étudiée ([Guerit et al., 2016](#)). Dans cette étude, les auteurs ont vérifié la capacité des réseaux de drainage à enregistrer l'histoire de la déformation associée à un tel contexte tectonique. Leurs résultats montrent, grâce à l'analyse d'images, que les composantes verticales et perpendiculaires de la déformation imposent une rotation horaire aux vallées principales. Ils notent également une adaptation continue des réseaux de drainages à la déformation au moyen de processus d'érosion. Cette conclusion est cohérente avec des descriptions dans les systèmes naturels ([Castelltort et al., 2012](#)).

— EN DOMAINE EXTENSIF

Les modélisations menées en domaine extensif présentent toutes une évolution similaire ([Strak et al., 2011](#)). La dynamique sédimentaire du hanging-hall semble contrôlée par la dynamique du niveau de base, qui est dans ce cas, matérialisée par la cinétique de la faille normale. Celle-ci modifie par rétroaction l'érosion du foot-hall. Le développement du réseau de drainage se fait tout d'abord le long de la faille, et s'étend par érosion régressive sur l'ensemble de la surface. Les chenaux obtenus sont perpendiculaires au plan de faille. Cette évolution permet la mise en place de facettes triangulaires et le dépôt des produits d'érosion (voir figure II.24).

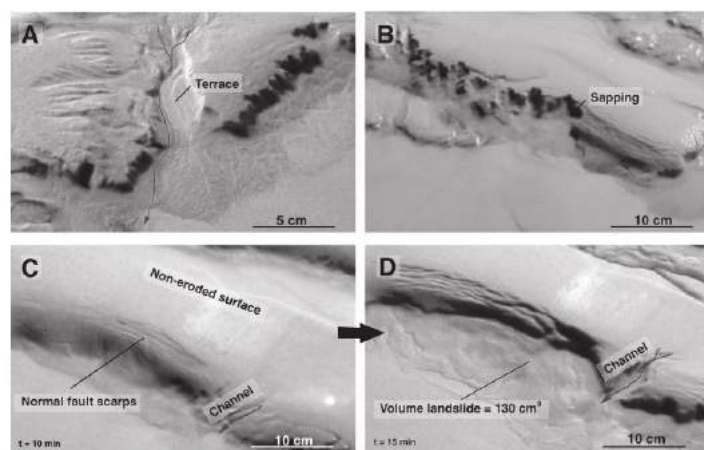


FIGURE II.23 – Présentation des principaux processus de surface actifs dans l'étude de [Viaplana-Muzas *et al.* \(2015\)](#) en domaine compressif. Notez la mise en place des terrasses, de l'initiation de l'incision ou des escarpements de failles par exemple.

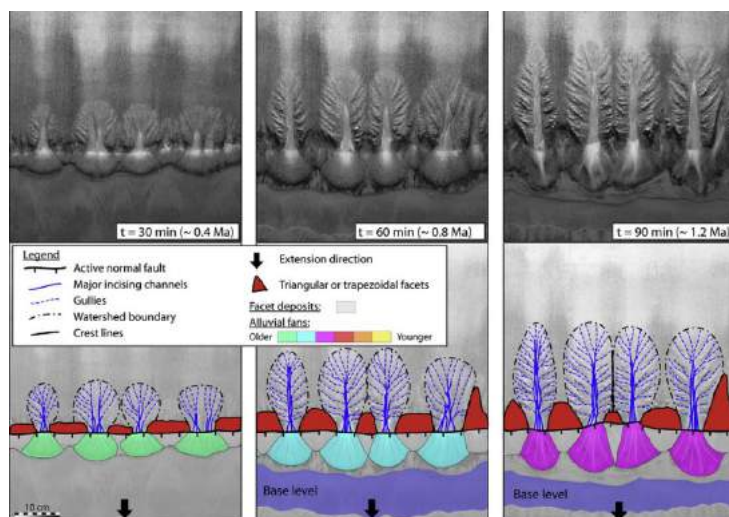


FIGURE II.24 – Développement du réseau de drainage le long de la faille et qui s'étend progressivement (domaine extensif). Notez l'apparition des facettes triangulaires ([Graveleau *et al.*, 2015](#)).

— EN DOMAINE DÉCROCHANT

Bien que les premiers résultats dans ce type de domaine tectonique ne soient pas totalement concluants, ils ont toutefois permis aux auteurs de mettre en évidence une interaction étroite entre la morphologie complexe de la zone déformée et le réseau de drainage (Graveleau *et al.*, 2015). Ils ont également permis de mettre en lumière quelques problèmes méthodologiques sur les calculs des taux de glissement au cours de ce type de modélisation. Ces modèles, qui permettent de combiner approche expérimentale en géomorphologie et en géologie structurale, permettent de reproduire assez fidèlement les structures morpho-tectoniques observées dans les systèmes naturels (voir figure II.25). En effet, quel que soit le domaine, compressif (Graveleau, 2008; Graveleau *et al.*, 2011), extensif (Strak *et al.*, 2011) ou décrochant (Graveleau *et al.*, 2015), les différentes structures observées présentent plusieurs similitudes avec les prismes orogéniques naturels. Tous les résultats permettent de souligner l'importance des processus d'érosion et sédimentation dans l'édification des structures morphologiques. En effet, toutes les modélisations montrent que les formes morphologiques se mettent très rapidement en place, et sont très rapidement détruites ou enfouies sous les produits d'érosion. Cette observation souligne l'importance de ces processus dans la structuration des formes de reliefs.

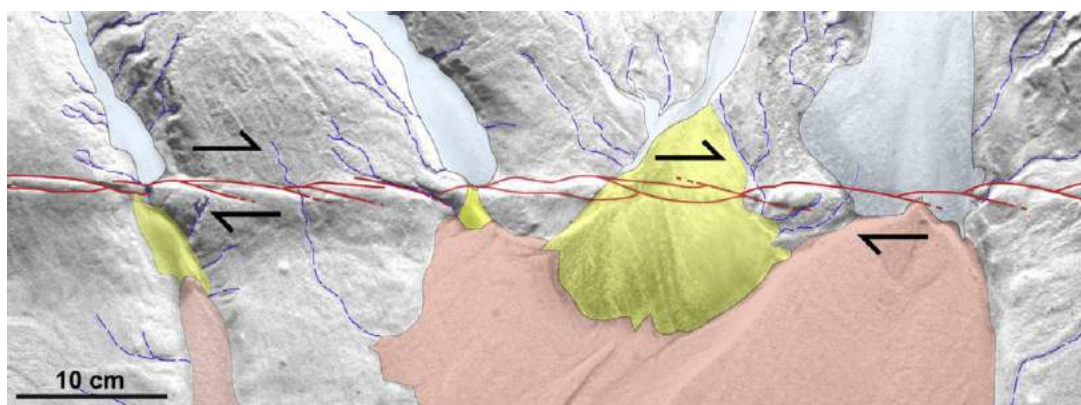


FIGURE II.25 – Vue de la dynamique de la topographie liée a une tectonique décrochante. Modélisation réalisée avec le dispositif de Montpellier (Graveleau *et al.*, 2015).

II.4 Similitude avec les systèmes naturels

La principale difficulté dans la modélisation en géomorphologie est très certainement la mise à l'échelle des modélisations. En effet, contrairement aux dispositifs de modélisation développés pour l'étude des processus tectoniques, les géomorphologues ne parviennent pas à reproduire une analogie complète avec le système naturel. Comme le soulignent [Graveleau *et al.* \(2012\)](#), il est en effet très improbable de reproduire toute la gamme d'échelle de grains et de temps que l'on retrouve dans la nature. Il existe par conséquent, un consensus dans la communauté sur le fait que les modélisations en géomorphologie, ne sont pas des analogues des systèmes naturels mais que ceux-ci présentent un certain nombre de similitudes, et peuvent de ce fait être comparés. [Paola *et al.* \(2009\)](#) soulignent l'efficacité de la modélisation en géologie des surfaces et notent qu'il existe des similitudes géométriques, cinématiques et dynamiques sur la structure entre les modèles et les systèmes naturels. Plusieurs travaux ont tenté de comparer les résultats obtenus en modélisations expérimentales avec les observations dans les systèmes naturels (e.g [Bonnet, 2009](#); [Niemann et Hasbargen, 2005](#)), mais ils restent tous très prudents quant à la capacité des modèles expérimentaux à reproduire rigoureusement la dynamique très complexe observée dans les systèmes orogéniques naturels (figure II.26). Ils s'accordent toutefois sur le fait que ces résultats servent de bases qualitatives solides pour discuter d'un grand nombre de concepts théoriques (e.g [Babault *et al.*, 2005](#)). Dans cette étude, nous mettrons également en évidence quelques éléments qui indiquent une possibilité de mise à l'échelle de nos modèles expérimentaux avec les systèmes naturels (voir article dans le chapitre V).

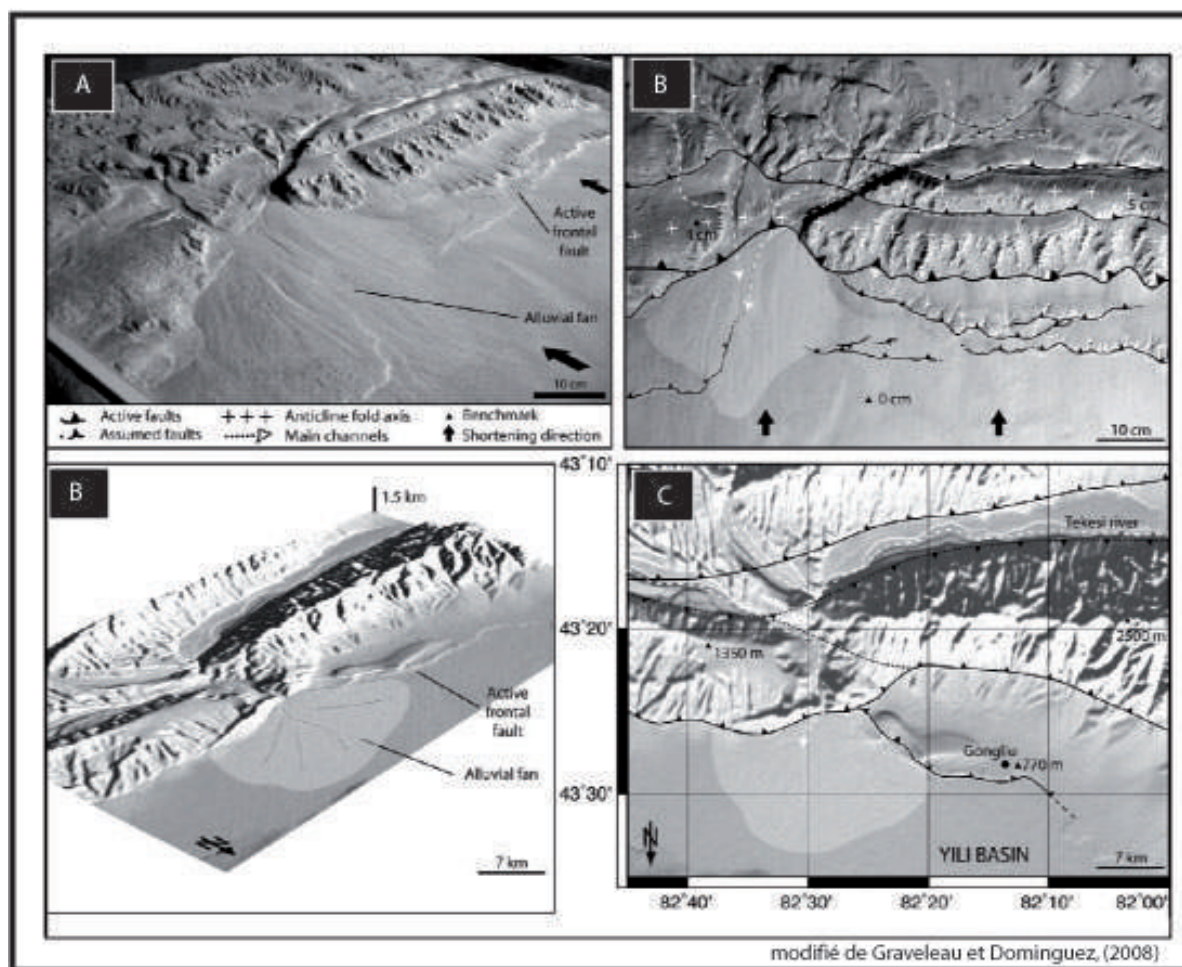


FIGURE II.26 – Comparaison entre morphologies expérimentales et morphologies naturelles. (En haut) Morphologies obtenues avec le dispositif de l’université de Montpellier pour un prisme en compression. (En bas) Morphologies observées sur un topographie naturelle dans le Tian-Shan (Graveleau, 2008). Notez la similitude morphologique entre les deux types de topographies.

II.5 Conclusion du chapitre

Comme on a pu le montrer tout au long de cette présentation, plusieurs dispositifs de modélisation existent à travers le monde, présentant des caractéristiques différentes, que ce soit dans le choix des matériaux, dans la composition du système de surrection, dans la composition du système de brumisation ou encore dans la taille des modèles. Tous ces dispositifs, aussi différents soient-ils, ont permis plusieurs évolutions majeures dans le domaine de la géologie de surface, et plus globalement dans le domaine des sciences de la Terre. La modélisation expérimentale a fortement participé, depuis quelques années, à notre compréhension des interactions entre les processus de surface tels que l'érosion, le transport et la sédimentation, et les processus tectoniques dans les systèmes orogéniques. Elle a permis d'explorer des dynamiques très complexes, et difficiles à observer et quantifier dans la nature. Il a, entre autres, été testé les effets des paramètres tectoniques et climatiques sur les flux d'érosion, l'effet de la tectonique sur la dynamique des chenaux mais également la dynamique transitoire des systèmes en érosion. Cependant la modélisation expérimentale des phénomènes de surface reste une discipline dans laquelle la distorsion d'échelle, qu'elle soit physique ou cinématique, reste très peu contrainte. Il est donc nécessaire de garder à l'esprit que tous les résultats obtenus doivent être interprétés avec suffisamment de recul sur les systèmes naturels, pour éviter des conclusions trop éloignées des observations qui pourraient être faites dans les systèmes naturels.

CHAPITRE III

Le dispositif de modélisation développé à l'Université Toulouse 3 Paul Sabatier

Sommaire

III.1 Présentation générale	54
III.1.1 L'origine du dispositif	54
III.1.2 Le principe	55
III.2 Le système de surrection	57
III.3 Le système de brumisation	58
III.3.1 Le Principe	58
III.3.2 La calibration des précipitations	58
III.4 Le système de mesure des topographies	65
III.4.1 Principe et caractéristique du laser	65
III.4.2 Les principaux problèmes rencontrés lors de la numérisation	68
III.5 Présentation de l'automate	69
III.5.1 La gestion des cycles en mode manuel	69
III.5.2 La gestion des cycles en mode automatique	69
III.6 Le matériau à éroder	72
III.7 Test de validation du dispositif	72
III.7.1 Comparaison de l'évolution des hauteurs moyennes	72
III.7.2 Comparaison des morphologie des topographies	74
III.8 Conclusion du chapitre	76

III.1 Présentation générale

III.1.1 L'origine du dispositif

Une part non négligeable de mon travail de thèse a été dédiée à la mise en place d'un dispositif de modélisation des reliefs au laboratoire Géosciences Environnement Toulouse (GET). Sous l'impulsion de Stéphane Bonnet, nous avons entrepris de réinstaller au GET le dispositif de modélisation initialement développé au laboratoire Géosciences Rennes (CNRS-Université de Rennes 1) par Alain Crave, Dimitri Lague et Stéphane Bonnet, et décrit dans le chapitre II. Le déménagement de ce dispositif à Toulouse a été l'occasion d'y apporter d'importantes modifications, décrites ci-dessous, et visant, en particulier, à améliorer son automatisation. A Rennes, la modélisation expérimentale des reliefs a été initiée à la fin des années 90 par Alain Crave, chercheur au CNRS, qui a développé un premier dispositif et définit un premier protocole expérimental (Crave *et al.*, 2000). Ce premier dispositif a été utilisé pour réaliser les travaux de Lague *et al.* (2003) et Bonnet et Crave (2003). Une partie importante de la thèse de Dimitri Lague, soutenue à l'Université de Rennes 1 en 2001, a porté sur la construction de ce dispositif et sur l'analyse des expériences en vue de caractériser entre autre la loi d'érosion des modèles et la dépendance au soulèvement tectonique des reliefs créés. Toujours à l'aide de ce dispositif, les travaux de Bonnet et Crave (2003) ont ensuite porté plus spécifiquement sur l'impact de la pluviométrie sur la forme et la dynamique de ces reliefs. Suite à ces premiers résultats et fort de l'expérience acquise, un second dispositif a été mis au point, toujours à Géosciences Rennes, par Alain Crave, Stéphane Bonnet et Dimitri Lague (voir (Bonnet et Crave, 2006)). Ce nouveau dispositif a ensuite été utilisé par plusieurs étudiants en thèse à l'Université de Rennes 1 (Julien Babault : Babault (2004); Sébastien Rohais : Rohais (2007) et étudiants de Master, et donné a lieu à plusieurs publications (Babault *et al.*, 2005, 2007; Turowski *et al.*, 2006; Rohais *et al.*, 2011). Certaines données acquises lors de ces études, ainsi que des résultats non publiés, seront intégrés dans ce manuscrit pour compléter les résultats acquis pendant ce travail de thèse. C'est le second dispositif expérimental développé à Rennes (cf description dans le chapitre II) qui a été déménagé et réinstallé en Mars 2015 à l'Université Toulouse III Paul Sabatier au GET. Nous avons mis à profit cette réinstallation pour y effectuer de nombreuses modifications, l'essentielles de celles-ci ayant pour but d'automatiser les expériences en diminuant la part d'interventions manuelles, et réduire les temps d'expérience. En effet, le dispositif de Rennes, nécessitait une intervention humaine pour arrêter et relancer le soulèvement et la pluviométrie, avant et après chaque numérisation du relief; et la numérisation elle-même nécessitait une manipulation par l'expérimentateur. La numérisation était effectuée grâce à un appareil de stéréoscopie, celui-ci devant être déplacé manuellement au-dessus des expériences. Pour des topographies complexes, avec un relief important, les nombreux effets de masque impliquaient de très nombreux déplacements de l'appareil et un nombre important de mesures. Les temps de numérisation étaient ainsi au minimum de 15 minutes et pouvaient dépasser une heure dans les cas les plus complexes. De ce fait, pour des expériences où la durée totale d'érosion pouvait être de l'ordre de 20 heures, ce problème de temps de numérisation limitait la possibilité de numériser les reliefs à plus haute fréquence (par exemple toutes les minutes). Enfin, après la mesure elle-même, les temps de calcul pour générer les MNT des expériences était eux-aussi

très importants, au minimum d'un quart d'heure mais pouvant aller jusqu'à plusieurs heures pour une seule surface. Pour ces raisons, des thématiques nécessitant un suivi à haute fréquence de la topographie des expériences comme nous allons le voir dans le chapitre V ne pouvaient être abordés facilement. C'est pour ces raisons que l'ensemble du dispositif a subi plusieurs modifications qui sont détaillées dans la suite de ce chapitre.

III.1.2 Le principe

Le dispositif nouvellement installé à Toulouse utilise le même principe que la grande majorité des dispositifs de modélisation des reliefs, c'est-à-dire, qu'il permet d'observer l'érosion au cours du temps d'un matériau cohésif soumis à des taux de surrection et de précipitation donnés (cf. chapitre II). La principale innovation dans le dispositif installé au GET est que le soulèvement, les précipitations, et la numérisation des topographies, sont désormais contrôlées par un automate programmable. Celui-ci permet de programmer les différents paramètres en tout début de modélisation : valeur de soulèvement, valeur de débit dans chaque buse qui génère le champ de pluie, durée des cycles d'érosion entre deux numérisations du relief, temps de pause entre les cycles d'érosion, et vitesses de numérisation. En mode automatique ces valeurs sont définies en début d'expérience par l'opérateur, qui n'a donc plus à intervenir par la suite. Le dispositif peut ainsi être décomposé en quatre grands ensembles comme on peut le voir sur la figure III.1 :

- Une boîte à érosion qui accueille la pâte de silice et permet la simulation de la surrection tectonique,
- Un système de brumisation qui permet de contrôler les précipitations appliquées sur les modèles,
- Un dispositif de numérisation des topographies qui permet de suivre l'évolution au cours du temps des surfaces modélisées,
- Un automate qui permet la gestion des différents paramètres des trois ensembles précédents.

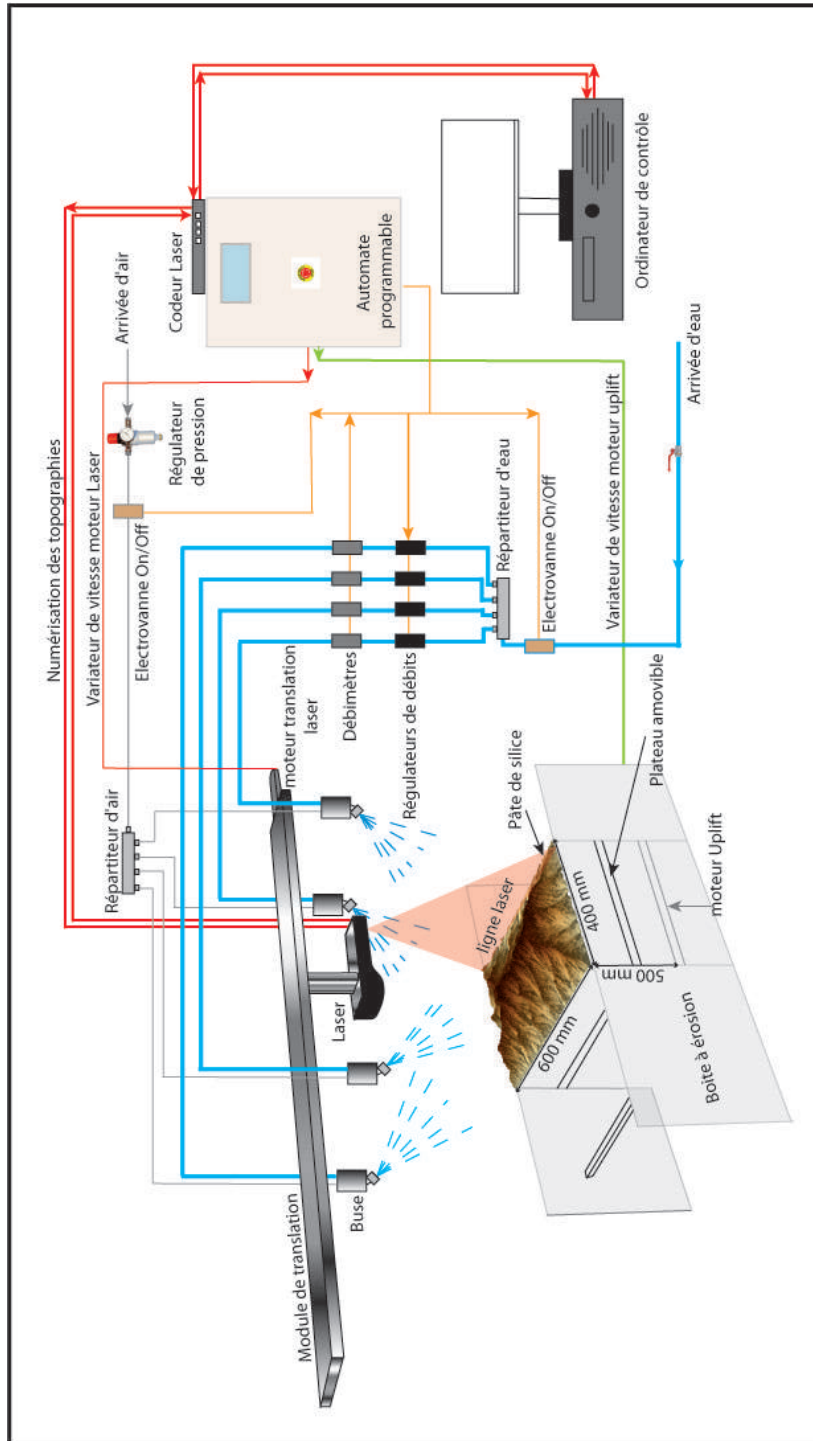


FIGURE III.1 – Schéma récapitulatif du dispositif de modélisation installé au GET. Notez que sur cette représentation, par soucis de lisibilité, l'armature métallique qui permet d'accueillir la boîte à érosion n'a pas été illustrée.

Dans la suite de cette section, nous allons passer en revue les principaux ensembles qui composent ce dispositif et les différentes modifications qui ont été apportées au dispositif de Rennes. Nous présenterons tout d'abord le système de surrection, qui permet de simuler l'effet de la tectonique, puis le système de brumisation qui permet de générer nos différents champs de précipitations, et enfin le dispositif de numérisation. Nous terminerons en présentant le matériau utilisé dans nos modélisations.

III.2 Le système de surrection

Le système de surrection est composé d'une boîte en plexiglas de dimension 40 cm × 60 cm et de 60 cm de profondeur comme le montre la figure III.2. Cette boîte est conçue pour accueillir sur une plaque mobile, environ 160 kg de matériau. Cette plaque basale est fixée à une vis de 50 cm de long, contrôlée par un moteur, et dont le déplacement permet de simuler une surrection verticale de vitesse variable entre 0 et 30 mm/h. La boîte en elle-même est celle déjà utilisée à Rennes dans les expériences de [Babault *et al.* \(2005, 2007\)](#) et [Bonnet \(2009\)](#) tandis que le système de déplacement (vis, moteurs) est nouveau.

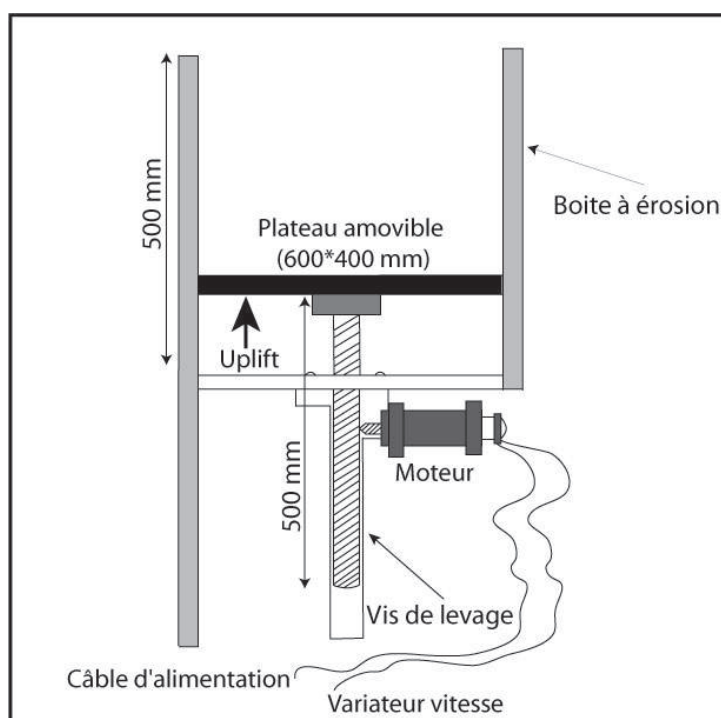


FIGURE III.2 – Schéma descriptif du système de surrection utilisé dans le dispositif du laboratoire Géosciences Environnement Toulouse (GET). Quelques modifications ont été apportées pour faciliter l'automatisation de la surrection.

III.3 Le système de brumisation

III.3.1 Le Principe

Le système de simulation des précipitations du dispositif a été largement repensé par rapport à celui de Rennes. Il se compose toujours des quatre buses bifluïdes (air-eau) de marque Delavanne du dispositif de Rennes et qui ont été utilisées pour les travaux menés sur la dernière version du dispositif (Babault *et al.*, 2005, 2007; Bonnet et Crave, 2006; Turowski *et al.*, 2006). Dans le dispositif de Rennes ces quatre buses étaient montées sur des rotules, elles même fixées sur un cadre métallique de hauteur réglable. Dans le nouveau dispositif les quatre buses sont toujours fixées sur des rotules mais ces rotules se situent à l'extrémité de bras articulés, comme présenté sur la figure III.3. A la différence du système initial, les quatre buses sont maintenant totalement indépendantes. Elles peuvent par exemple être positionnées à des hauteurs différentes ce qui n'était pas possible auparavant. Ce nouveau système de bras articulés permet ainsi une plus grande souplesse dans le positionnement des buses au-dessus du modèle et dans la production du champ de précipitations. Une contrainte importante dans la conception de ce dispositif a été de permettre le passage en translation du laser d'acquisition des topographies au-dessus du modèle, comme nous allons le voir en section III.5.

Le système permet de générer une micro-précipitation d'eau dont la taille des gouttes est conditionnée par la pression d'air appliquée. Pour notre étude la pression d'air utilisée a été fixée à 2 bars pour toutes les modélisations. Idéalement nous aurions préféré utiliser une pression de 3 bars comme dans les expériences réalisées à Rennes, mais au moment où nous avons effectué les expériences présentées ici, cela n'a pas été possible en raison des limitations du réseau d'air comprimé utilisé. Chaque buse est montée sur une ligne composée (1) d'une électrovanne On/Off qui permet l'alimentation en eau du système, (2) d'un régulateur de débit (électrovanne proportionnelle), qui permet de réguler les précipitations appliquées, et (3) d'un débitmètre de contrôle qui permet de suivre en temps réel le débit délivré par chaque buse (figure III.3). Pour l'air, les buses sont alimentées par une seconde électrovanne On/Off qui permet l'obtention de la pression d'air nécessaire à la production des microgouttelettes. Cette pression est également suivie en temps réel sur un baromètre. La mise en route et la gestion des paramètres de production des précipitations sont assurées par un automate électronique (cf. ci-dessous). Pour chaque buse, celui-ci contrôle l'ouverture des vannes on/off pour l'air et l'eau, et pilote également pour l'eau, le pourcentage d'ouverture de l'électrovanne, permettant de faire varier ainsi le débit d'eau appliqué. Chaque buse est donc contrôlée indépendamment et le débit qu'elles délivrent peut varier au cours du temps en faisant varier, via l'automate, le degré d'ouverture de l'électrovanne.

III.3.2 La calibration des précipitations

III.3.2.1 La calibration des régulateurs de débits (électrovannes proportionnelles)

La mise en route du nouveau dispositif de gestion des précipitations a nécessité un travail important de calibration des électrovannes proportionnelles qui permettent de réguler le débit des buses. L'objectif était de les calibrer de sorte qu'un pourcentage d'ouverture de l'électrovanne (correspondant à une tension, en Volts, dans l'électrovanne) corresponde un débit donné,

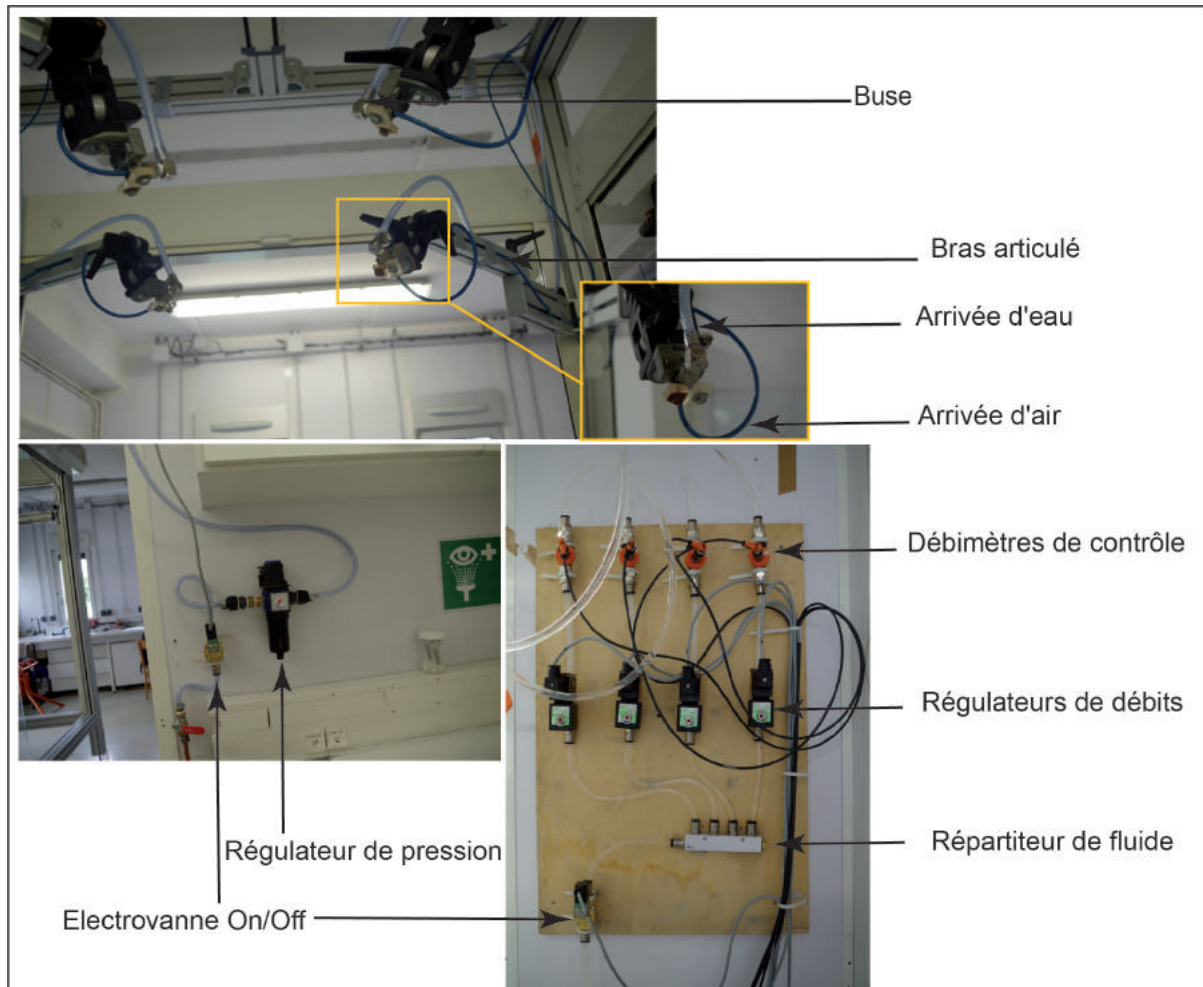


FIGURE III.3 – Montage des différents éléments qui composent le dispositif de brumisation. (En haut) Les bras articulés avec à leurs extrémités les différentes buses; (En bas) Le répartiteur de fluide et les différents régulateurs de débits et débitmètres.

identique pour toutes les buses, avec idéalement une relation linéaire par soucis de simplification. Cette calibration a consisté à régler la relation entre la tension appliquée à l'électrovanne à partir de l'automate, et son pourcentage d'ouverture. C'est une étape qui a été assez laborieuse car lors de la livraison des électrovannes, la relation entre tension appliquée et pourcentage d'ouverture était non linéaire avec un seuil de saturation (ouverture à 100 %) atteint très rapidement ; et ce avec une relation différente pour chaque buse. Cela produisait des relations entre pourcentage d'ouverture (tension appliquée par l'automate) et débit, du type de celles représentées sur la figure III.4A. A l'issue de cette étape de calibration, nous obtenons une relation pourcentage d'ouverture-débit qui est relativement linéaire et identique pour chaque buse (figure III.4B). Dans la suite de ce travail une variation de débit dans une buse sera donc générée en faisant varier son pourcentage d'ouverture, via cette relation de calibration.

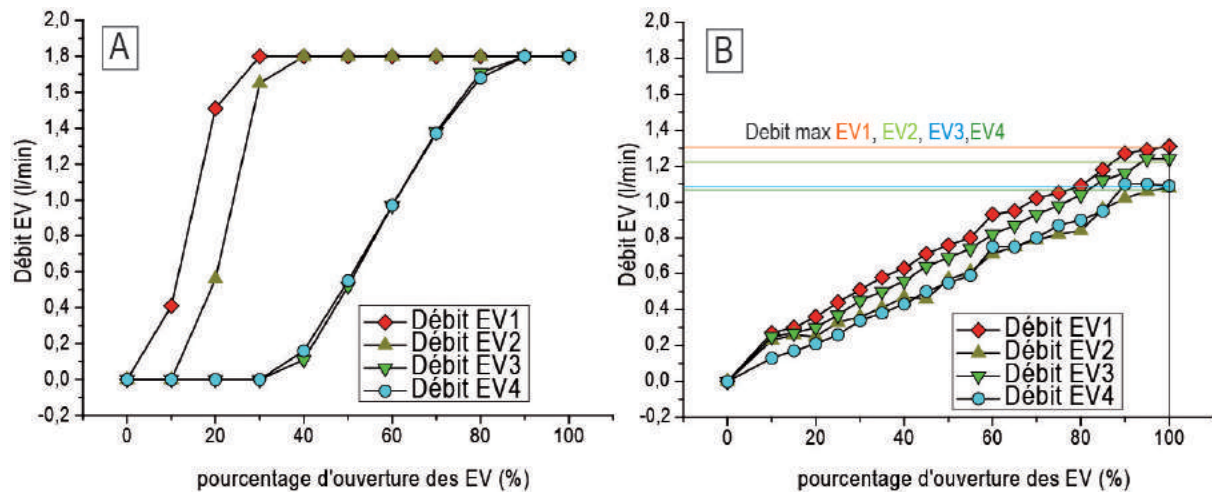


FIGURE III.4 – Courbes des débits mesurés en fonction des pourcentages d'ouverture des régulateurs de débit. (A) Relation entre débit délivré et pourcentage d'ouverture à la livraison des électrovannes ; (B) Relation après calibration.

III.3.2.2 La mesure des précipitations

En l'absence de dispositif de suivi des précipitations en temps réel, nous procédons à une mesure manuelle des champs de pluie, comme cela était déjà réalisé dans les expériences de Rennes, et comme cela est toujours réalisé dans les expériences menées au Minnesota (e.g [Singh et al., 2015](#)). La calibration des champs de pluie a été réalisée tout d'abord en positionnant les buses de façon à générer un champ de pluie relativement homogène spatialement (cf. ci-dessous), puis en faisant varier le débit des buses pour obtenir les précipitations moyennes désirées. Pour mesurer les précipitations, la surface de la boîte à érosion a été quadrillée par des béciers (voir figure III.5) : photos gobelets), 30 au total, pour couvrir une surface de 60 cm×40 cm. La hauteur d'eau dans le bécier est relevée au bout de 10 minutes. Cet exercice est réalisé jusqu'à l'obtention des valeurs de pluviométries désirées, mais également systématiquement avant et après les modélisations afin de s'assurer qu'il n'y ai pas de dérive temporelle de notre calibrage. La figure III.6 montre des exemples de cartes de précipitations utilisées par la suite.

Pour l'ensemble de cette étude, la variabilité des précipitations (écart-type/moyenne) a été déterminée (Hasbargen et Paola, 2000; Bonnet, 2009) et varie entre 10 % et 15 % (voir tableau III.1). Cette variabilité est plus importante que celle des expériences de Bonnet (2009), de l'ordre de 5 %, mais reste dans la gamme habituelle des expériences de ce type (e.g Crave *et al.*, 2000; Hasbargen et Paola, 2000; Hancock et Willgoose, 2001b; Lague *et al.*, 2003; Pelletier, 2003; Bonnet et Crave, 2003). Dans la suite de cette étude nous présentons des modélisations avec chute progressive (chapitre V) de précipitations, celles-ci étant le plus homogène possible sur l'expérience. Cependant le programme de l'automate ne permettant pas de faire varier le débit des buses en continu, nous avons opté pour une chute en escalier (décroissance en paliers successifs). Pour cela nous avons calibré toutes les précipitations intermédiaires avant le début des modélisations (voir tableau III.2). Chaque champ de précipitation est généré par des combinaisons de valeurs d'ouverture des électrovannes, c'est-à-dire de débits dans les buses. En cours d'expérience, la valeur de débit de chaque buse est affichée en temps réel sur l'écran de l'automate, ce qui permet de s'assurer qu'il n'y a pas de dérive involontaire du débit, liée par exemple à des variations de pression dans le réseau général d'alimentation en eau du laboratoire ; ce qui induirait des variations de précipitation en cours d'expérience.



FIGURE III.5 – Système permettant la mesure des précipitations appliquées sur le modèle. Après chaque session de test (10 min), la hauteur d'eau est mesurée dans chacun des béchers.

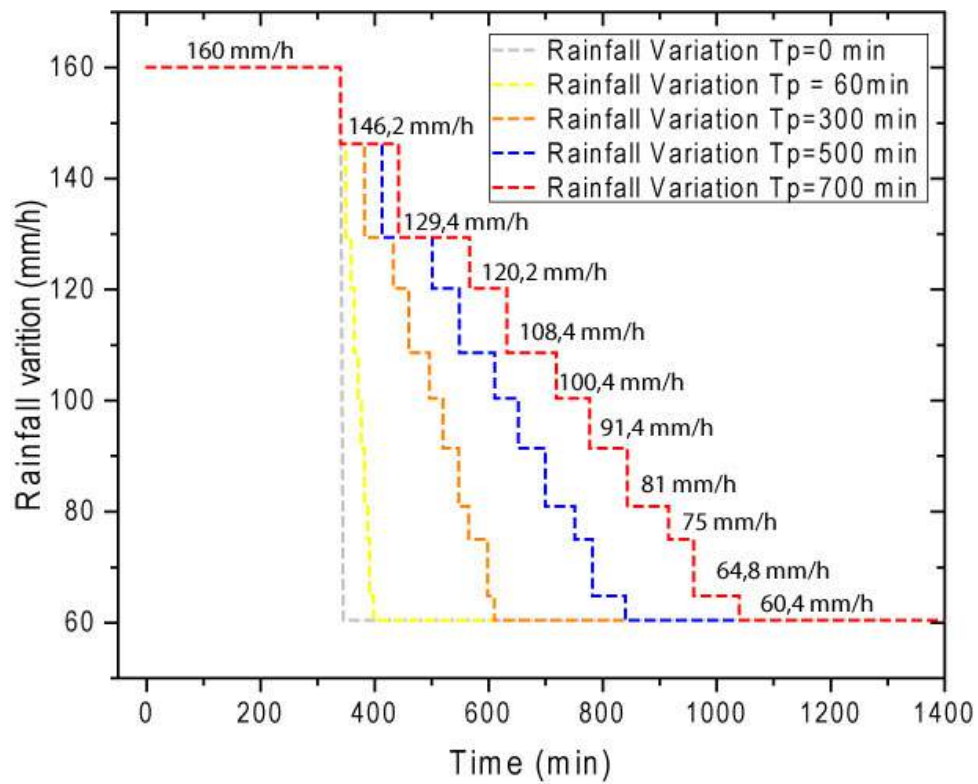


FIGURE III.6 – Variation des précipitations calibrées pour les besoins de notre étude. Notez la chute par palier des précipitations de 160 mm/h à 60 mm/h.

Tableau III.1 – Synthèse des variabilités (écart-type/moyenne) spatiales et temporelles des précipitations dans les dispositifs de type « fog box ».

Etude	variabilité spatiale	variabilité temporelle
	%	%
(Crave <i>et al.</i> , 2000; Lague <i>et al.</i> , 2003)	10	2
(Pelletier, 2003)	10	-
(Hasbargen et Paola, 2000)	12	-
(Hancock et Willgoose, 2001b)	>20	<5
(Babault <i>et al.</i> , 2005; Bonnet et Crave, 2006; Turowski <i>et al.</i> , 2006)	5	<3
(Reinhardt et Ellis, 2015)	10-20	-
(Singh <i>et al.</i> , 2015)	< 5	-
(Graveleau et Dominguez, 2008; Graveleau <i>et al.</i> , 2011; Strak <i>et al.</i> , 2011; Graveleau <i>et al.</i> , 2015)	15	-
Cette étude	10-15	10

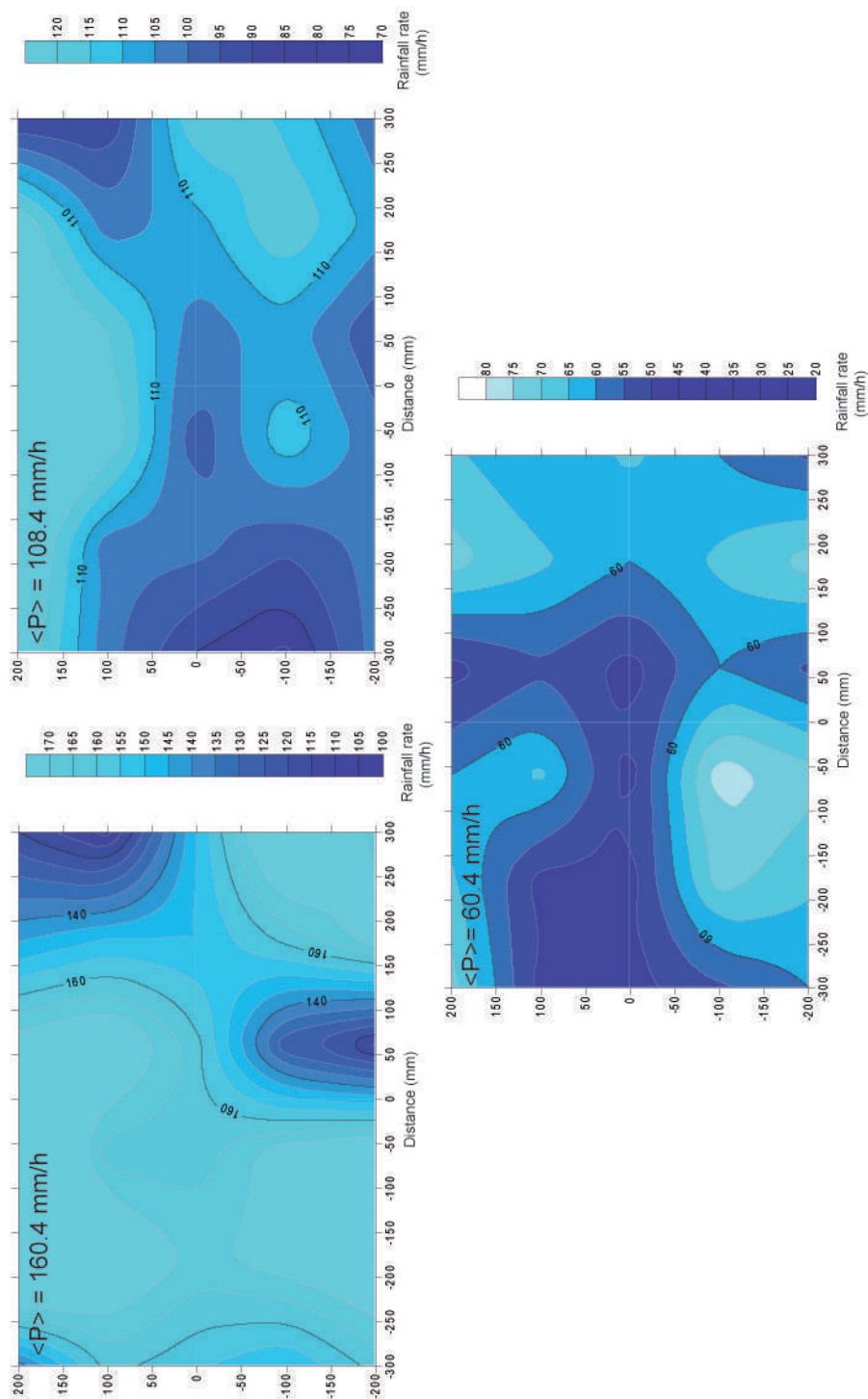


FIGURE III.7 – Cartes des précipitations utilisées dans la suite de ce travail, pour les taux moyens de 160, 110 et 60 mm/h. On peut remarquer que les taux de précipitation ne sont pas parfaitement homogènes, la variabilité spatiale étant de l'ordre de 15 %.

Tableau III.2 – Synthèse des valeurs de variations spatiales calculées pour les précipitations calibrées dans cette étude. La variation spatiale est obtenue en divisant l'écart type des valeurs mesurées en chaque point, par la moyenne des précipitations. ($V_s = E_c / \langle P \rangle$).

Précipitation moyenne $\langle P \rangle$ (mm/h)	Écart type (E_c)	Variation spatiale (V_s) %
60,4	9,17869	15,1965
64,8	10,29429	15,88
75	8,73755	11,65
81	10,42213	12,86
91,4	10,17299	11,13
100,4	13,6397	13,58
108,4	14,17526	13,076
120,2	14,22334	11,83
129,4	19,66022	15,19
146,2	19,26476	13,17
160,4	22,61156	14,096

III.4 Le système de mesure des topographies

Comme mentionné précédemment, la numérisation de la topographie est essentielle dans les études de modélisation expérimentale des reliefs, puisqu'il s'agit de la principale donnée qui est utilisée pour suivre les expériences. Celle-ci peut s'avérer très contraignante à mettre en place suivant le système de mesure utilisé. Cette difficulté explique les temps d'acquisition de topographie relativement longs, relevés dans la littérature : 10 minutes pour [Hasbargen et Paola \(2000\)](#) par exemple, et de 20 à 30 minutes pour [Babault *et al.* \(2005, 2007\)](#); [Bonnet et Crave \(2006\)](#); [Graveleau et Dominguez \(2008\)](#); [Reinhardt et Ellis \(2015\)](#). Dans toutes ces études, les étapes de numérisation nécessitent un arrêt temporaire de l'expérience (précipitation et soulèvement), les temps de numérisation très longs empêchant ainsi la numérisation à haute fréquence. Grâce au système de numérisation automatisé, développé pour cette étude, le temps de numérisation des topographies a été considérablement réduit, et la fréquence d'acquisition a été très fortement améliorée. On parvient à atteindre un temps de 5 minutes pour la création d'un MNT haute résolution, temps de pause, de numérisation et de traitement compris. Cette rapidité de numérisation des surfaces, assez similaire au temps de numérisation du nouveau dispositif de l'université du Minnesota (e.g. [Singh *et al.*, 2015](#)), et de création des modèles numériques de terrains, permet de densifier les mesures de topographie et d'augmenter la finesse et donc la justesse des différentes observations qui peuvent être faites au cours des études.

III.4.1 Principe et caractéristique du laser

Le système de mesure des topographies a été totalement repensé pour faciliter l'automatisation de la numérisation et la rapidité du traitement des données de mesure. Le choix a été porté sur une ligne laser de type GOCATOR 2370 de la marque LMI 3D (figure III.8). Ce

dispositif permet de reproduire en laboratoire le principe de la télémétrie Laser à balayage de type « LIDAR ». La ligne laser utilisée permet de mesurer l'altitude de 1280 points le long d'une ligne, qui mesure entre 308 à 687 mm de long, suivant la distance entre l'appareil de mesure et la surface à numériser. La résolution horizontale, c'est-à-dire l'espacement entre chaque point de mesure, varie ainsi entre 0,275 et 0,550 mm suivant la hauteur de l'appareil. La résolution verticale dépend également de la hauteur de l'appareil par rapport à la surface ; elle varie entre 0,055 mm et 0,200 mm. Dans le cadre de ce travail le Gocator a été disposé à 65 cm au-dessus de la surface, les résolutions horizontales et verticales de mesures sont donc de l'ordre de 0,55 et 0,20 mm. Pour la surface des modèles en 3D, nous avons mis au point un dispositif de translation du laser au-dessus de l'expérience. Plusieurs profils topographiques successifs sont ainsi mesurés pendant le déplacement du laser au-dessus de la surface (figure III.9). Le dispositif de translation est constitué d'un rail sur lequel est fixé un bras qui supporte le laser, sa hauteur par rapport à la surface de l'expérience étant réglable. La translation du laser est pilotée au niveau de l'automate, la vitesse de translation étant définie par l'utilisateur. Les tests réalisés montrent qu'au-delà d'une vitesse de translation de 10 cm/s les vibrations du laser au démarrage sont trop importantes. Ainsi, dans cette étude, toutes les numérisations ont été réalisées à une vitesse de 2 cm/s. En complément de la hauteur du laser, qui contrôle l'espacement entre chaque point de mesure le long de la ligne laser, la précision horizontale de la mesure est donc également fonction de la vitesse de déplacement du laser. Dans les expériences ici, nous avons utilisé une fréquence d'acquisition de 65 Hz. Ce qui nous a permis de déterminer un espacement de deux lignes laser qui est égale à 0,03 cm. La largeur des expériences étant de 40 cm, les temps de numérisation, proprement dits, sont donc de 20 secondes, très courts par rapport à la majorité des dispositifs utilisés jusqu'à présent. Pour une meilleure qualité de numérisation nous avons observé qu'il est préférable de laisser sécher la surface de l'expérience quelques temps avant de numériser. Dans les expériences présentées par la suite les temps de séchage ont été de l'ordre de 2 à 3 minutes. Au final les étapes de numérisation, constructions de MNT incluses, sont de l'ordre de 4 à 5 minutes. Dans notre étude, la plus haute fréquence de numérisation a été de 5 minutes (un MNT toutes les 5 minutes).

Tableau III.3 – Descriptif technique du dispositif de numérisation des surfaces.

	Nb de points	Résolution Z (mm)	Résolution X (mm)	Nb de plages
Gocator 2370	1280	0,055 à 0,200	0,275 à 0,550	500

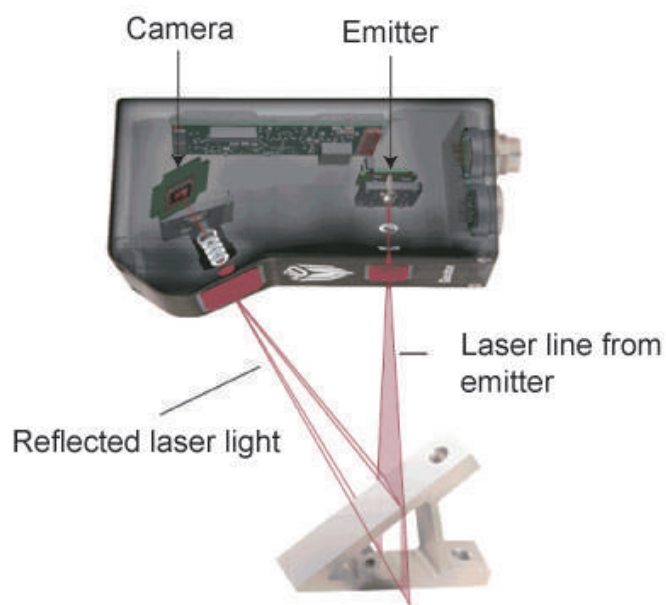


FIGURE III.8 – Représentation schématique de la numérisation avec un Gocator. On peut y voir l'émetteur qui projette la ligne laser, et la caméra (récepteur) qui reçoit la lumière réfléchie. (Modifié du document technique Gocator). Noter qu'il existe un angle entre rayon incident et réfléchi.

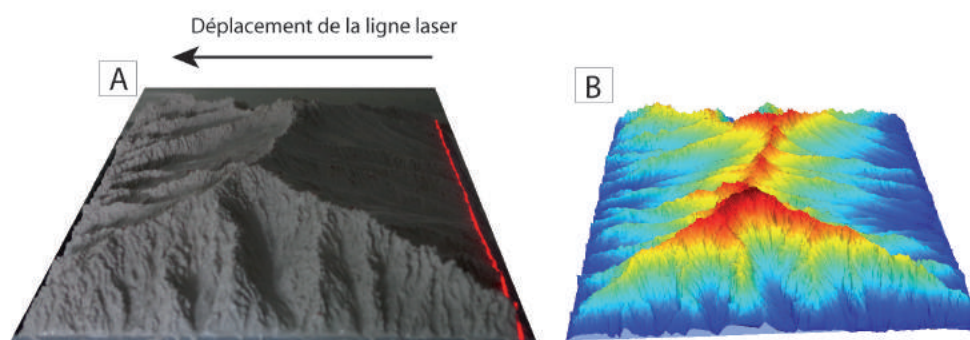


FIGURE III.9 – (A) :Image présentant le passage de la ligne laser (ligne rouge) sur la topographie
,(B) : MNT obtenu après traitement des données de mesures.

III.4.2 Les principaux problèmes rencontrés lors de la numérisation

Le nouveau dispositif de numérisation permet des mesures qui sont globalement très satisfaisantes, comme on pourra le voir dans cette étude, mais trois inconvénients mineurs ont été rencontrés et qui méritent d'être soulignés ici.

III.4.2.1 Les phénomènes d'ombrage

Des problèmes d'ombrage, c'est-à-dire de masque, sont observés dans le cas des reliefs à forte pente. Cela est dû au fait que notre ligne laser n'est pas colinéaire, ce qui signifie qu'il existe un angle entre le rayon incident et le rayon réfléchi (voir figure III.8). Nous sommes ainsi parfois confrontés à des problèmes d'ombrage lorsqu'une partie de la topographie se trouve sur le tracé du rayon réfléchi. Ce problème arrive principalement pour les lignes de crête ou fonds de vallées, parallèles à la ligne laser. Dans les expériences réalisées ici, ces problèmes ont toujours été très ponctuels sur les bordures de l'expérience, et une interpolation des données adjacentes a toujours pu être réalisée de façon très simple.

III.4.2.2 Le calage du Zéro

Dans sa disposition actuelle, l'enregistrement des mesures laser débute à partir d'un seuil de mesure d'altitude, fixé au niveau de la bordure de la boîte contenant l'expérience. Le bord de l'expérience dans le sens de déplacement du laser ($x=0$) est défini par le premier point de mesure d'altitude. Ainsi, en cours d'expérience, le dépôt de matériel érodé sur les bordures de la boîte entraîne quelquefois un démarrage trop tôt de la numérisation, ce qui a pour effet d'entraîner un léger décalage horizontal, de l'ordre du millimètre, des MNT successifs. Nous avons donc parfois été contraints de recalculer manuellement les différents MNT pour corriger cette erreur. En effet nous utilisons par exemple les MNT successifs pour calculer les vitesses d'érosion locale par soustraction de MNT, et ces problèmes de décalage peuvent avoir un effet important sur les vitesses calculées. Ainsi, pour pallier à cette contrainte, un télémètre laser, qui mesure la position horizontale du bras de translation du laser, est en cours d'installation sur le dispositif, et à l'avenir l'initiation de l'enregistrement des données laser sera contrôlée par cet équipement ce qui devrait résoudre ce problème.

III.4.2.3 Les topographies bruitées

Un problème de mesure a été constaté au cours de certaines modélisations : la présence de défauts de numérisation, sous la forme de MNT assez rugueux localement alors que la topographie « vraie » est extrêmement lisse (voir figure III.10). Ce phénomène n'est pas observé sur toute la topographie mais concerne uniquement les faces perpendiculaires au rayon réfléchi, et principalement lorsque la topographie est très lisse, sans relief important, et humide. De fait, cela ne concerne qu'une seule face de la topographie des modèles (celle perpendiculaire aux rayons réfléchis) et ne s'observe qu'en début d'expérience, lorsque l'incision n'est pas encore très développée, ou lorsque les expériences sont réalisées avec des fortes pluviométries (cf. Chapitre II). Ce problème provient probablement d'effets locaux de diffusion du laser. Des discussions sont toujours en cours avec le fournisseur pour trouver une solution à ce problème.

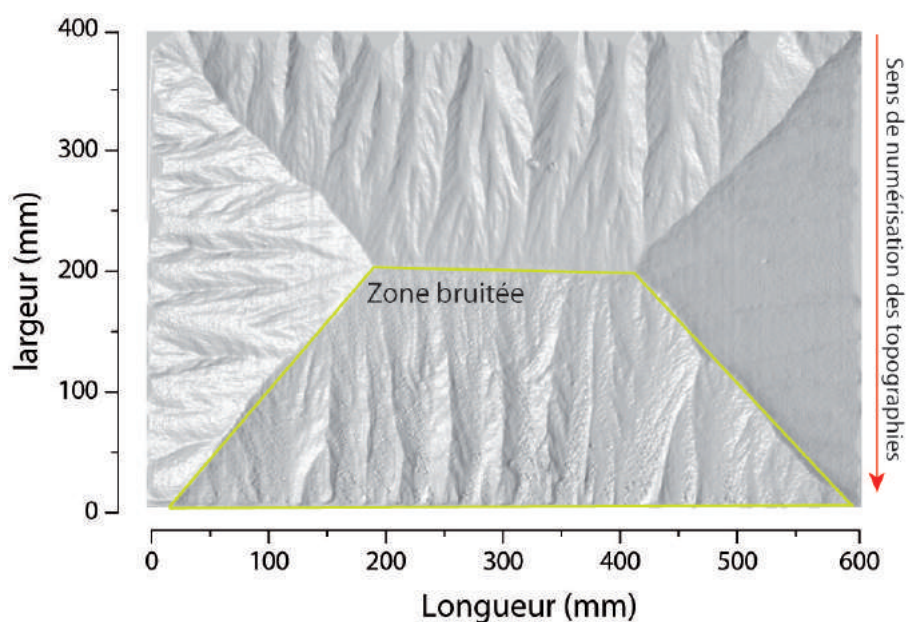


FIGURE III.10 – Image présentant une topographie expérimentale. On peut remarquer sur la partie encadrée en vert que la topographie présente une certaine rugosité alors que le reste de la surface est totalement lisse.

III.5 Présentation de l'automate

Les commandes des différents éléments du dispositif présentés ci-dessus sont centralisées au niveau d'un automate programmable. Au niveau de cet automate, les commandes (moteur de surrection, ouverture des électrovannes, translation du laser) peuvent être lancées manuellement ou automatiquement après programmation de séquences d'événements par l'utilisateur.

III.5.1 La gestion des cycles en mode manuel

Le mode de fonctionnement manuel (voir figure III.11) a été essentiellement utilisé pour les sessions de tests, et pour des parties de modélisation pour lesquelles les pas de temps entre les cycles d'érosion étaient variables. En effet le mode automatique ne permet pas d'avoir des durées de cycles d'érosion/numérisation variables au cours du temps. En mode manuel, l'opérateur définit le pourcentage d'ouverture de l'électrovanne, de chaque buse, la vitesse de surrection à appliquer, la vitesse de déplacement du laser, et il se charge du départ et de la fin de chaque cycle d'érosion et de numérisation.

III.5.2 La gestion des cycles en mode automatique

La gestion des modélisations en mode automatique a été l'un des objectifs visés par cette thèse. Dans ce mode de gestion, l'opérateur rentre, en début de modélisation, les différentes consignes, comme présenté sur la figure III.12. Les principales consignes sont :

- Le nombre de cycles d'érosion à accomplir,
- La durée des cycles d'érosion,

- Le taux de surrection,
- Les consignes de précipitation, c'est-à-dire le pourcentage d'ouverture de chaque électrovanne pour chaque cycle d'érosion. Sur chacune des buses, il est possible de définir un pourcentage d'ouverture (c'est-à-dire un débit) variable d'un cycle à l'autre. Il est ainsi possible d'appliquer automatiquement des variations de débit, et donc de pluviométrie, au cours d'une expérience. Pour cela, l'ensemble des taux d'ouverture des électrovannes est préparé au préalable sur un fichier que l'on charge sur l'automate. En cours d'expérience, celui-ci récupère alors les consignes d'ouverture pour chaque cycle. Cette automatisation des consignes de précipitation offre la possibilité de faire varier progressivement les taux de précipitation au cours du temps.
- Enfin, l'utilisateur définit les consignes pour la numérisation : intervalle de temps entre la fin du cycle d'érosion et le début de la numérisation, vitesse de numérisation.

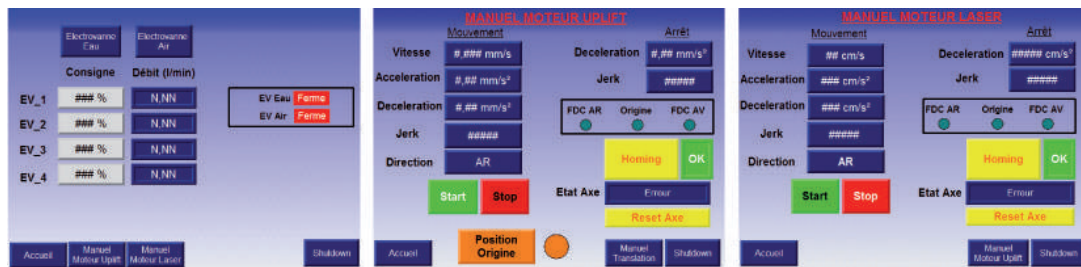


FIGURE III.11 – Ecran de navigation de l'automate pour la gestion des consignes en mode manuel. De gauche à droite : fenêtre de réglages des électrovannes, du moteur de surrection et de la translation du laser.

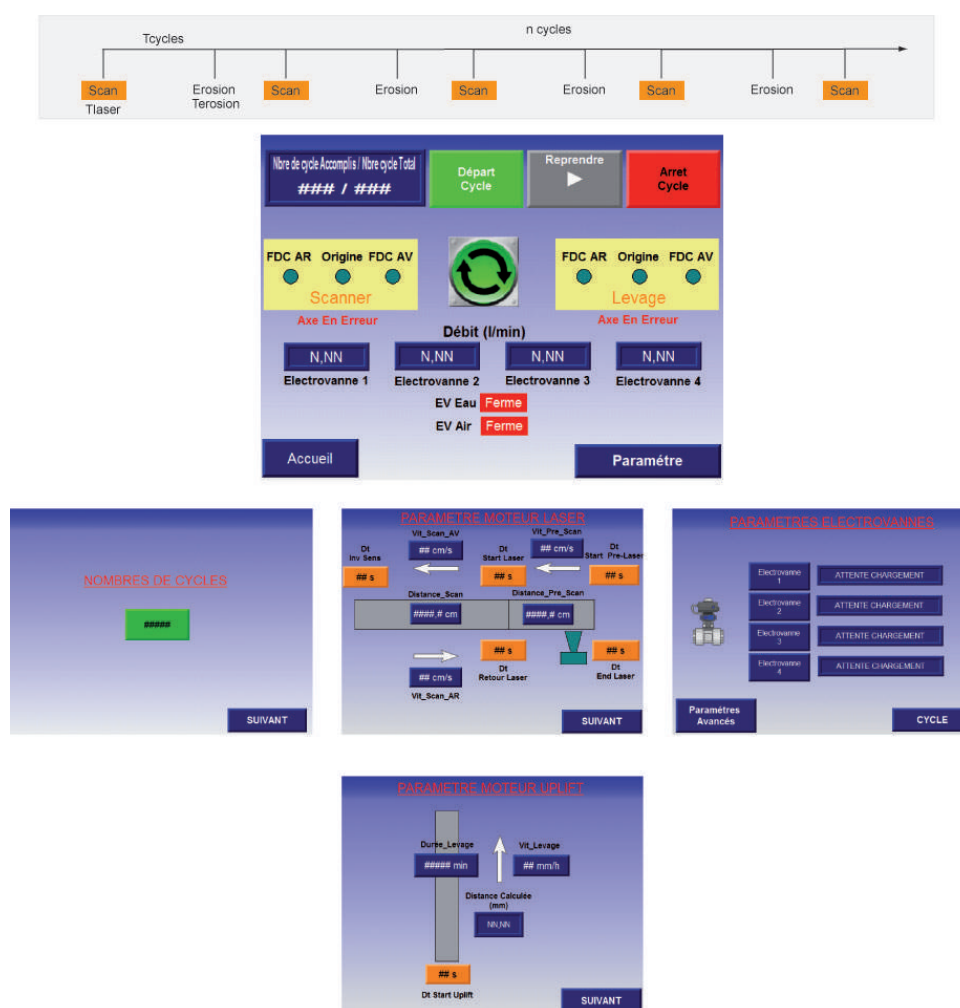


FIGURE III.12 – Schéma récapitulatif des différents écrans de contrôle permettant la gestion en mode automatique. Pour rappel, une vision schématique de la décomposition des cycles de chaque modélisation est présentée en haut de la figure. Une modélisation commence par un scan de la topographie, suivi d'une période d'érosion, et se finit par un nouveau scan de la topographie.

III.6 Le matériau à éroder

Le matériau utilisé dans cette étude est de la silice granulaire « C10 » de la société SIBELCO (anciennement SIFRACO), composée de grains de silice anguleux dont la taille moyenne varie entre 10 μm et 20 μm , telle que celle utilisée dans la plupart des expériences réalisées précédemment à Rennes (Crave *et al.*, 2000; Bonnet et Crave, 2003; Babault *et al.*, 2005, 2007; Bonnet et Crave, 2006; Turowski *et al.*, 2006; Bonnet, 2009; Rohais *et al.*, 2011). Les propriétés de cette pâte de silice sont présentées par Crave *et al.* (2000). Comme dans les expériences réalisées à Rennes, la poudre de silice est mélangée à de l'eau (20 % de la masse de silice), et est ensuite homogénéisée pour former une pâte de silice lisse (voir figure III.13). Cette homogénéisation permet d'évacuer l'air présent dans le mélange et de saturer la porosité du matériau, et ainsi de réduire les phénomènes d'infiltration, favorisant ainsi les écoulements de surfaces et l'arrachage des particules (Lague *et al.*, 2003).



FIGURE III.13 – Etapes successives de l'homogénéisation de la pâte de silice avant une modélisation. Sur la première image on peut observer le résultat obtenu après le mélange préliminaire de la poudre de silice et l'eau. Sur la seconde et la troisième image on peut voir le résultat de l'homogénéisation. On obtient une pâte totalement lisse en fin d'homogénéisation.

III.7 Test de validation du dispositif

Avant les premières modélisations réalisées pour cette étude, une modélisation test a été effectuée dans le but de comparer les résultats obtenus par le dispositif de Rennes 1 et ceux obtenus par le dispositif de Toulouse 3. Pour cela, nous avons réalisé une expérience avec les mêmes paramètres de forçage qu'une expérience préalablement réalisée à Rennes (cf. paramètres dans le tableau III.4). Il est à noter que cette première expérience a également servi de point de repère pour réajuster un certain nombre de paramètres sur les modélisations qui seront présentées dans les chapitres suivants.

III.7.1 Comparaison de l'évolution des hauteurs moyennes

Sur la figure III.14, sont représentées les hauteurs moyennes sur notre expérience test et sur celle réalisée à Rennes en 2005. Il s'agit d'une expérience « standard » avec un taux de surrection de 10 mm/h et une pluviométrie de 100 mm/h. Les courbes d'évolution au cours du temps de l'altitude moyenne du relief sont représentées sur la figure III.14. Deux points sont à

Tableau III.4 – Tableau récapitulatif des paramètres utilisés pour l'expérience de modélisation test.

	Uplift $\langle U \rangle$ (mm/h)	Précipitation $\langle P \rangle$ (mm/h)	Pression air (bar)	$\langle h \rangle$ (mm)
Exp / Toulouse 3	10	100±15	3-2	16,29
Exp / Rennes 1	10	100±5	2	16,53

noter : on remarque tout d'abord que les deux expériences convergent vers une altitude moyenne d'équilibre, très proches (16,29 et 16,53 mm), à environ 300 minutes. On note cependant un écart entre les deux courbes d'évolution en ce qui concerne les premiers stades de l'expérience. La courbe des hauteurs de Rennes 1 est légèrement plus basse, et présente une évolution plus rectiligne que celle de notre modélisation test (Exp Toulouse 3). Nous avons attribué ces différences d'évolution à la durée du temps de pause après la préparation de la pâte de silice.

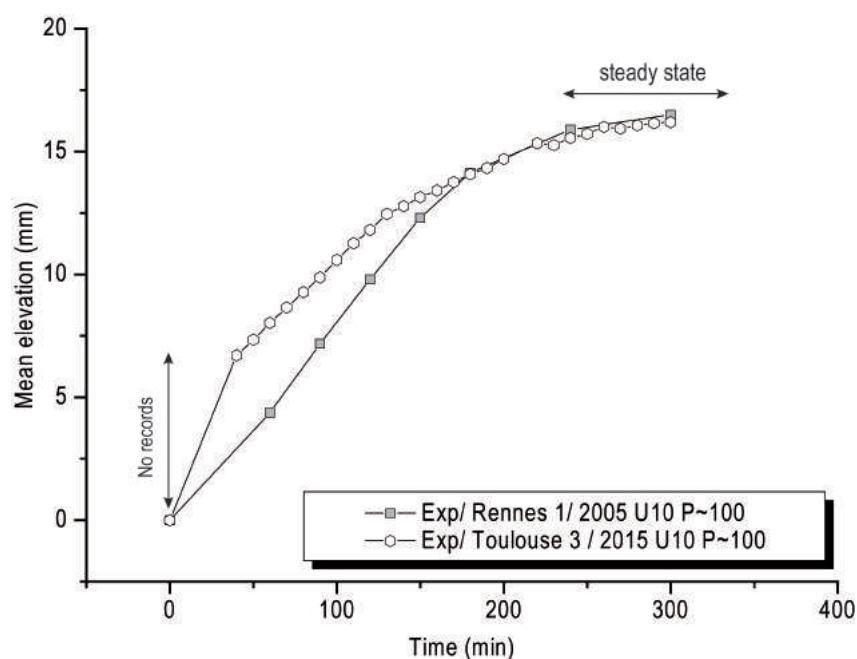


FIGURE III.14 – Evolution des hauteurs moyennes des deux modélisations comparées pour notre test de validation. Notez l'évolution différente sur la première phase de développement du relief, avant de converger et d'évoluer vers une hauteur d'équilibre identique.

III.7.2 Comparaison des morphologie des topographies

Nous avons également comparé la morphologie des topographies obtenues au moyen de trois paramètres simples qui pourraient nous renseigner sur la ressemblance ou non de celles-ci. Nous nous sommes ainsi intéressés à la rugosité des surfaces topographiques par le biais de profils topographiques simples, à l'organisation du réseau de drainage par le biais de la loi de Hack et enfin à la distribution des processus d'érosion, via les courbes pentes/aire-drainée.

III.7.2.1 Profil topographiques

Les profils topographiques des deux expériences (figure III.15) sont très similaires, la largeur moyenne des principaux bassins de ces deux topographies étant d'environ 99 mm. Globalement, le relief (différence d'altitude entre les points hauts et les points bas) est très proche. Il est en moyenne égale à 7,5 mm comme on peut le voir sur la figure III.15.

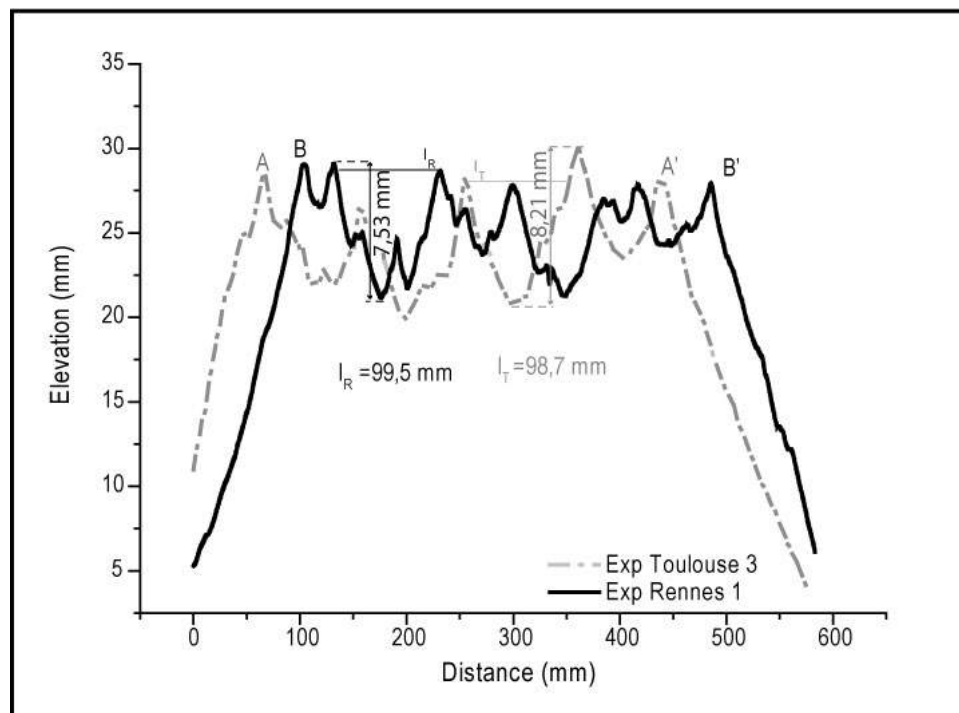


FIGURE III.15 – Comparaison de deux profils topographiques réalisés sur les MNT des expériences faites à Toulouse (gris) et à Rennes (noir), avec des paramètres de forçage identiques. On note que l'amplitude du relief local (différence d'altitude entre les crêtes et les fonds de vallée) est très proche, ainsi que la largeur des principaux bassins versants.

III.7.2.2 Loi de Hack

Nous avons ensuite caractérisé l'organisation moyenne des écoulements d'eau sur les deux topographies en utilisant la loi définie par Hack (1957). Cette loi met en relation la longueur (L) du drain le plus long, et l'aire drainée (A) du bassin versant (cf. Chapitre IV pour plus de précision). La figure III.16 présente les lois de Hack effectuées sur les deux topographies. Nous pouvons noter que les deux réseaux hydrographiques présentent des valeurs proches pour les exposants (h) (0,495 pour la modélisation de Toulouse et 0,501 pour la modélisation de Rennes), ainsi que pour l'ordonnée à l'origine (2,1 pour la modélisation de Toulouse et 2,2 pour la modélisation de Rennes). Ces deux observations illustrent une homogénéité des structures des deux réseaux hydrographiques.

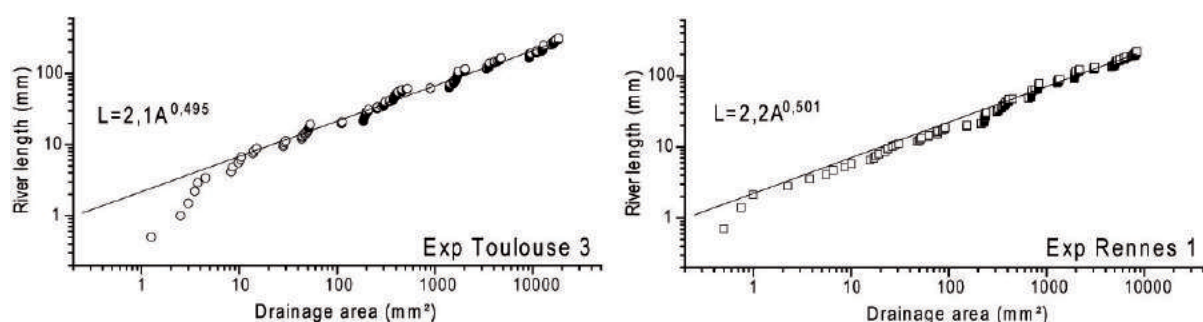


FIGURE III.16 – Lois de Hack effectuées sur les topographies expérimentales de Toulouse 3 à gauche, et de Rennes 1 à droite. Notez l'homogénéité des deux exposants de Hack et des ordonnées.

III.7.2.3 Les relations pente/aire-drainée

Pour une comparaison plus fine des deux topographies, nous avons également utilisé un descripteur qui permet une vision en trois dimensions des bassins versants. En effet, la relation pente/aire-drainée met en relation l'évolution des aires drainées d'un bassin versant en fonction de la pente locale. Elle permet également de quantifier les différents processus d'érosion et de transports mis en jeu dans un bassin versant. Ce paramètre sera présenté plus en détail dans le chapitre IV. Les courbes pente/aire-drainée (figure III.17) nous permettent de définir plusieurs domaines sur la topographie, caractérisés par des pentes différentes de la relation pente/aire-drainée (e.g. Ijjasz-Vasquez et Bras, 1995). On remarque que les deux topographies sont assez équivalentes dans les domaines I, II et IV, que ce soit en terme de pente de la relation, ou en terme d'échelle de coupure entre chaque domaine du relief. Au final, la principale différence notable entre les deux expériences correspond au domaine intermédiaire noté III, sur les courbes pente/aire-drainée de la figure III.17. Nous ne savons pas à l'heure actuelle quelle est la raison pour laquelle nous observons cette différence.

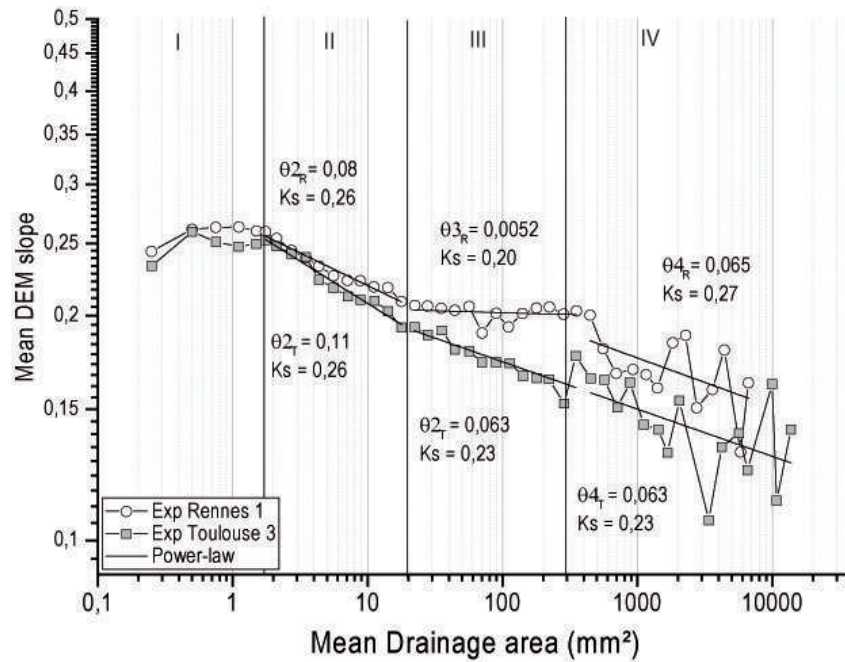


FIGURE III.17 – Diagrammes pente/aire-drainée de deux bassins versants avec, en cercles blancs la topographie de Rennes 1, et en carrés gris la topographie de Toulouse 3.

III.8 Conclusion du chapitre

Comme nous l'avons montré dans ce chapitre, le dispositif du laboratoire Géoscience Environnement Toulouse (GET) se distingue de celui de Rennes 1 du fait des modifications apportées en vue de l'automatisation du dispositif. La modification la plus importante reste en effet le développement d'un système permettant l'automatisation des cycles d'érosion et de numérisation. Sur ce dispositif, une des principales difficultés rencontrées à Rennes 1, était la durée de création des MNT comme nous l'avons mentionné dans ce chapitre : cette difficulté a été très fortement réduite. Le passage à une ligne laser haute résolution pour la numérisation des surfaces topographiques permet de générer plus rapidement les MNT. Notons que 5 minutes suffisent pour créer un MNT. Nous pouvons également souligner que les modélisations obtenues sont très similaires aux modélisations effectuées à l'Université de Rennes 1, et pourront donc être comparées entre elles comme nous l'avons montré dans ce chapitre, et comme nous le verrons dans la suite de cette étude. Dans ce nouveau dispositif, quelques améliorations sur la numérisation restent à faire. En effet, pour éviter le décalage sur le point de départ de la numérisation, l'installation d'un capteur laser a été envisagée. Celui-ci est en cours d'installation et sera opérationnel pour les prochaines modélisations. Pour résoudre le problème lié au bruit sur les données, les discussions menées avec les ingénieurs de la société LMI 3D n'ont pas encore abouti à une solution pérenne. Une des solutions à envisager serait très certainement la modification de l'angle de numérisation. Malgré ces quelques problèmes mineurs, le dispositif donne des résultats très satisfaisants.

Nous allons vous présenter, dans la suite du manuscrit, les possibilités d'investigation que nous

offre ce dispositif. Nous discuterons tour-à-tour des relations entre taux de surrection, taux de précipitation et dynamique des topographies expérimentales, des effets des variations de précipitations sur les flux érosifs, et de l'effet des gradients latéraux de précipitation sur la dynamique des topographies.

CHAPITRE IV

Influence des taux de surrection (U) et des taux de précipitations (P) sur la morphologie des reliefs expérimentaux

Sommaire

IV.1 Introduction générale	80
IV.2 Théories et outils d'analyses des reliefs utilisés dans cette étude	81
IV.2.1 Evolution des reliefs	81
IV.2.2 Eléments de morphométrie	84
IV.3 Conditions expérimentales et présentation des données utilisées dans cette étude	95
IV.3.1 Protocole expérimental	95
IV.3.2 Présentation des données	95
IV.4 Morphologie des topographies d'équilibre : l'influence de U et P	99
IV.4.1 Evolution typique d'une expérience	99
IV.4.2 Altitudes moyennes d'équilibre des expériences	102
IV.4.3 Temps de réponse ou temps caractéristique (τ)	111
IV.5 Morphologie des topographies d'équilibre : morphométrie	118
IV.5.1 Présentation des relations pente/aire-drainée caractéristiques des topographies expérimentales	118
IV.5.2 Transitions entre les domaines AS	123
IV.5.3 Concavité de la topographie	125
IV.5.4 Steepness index	134
IV.6 Conclusion du chapitre	143

IV.1 Introduction générale

Les reliefs terrestres sont modélés par une interaction très complexe entre les processus endogènes, qui entraînent des déplacements verticaux de la surface de la lithosphère par le biais, entre autres, de la tectonique des plaques, et les phénomènes exogènes qui, par le biais des processus d'érosion et de transport modèlent la topographie et redistribuent les produits d'érosion à la surface de la terre. Les reliefs naturels sont difficiles à étudier quantitativement du fait de la multitude des processus mis en jeu et de leur nature destructive pour nombre d'entre eux. Ainsi il est très difficile de déterminer quantitativement comment évoluent les reliefs sur les longues échelles de temps en réponse aux forçages internes (soulèvement tectonique) et externes (climat). Dans ce contexte, la modélisation présente un intérêt majeur car elle permet de mieux appréhender la dynamique des reliefs et ainsi de mieux comprendre l'effet de ces forçages sur la topographie.

Dans cette partie de mon étude, une attention particulière a été portée à l'évolution des reliefs au cours du temps et à la dépendance de celle-ci aux différents forçages appliqués dans les modélisations expérimentales (pluviométrie et soulèvement). L'objectif de ce chapitre est de faire une synthèse détaillée des différentes expériences réalisées jusqu'à présent, dans le cadre de travaux antérieurs et au cours de ce travail de thèse, pour comprendre l'influence des facteurs de contrôles sur la morphologie générale des reliefs expérimentaux, de l'échelle macroscopique (l'ensemble du relief) à l'échelle locale (les réseaux de versants et de crêtes). Dans une première partie je présenterai les différents outils utilisés dans ce travail pour caractériser et quantifier la dynamique et la morphologie des reliefs ; puis je présenterai les jeux de données expérimentales utilisés dans cette synthèse, et je discuterai dans une troisième partie de l'effet des différents forçages sur (1) les hauteurs moyennes, (2) sur les temps de mise à l'équilibre des reliefs, et (3) sur quelques paramètres locaux qui permettent de quantifier leurs formes.

IV.2 Théories et outils d'analyses des reliefs utilisés dans cette étude

IV.2.1 Evolution des reliefs

Historiquement plusieurs modèles conceptuels ont été proposés pour décrire la réponse des systèmes géomorphologique à la surrection tectonique (Davis, 1903; Penck, 1924; Hack, 1957). Le premier modèle, proposé par Davis (1903), considère un soulèvement quasi instantané de la surface terrestre, puis sa destruction et la décroissance de ses altitudes par érosion, sur une échelle de temps très longue comparée à celle du soulèvement (figure IV.1). Le second modèle, proposé par Penck (1924), diffère de celui de Davis du fait qu'il ne considère plus un soulèvement instantané par rapport aux processus de surface. Dans le modèle de Penck, le soulèvement est croissant puis décroissant, et la topographie évolue de façon contemporaine. Finalement, la topographie décroît comme dans le modèle de Davis lorsqu'il n'y a plus de soulèvement tectonique. Enfin, le modèle de Hack (1957) considère un soulèvement tectonique très long et la mise en place progressive d'un équilibre entre érosion et surrection. Dans la phase d'équilibre, les taux d'érosion sont en moyenne équivalents au taux de surrection sur une très grande échelle de temps, permettant à terme, un état stationnaire des reliefs et des paramètres macroscopiques qui les décrivent (e.g Ellis et Anderson, 1999). Le modèle de Hack (1957) a énormément influencé les études en géomorphologie depuis les années 60 et jusqu'à présent (voir par exemple Bishop (2007) pour une discussion à ce sujet).

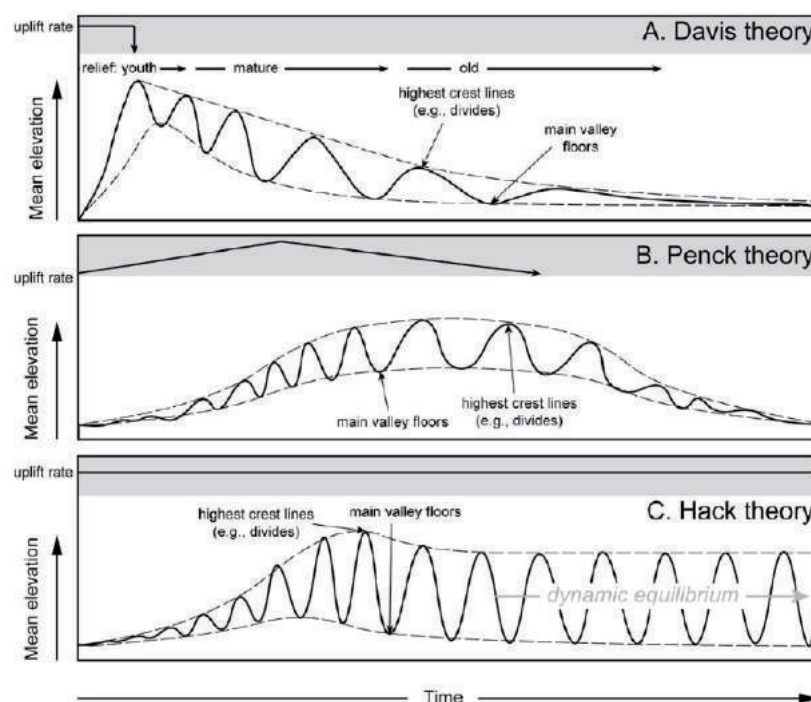


FIGURE IV.1 – Modèles théoriques classiques des réponses des paysages à la surrection tectonique (d'après Burbank et Anderson in Strak (2012)).

Dans le cas d'une chaîne de montagne qui se développe sous des conditions tectoniques et

climatiques stables, il est proposé par Hack (1957) que le relief évolue plus ou moins rapidement vers un état d'équilibre. L'évolution vers cet état d'équilibre est caractérisée par une augmentation des pentes locales du relief, et donc une augmentation des vitesses d'érosion, qui permet progressivement d'éroder la matière déplacée verticalement en réponse au soulèvement tectonique, à un même taux que celui du soulèvement. Cet état d'équilibre a largement été observé en modélisation numérique à partir de leur développement dans les années 90 (e.g Howard *et al.*, 1994; Kooi et Beaumont, 1996; Ellis et Anderson, 1999), ainsi qu'en modélisation expérimentale (e.g Lague *et al.*, 2003; Bonnet et Crave, 2003, 2006; Reinhardt et Ellis, 2015). Dans ces modélisations les auteurs observent que sous l'effet de conditions limites stables, des paramètres, tels l'altitude moyenne et les taux d'érosions, évoluent de façon exponentielle vers des valeurs moyennes d'équilibre. Pour ce qui est de la modélisation numérique, des états d'équilibre parfaits ont été observé (l'altitude de chaque point de la topographie est stable au cours du temps), ce qui n'est pas le cas en modélisations expérimentales. Hasbargen et Paola (2000) sont les premiers à discuter ce point à partir de modélisations en laboratoire. Ils observent que malgré un état d'équilibre moyen (flux sédimentaire sortant égal au flux tectonique) la topographie évolue dans le détail, avec en particulier une mobilité locale des lignes de crête et de rivière. Cela est également observé dans d'autres expériences du même type (Lague *et al.*, 2003; Bonnet et Crave, 2003, 2006), cette mobilité pouvant être propre à la dynamique interne des systèmes géomorphologiques (Hasbargen et Paola, 2000). Sur cette base, Lague (2001) a défini trois types d'équilibre :

1. **Un équilibre dynamique parfait (état d'équilibre idéal)** ; il se caractérise par une topographie sur laquelle l'érosion compense le soulèvement en tout point et pour laquelle toutes les variables locales sont donc stationnaires.
2. **Un équilibre dynamique macroscopique** ; il se caractérise par une topographie sur laquelle les variables macroscopiques tels que les hauteurs moyennes et les flux sédimentaire sont à l'équilibre.
3. **Un équilibre dynamique statistique** ; il est caractérisé par une topographie sur laquelle l'ensemble des paramètres statistiques sont en équilibre.

Pour ce qui est des reliefs naturels, l'équilibre entre érosion et soulèvement a été proposé pour la première fois pour les Alpes du Sud de Nouvelle Zélande par Adams (1980), mais l'équilibre est globalement très difficile à démontrer. Parmi les exemples d'équilibre, on peut citer l'étude de Snyder *et al.* (2003) qui montre que la forme des profils de rivières en Californie (décrite par le steepness index, cf description dans la suite du chapitre) évoluent directement en fonction du taux de surrection, mesuré indépendamment à partir de terrasses marines d'âge connu. L'équilibre long terme d'un relief peut également être déduit indirectement d'études thermochronologiques. C'est par exemple le cas des travaux de Batt (2001) en Nouvelle Zélande, qui montrent des taux constants d'exhumation des roches, quel que soit le thermochronomètre considéré. Mais, il est globalement très difficile de démontrer un équilibre à partir de la seule étude de la topographie. L'évolution des reliefs étant étroitement liée à l'évolution des réseaux de drainage, il est plus facile de mettre en évidence des situations de déséquilibre, via par exemple la présence de ruptures de pente (Knickpoint) dans les réseaux hydrographiques (e.g

Chapitre IV. Influence des taux de surrection (U) et des taux de précipitations (P) sur la morphologie des reliefs expérimentaux

Crosby et Whipple, 2006). Récemment, des méthodes qui permettent de mettre en évidence des déséquilibres géomorphologiques à partir de l'étude du relief, liées par exemple à des migrations des lignes de crêtes ou à des captures, ont été proposées (e.g Willett *et al.*, 2014).

Comme nous l'avons noté, l'évolution des reliefs vers un état stationnaire met en jeu plusieurs processus d'érosion et de transport, qui répondent différemment aux sollicitations externes (e.g Allen, 2006). Dans le cas de surrection et précipitation stables, l'évolution de hauteurs moyennes vers un état stationnaire, se fait suivant un temps caractéristique du système qui est lié en majeure partie au temps de réponse du réseau de drainage (Ellis et Anderson, 1999; Whipple, 2001). Cette évolution suit une loi exponentielle (Kooi et Beaumont, 1996) telle que :

$$\chi(t) = \chi_{eq}(1 - e^{(-t/\tau)}) \quad (IV.1)$$

Avec χ le paramètre du système (hauteur moyenne ou flux érosif), χ_{eq} la valeur de ce paramètre à l'équilibre. De cette loi il est possible d'extraire un temps caractéristique, ou temps de réponse (τ), qui permet de quantifier le temps mis par le système pour atteindre l'équilibre. Des études ont tenté de définir la dépendance de ces temps caractéristiques et des hauteurs moyennes d'équilibre aux différents forçages appliqués. Pour ce qui est des temps de réponse, Lague *et al.* (2003) observent dans leurs expériences que le temps de mise à l'équilibre des reliefs est indépendant du taux de surrection. Suivant les développements théoriques de Whipple *et al.* (1999), ils proposent que le temps de mise à l'équilibre d'un relief soit de la forme :

$$\tau = U^{(1/n)-1} \quad (IV.2)$$

Le paramètre n étant l'exposant qui relie la vitesse d'érosion à la pente locale de la topographie dans les lois d'érosion. L'indépendance du temps de mise à l'équilibre avec le taux de surrection, qui est observé dans les expériences de Lague *et al.* (2003), implique que $n = 1$ c'est-à-dire que la vitesse d'érosion évolue linéairement avec la pente locale. Actuellement nous ne connaissons pratiquement rien des temps caractéristiques de mise à l'équilibre des reliefs naturels, et de ce fait nous ne connaissons pas leurs dépendances aux forçages tectoniques et climatiques. La majeure partie des analyses géomorphologiques réalisées jusqu'à présent supposent, par soucis de simplicité, un exposant $n = 1$ dans les lois d'érosion (voir par exemple D'Arcy et Whittaker, 2014), ce qui implique donc une indépendance entre le temps de mise à l'équilibre et la surrection. Cette observation n'est pas valide pour un indice $n > 1$. Dans ce cas de figure, les temps de mise à l'équilibre sont inversement proportionnels au taux de surrection. Comme nous le verrons par la suite, le jeu de données expérimentales que nous avons acquis montrent aujourd'hui que le temps de mise à l'équilibre dépend de la surrection, et il existe de plus en plus d'évidences pour affirmer effectivement que l'indice n est probablement supérieur à 1 dans la nature (voir la synthèse de Lague, 2014). En ce qui concerne les altitudes moyennes d'équilibre des reliefs, Lague *et al.* (2003) ont observé à partir de modélisations expérimentales, qu'il existe une relation linéaire entre les hauteurs moyennes d'équilibre et le taux de surrection appliqués. Pour des taux de surrection allant de 0,5 mm/h à 5 mm/h, ils définissent une relation entre $\langle h \rangle$ et U de la forme $\langle h \rangle = 1.18 + 0,396.U$. Une telle relation linéaire est également observée expérimentalement par Bonnet et Crave (2006). Avec un jeu de données

certaines limites, ils parviennent à montrer également que les taux de précipitations influencent les hauteurs moyennes des topographies d'équilibre (cf. Chapitre II).

IV.2.2 Éléments de morphométrie

L'objectif de cette partie est de présenter succinctement les principaux paramètres morphométriques utilisés dans cette étude. Dans la plupart des études, ces paramètres sont mesurés en considérant les bassins versants (bassin hydrographique). Il s'agit d'une surface délimitée par une ligne de crête, qui collecte toutes les eaux issues des précipitations et les transferts vers l'exutoire via le réseau de drainage, qui représente quant à lui, l'ossature du bassin versant. La mise en place des MNT (Modèles Numériques de Terrain), de plus en plus précis et faciles d'accès, contribue fortement au développement de ces outils d'analyses morphométriques. Ils ont permis de faire une analyse quantitative détaillée d'un grand nombre de topographies (e.g. [Band, 1986](#); [Rodriguez-Iturbe et Rinaldo, 1997](#); [Hurtrez, 1998](#); [Hurtrez et al., 1999](#)). Dans cette présentation, nous nous focaliserons sur les paramètres les plus usuels.

IV.2.2.1 Loi de Hovius (loi d'espacement des bassins versants)

Pendant sa croissance, le réseau de drainage connaît plusieurs phases de réorganisation. [Hovius \(1996\)](#) observe à cet effet que dans un orogène, la disposition des différents exutoires des bassins versants se fait de manière régulière le long du relief. Il montre que l'espacement entre les bassins est en moyenne égal à la moitié de la longueur des bassins (figure IV.2). Il définit une loi du type :

$$Sp = 0,460W + 0,798 \quad (IV.3)$$

Avec Sp l'espacement entre les exutoires, et W la longueur des bassins hydrographiques. Il définit également le « spacing ratio » noté r ($r = W/Sp$), qui varie de 1 à 5 quand on considère les principaux reliefs du globe (avec une moyenne égale 2,07). Une relation identique, avec r en moyenne égal à 2,2 (cf. figure IV.2), a également été observée sur les modélisations du même type que celles utilisées dans ce travail ([Bonnet, 2009](#)). Sur la base de ces travaux, [Bonnet \(2009\)](#) a proposé un mécanisme original d'évolution des réseaux hydrographiques (appelé « splitting ») qui permet d'expliquer comment ce ratio est conservé quand la longueur des bassins versants diminue progressivement au cours du temps, en réponse aux migrations des lignes de crête.

IV.2.2.2 La loi de Hack

Les travaux de [Hack \(1957, 1960\)](#), ont mis en évidence une relation en loi de puissance qui lie la longueur L du drain de rivière, et l'aire drainée A de son bassin versant figure IV.3. Cette loi est du type :

$$L \sim A^h \quad (IV.4)$$

Avec h l'exposant de Hack dont la valeur varie entre 0,5 et 0,7 (e.g. [Hack, 1957](#); [Montgomery et Dietrich, 1992](#); [Rigon et al., 1996](#)). Cette relation met en évidence l'anisotropie des bassins

Chapitre IV. Influence des taux de surrection (U) et des taux de précipitations (P) sur la morphologie des reliefs expérimentaux

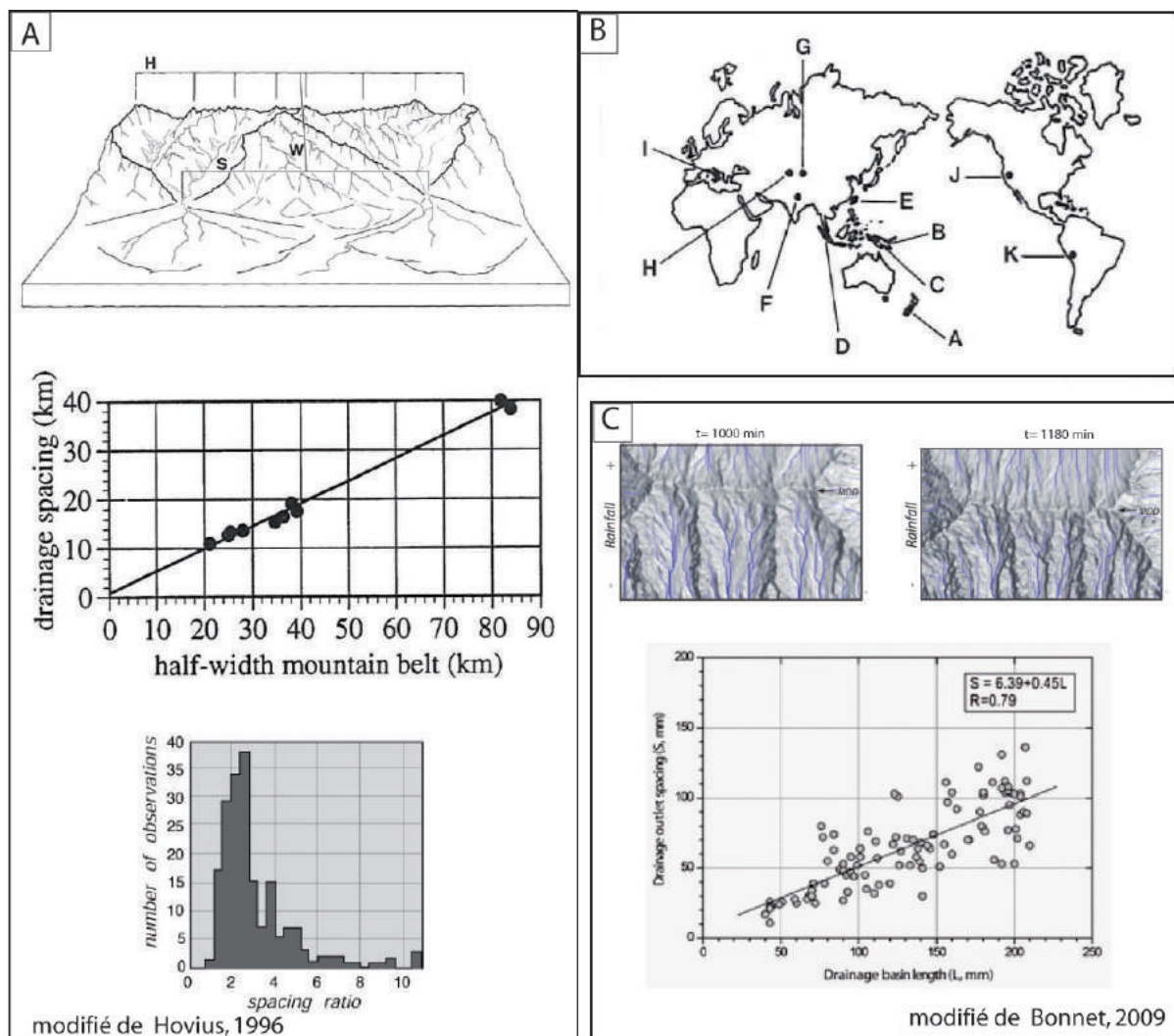


FIGURE IV.2 – (A) Illustrations de la loi de Hovius; (B) Principaux reliefs étudiés pour déterminer le spacing ratio (Hovius, 1996); (C) Loi de Hovius appliquée aux modèles expérimentaux, tirée du supplément de Bonnet (2009).

versants (Ijjasz-Vasquez *et al.*, 1993) et permet de définir les propriétés fractales de ceux-ci (Rigon *et al.*, 1996).

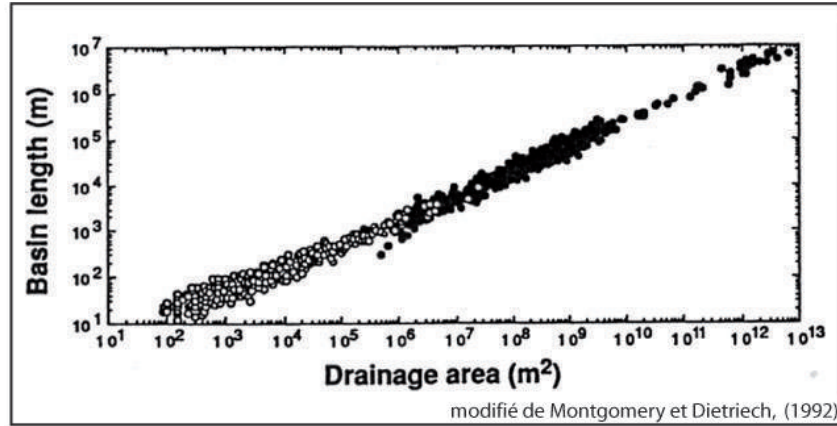


FIGURE IV.3 – Loi de Hack (longueurs de bassins versants en fonction des aires drainées) établie pour des superficies de bassins versants couvrant plus de dix ordres de grandeur (modifié de)Montgomery et Dietrich (1992)).

IV.2.2.3 Lois de hiérarchisation des réseaux hydrographiques

Ces lois (Horton, 1945; Strahler, 1952; Kirchner, 1993; Reis, 2006) permettent de définir le degré de ramification d'un réseau de drainage et la progression des propriétés géométriques des cours d'eau. Elles sont basées sur une hiérarchisation des cours d'eau d'un réseau hydrographique suivant les règles suivantes (Strahler, 1957; figure IV.4) :

- Les drains sans affluent en amont (qui sont donc issus de sources) sont dits d'ordre 1
- Les drains issus de la confluence de deux rivières d'ordre u , sont d'ordre $u + 1$
- Les drains issus de la confluence de deux drains u et v avec u plus grand que v sont d'ordre v .

A partir de cette hiérarchisation, trois principales lois de progression géométrique des cours d'eau sont définies (figure IV.4) (Kirchner, 1993; Chorley *et al.*, 1984; Horton, 1945) :

- **La loi de Horton pour la longueur (Horton law for stream lengths)** : cette loi illustre le fait que plus les rivières sont d'ordres élevées, plus leurs longueurs sont importantes. On définit pour cela le rapport de longueur R_L d'un réseau hydrographique défini comme $R_L = L_w / L_{w-1}$. Avec L_w la longueur moyenne des rivières d'ordre w . Pour les réseaux hydrographiques le rapport R_L varie entre 1,5 et 3.
- **La loi de Horton pour le nombre de drains (Horton law for stream number)** : cette loi illustre le fait que le nombre de rivières d'un réseau hydrographique décroît avec leur ordre, suivant une progression géométrique. Dans cette loi, l'évolution du nombre de drains N est mise en relation avec l'ordre w de la rivière. On calcule ainsi un rapport dit de « bifurcation » R_b de sorte que : $R_b = N_w / N_{w+1}$. On peut noter ici que le nombre de drains décroît avec l'ordre w , le rapport R_b variant entre 3 et 5 pour les réseaux hydrographiques.

Chapitre IV. Influence des taux de surrection (U) et des taux de précipitations (P) sur la morphologie des reliefs expérimentaux

- **La loi de Horton pour l'aire drainée amont des drains (Horton law for basin area) :** cette loi illustre le fait que la superficie drainée par les rivières augmente avec l'ordre de drainage. Dans cette loi, on définit un rapport d'aire drainée R_A défini comme $R_A = A_w/A_{w-1}$, avec A_w la superficie moyenne des bassins versants d'ordre w . Pour les réseaux hydrographiques R_A qui varie entre 3 et 6.

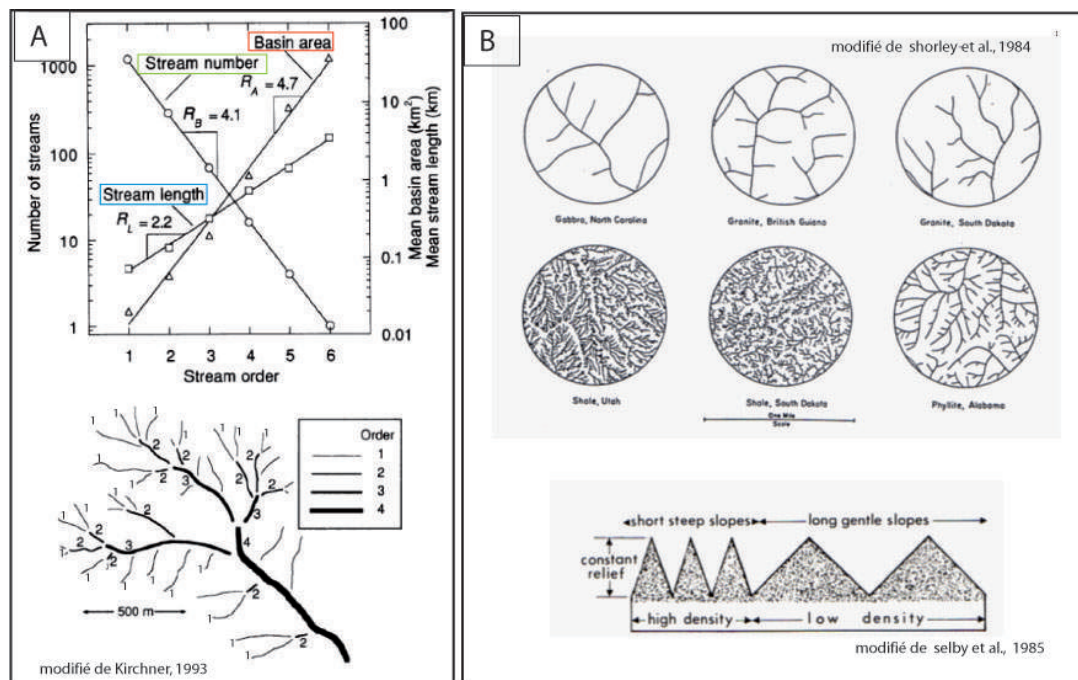


FIGURE IV.4 – Exemple de progressions géométriques auxquelles obéissent les cours d'eau d'un réseau hydrographique, et principe de hiérarchisation des cours d'eau (gauche), d'après [Kirchner \(1993\)](#). Représentation de la densité de drainage des cours d'eau (droite) d'après [Chorley et al. \(1984\)](#). Notez la relation entre la densité de drainage et la pente des versants (in Selby et al 1985).

Ces lois ont été utilisées pour valider les reliefs produits lors de modélisations numériques et expérimentales. Cependant [Kirchner \(1993\)](#) a montré que ces progressions géométriques sont valides pour n'importe quelle structure arborescente, tel qu'un réseau hydrographique, et de ce fait qu'elles ne pouvaient pas servir à la caractérisation des processus d'érosion responsables de leur formation. Enfin, pour quantifier l'organisation des réseaux de rivière, [Horton \(1945\)](#) utilise le paramètre de densité de drainage (Dd) (figure IV.4) qu'il définit comme la mesure du taux d'occupation de la surface d'une topographie par le réseau de drainage. Cette densité de drainage est définie par la relation ([Horton, 1945](#)) : $Dd(km^{-1}) = Lt/A$, avec Lt la longueur totale de la rivière, et A l'aire drainée du bassin versant. Il note que la densité de drainage est contrôlée par la résistance du substratum (sa composition lithologique et la végétation) et par le climat, mais qu'elle joue un rôle primordial sur la forme des reliefs.

IV.2.2.4 La relation Pente/aire-drainée

Au cours de ces dernières décennies, la majeure partie des analyses morphométriques effectuées sur les profils de rivières se font en considérant la loi de puissance observée entre la pente locale de la rivière et l'aire drainée IV.5, telle que définie par [Hack \(1957\)](#). En effet, [Hack \(1957\)](#) met en évidence une relation en loi de puissance entre la pente locale S , le long d'une rivière et l'aire drainée en amont A , de la forme :

$$S = kA^{-\theta} \quad (\text{IV.5})$$

Avec θ (nombre sans unité) l'indice de concavité « concavity index » ([Flint, 1974](#)) qui est fonction des processus d'érosion et de transport, et $k(m^{2\theta})$ l'indice de pente « steepness index » ([Snyder et al., 2000](#)) qui est fonction de la tectonique et de la résistance du substratum à l'érosion. Pour les systèmes fluviaux, il a été observé que θ varie généralement entre 0,4 et 0,6 (e.g [Kirby et Whipple, 2012](#); [Lague, 2014](#); [Whipple, 2004](#)) bien qu'il ait déjà été fait état de valeurs de θ pouvant aller jusqu'à 1,1 (voir la synthèse de [Tucker et Whipple \(2002\)](#)).

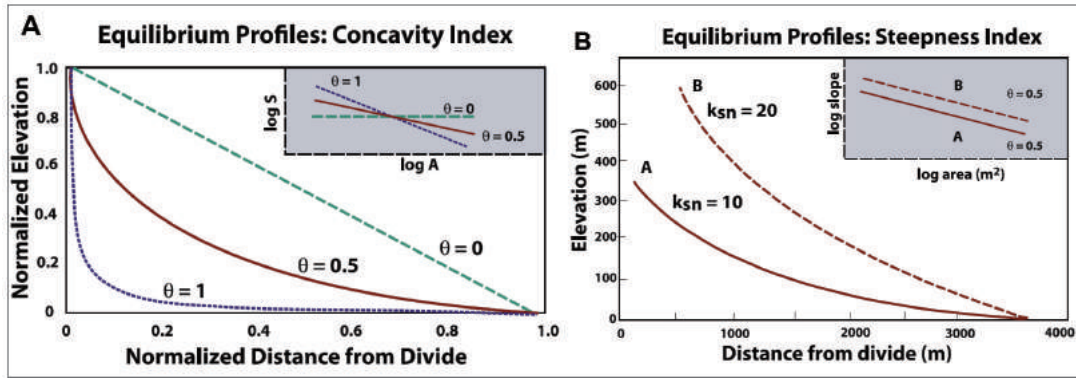


FIGURE IV.5 – Représentation schématique de profils de rivières montrant l'influence des paramètres θ et k_s sur leurs formes. A gauche : influence de θ , paramètre qui contrôle la concavité du profil. Plus la valeur de θ est élevée et plus le profil est concave. Ce paramètre est estimé à partir de la pente de la loi pente/aire-drainée (encart). A droite : influence de k_s , paramètre qui contrôle l'inclinaison du profil (à concavité constante). k_s est déterminé à partir de l'ordonnée à l'origine de la relation pente/aire-drainée (encart) ([Kirby et Whipple, 2012](#)).

La sensibilité des pentes aux variations des taux de surrection tectonique est généralement évaluée en utilisant les indices d'inclinaison ou steepness index (k_s). Pour se faire, on extrait la valeur de k_s en effectuant une loi de puissance sur les différentes courbes pentes/aire drainée. Cependant, la comparaison des données de k_s est conditionnée par les valeurs de θ , qui doivent être identiques pour toutes les courbes, puisque l'unité de k_s dépend de θ . En pratique, les auteurs utilisent une valeur moyenne de θ ($\theta_{ref} = 0,45$) (e.g [Kirby et Whipple, 2012](#)), permettant ainsi de définir des valeurs normalisées de k_s , notées k_{sn} , qui sont comparables entre elles. La loi pente/aire-drainée a été très largement utilisée en géomorphologie car la dépendance de θ et k_s au taux de surrection et aux taux de précipitations permet d'obtenir des informations sur les taux de surrection et sur les processus d'érosion mis en jeu. Cette capacité des cours d'eau à

Chapitre IV. Influence des taux de surrection (U) et des taux de précipitations (P) sur la morphologie des reliefs expérimentaux

enregistrer les différentes variations des conditions limites en font donc un objet d'investigation de premier ordre pour étudier les relations entre les processus de surfaces et les variations climatiques et/ou tectoniques. Dans le cas des systèmes fluviaux, l'érosion est souvent modélisée grâce une loi empirique qui relie le flux de matière E (ou l'incision I), à l'aire drainée A et à la pente locale S . Cette loi est du type :

$$E = KA^m S^n \quad (\text{IV.6})$$

Dans cette relation, les exposants m et n sont des constantes empiriques. Et K (nombre adimensionnel) est le coefficient d'érodabilité qui est une mesure de l'efficacité de l'incision. Il est fonction de la lithologie, du climat et des processus de transport. Si on considère l'évolution des hauteurs moyennes d'une topographie au cours du temps, dans le cas d'un système en détachement limité, on peut définir une équation d'équilibre telle que :

$$\frac{dz}{dt} = U - E \quad (\text{IV.7})$$

Avec U , la vitesse de soulèvement. Dans le cas d'une topographie à l'équilibre, la variation des hauteurs moyennes au cours du temps est quasiment nulle ($dz/dt = 0$). En effet comme nous l'avons souligné dans la première partie de ce chapitre, à l'équilibre les flux d'érosion accommodent la surrection tectonique, on peut ainsi poser :

$$\frac{dz}{dt} = U - E = 0 \quad (\text{IV.8})$$

Si on remplace E dans l'équation IV.7 par son expression définie dans l'équation IV.6, on obtient la relation suivante :

$$U - KA^m S^n = 0 \quad (\text{IV.9})$$

La résolution de l'équation IV.9 , permet de définir une expression de la pente locale :

$$S = \left(\frac{U}{K}\right)^{1/n} \cdot A^{-\frac{m}{n}} \quad (\text{IV.10})$$

Dans cette expression l'exposant m/n représente l'indice de concavité (θ). La constante de proportionnalité entre la pente locale et l'aire drainée noté k_s (steepness index) peut être formulée comme suit :

$$k_s = \left(\frac{U}{K}\right)^{1/n} \quad (\text{IV.11})$$

En théorie, θ est donc indépendant du taux de surrection (U), tandis que k_s dépend de (U).

Cette dépendance aux taux de surrection a été observée dans la nature (e.g [Snyder et al., 2000](#); [Lague et Davy, 2003b](#)) et a été testée en modélisation expérimentale ([Lague et al., 2003](#)). La figure IV.6 montre l'évolution de θ et de k_s dans les deux cas de figures, et on peut noter que les valeurs de θ calculées restent autour d'une valeur moyenne (0,24 pour les Siwaliks et 0,12 pour les modélisations). Les valeurs de k_s quant à elles, croissent linéairement avec les taux de surrections. Toutes ces observations sont en accord avec les relations théoriques déduites de

IV.2. Théories et outils d'analyses des reliefs utilisés dans cette étude

la loi de puissance de flux (équation IV.10 et IV.11). Dans le cas où k_s est fonction de U , la valeur de n est donc en théorie égale à 1, il est alors possible grâce à l'étude des k_s normalisé de mesurer les taux de surrections dans le cas d'un système en équilibre (e.g Kirby et Whipple, 2012, voir figure IV.7).

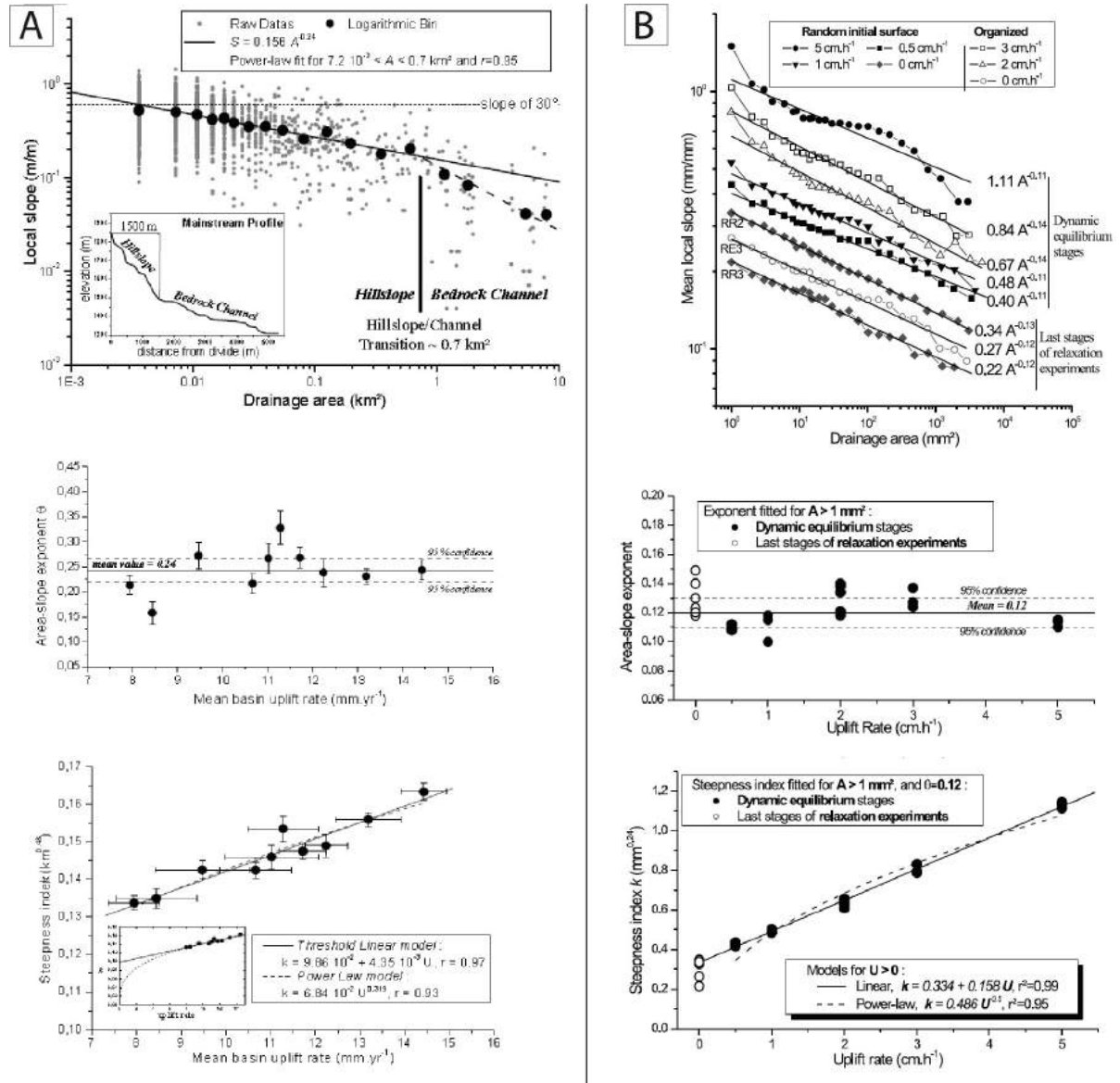


FIGURE IV.6 – Relation entre indice de concavité, indice de pente (steepness index) et taux de surrection : (A) Dans un système naturel (Lague et Davy, 2003a); (B) En modélisation expérimentale. On voit très nettement la dépendance de k_{sn} avec les taux de surrection alors que θ (area-slope exponent) ne varie pas avec les taux de surrection (Lague et al., 2003).

Plusieurs études ont porté sur la variation des indices de pentes en fonction de U , en considérant que l'effet des précipitations était négligeable (e.g Kirby et al., 2003; Bookhagen et Strecker, 2012). Ces différentes études montrent une évolution linéaire de k_{sn} avec U , mais elles montrent également une évolution différente suivant les contextes d'études. Très peu d'études ont été

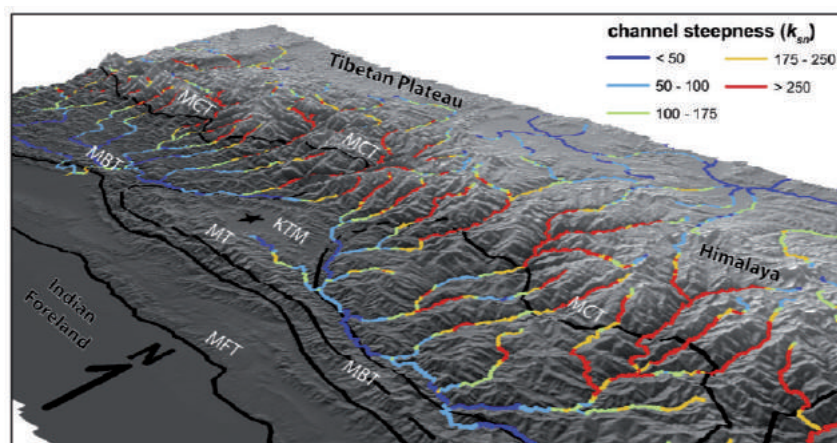


FIGURE IV.7 – Exemple de carte de steepness index susceptibles de refléter les taux de surrection (Kirby *et al.*, 2003).

menées pour contraindre la sensibilité des k_s aux variables climatiques, bien que l'influence des taux de précipitation sur la géomorphologie ait déjà été démontrée (e.g. Champagnac *et al.*, 2012; Wobus *et al.*, 2006; DiBiase et Whipple, 2011). En intégrant le fait que l'aire drainée est fonction de la décharge (Wobus *et al.*, 2006), D'Arcy et Whittaker (2014) montrent que la relation décrite dans l'équation IV.9, peut-être de la forme :

$$\frac{dz}{dt} = U - K(PA)^m s^n \quad (\text{IV.12})$$

Où P est une valeur moyenne de précipitation. Cette relation permet de définir une nouvelle relation entre la pente et l'aire drainée qui intègre les taux de précipitation moyens :

$$S = \left(\frac{U}{P^m K}\right)^{1/n} A^{-m/n} \quad (\text{IV.13})$$

Nous pouvons également noter que l'expression de l'indice de pente diffère de celle que nous avons présentée dans l'équation IV.10 :

$$k_s = \left(\frac{U}{P^m K}\right)^{1/n} \quad (\text{IV.14})$$

Dans cette nouvelle expression de la pente locale (S), théoriquement, θ (m/n) est indépendant du taux de surrection (U) et k_s est linéairement proportionnel aux taux de surrection tectonique et est inversement proportionnel au taux de précipitation (P) avec un exposant m comme on peut le voir sur la figure IV.8 qui présente les relations théoriques entre les steepness index et (A) les taux de surrection, (B) les taux de précipitation.

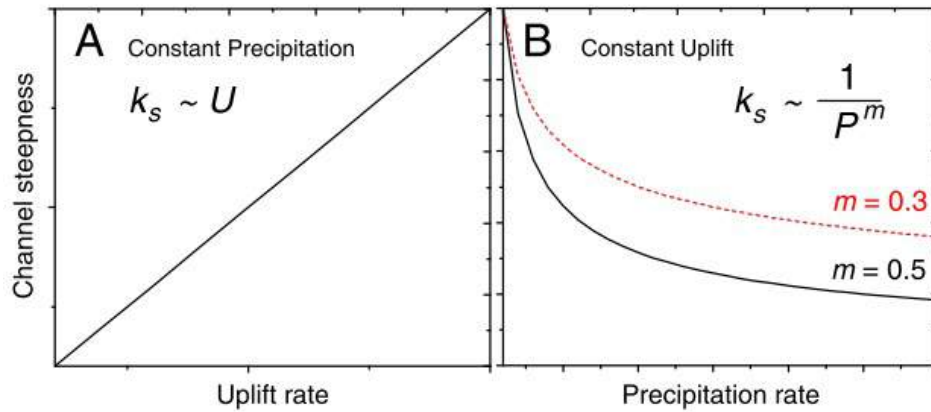


FIGURE IV.8 – Relation théorique entre le steepness index (k_s) et les taux de surrection (U) et de précipitation (P), dans le cas où l'exposant n de la Stream Power Law est égal à 1 (d'après D'Arcy et Whittaker, 2014).

La relation pente aire drainée a été généralisée pour étudier les bassins de drainage dans leur ensemble. Plusieurs études ont mis en évidence une relation entre l'évolution des indices de pentes sur un diagramme pente/aire-drainée, la forme des topographies et les processus d'érosion et de transport dominant (e.g Montgomery, 1993; Ijjasz-Vasquez et Bras, 1995; Montgomery et Foufoula-Georgiou, 1994; Sklar et Dietrich, 1998) (voir la synthèse de Lague (2001) présentée en figure IV.9).

L'utilisation des paramètres (θ) et k_s pour analyser les topographies au moyen des relations pente/aire-drainée présente toutefois quelques limites :

- Les limites liées aux hypothèses : Quel que soit le modèle étudié (transport limité ou détachement limité), l'interprétation des diagrammes pente/aire-drainée, en termes de processus d'érosion, n'est possible que si et seulement si, le modèle étudié est vérifié, le système est en équilibre dynamique, que la surrection et la lithologie soit relativement homogène sur toute la surface étudiée. Or comme nous en avons fait état en début de chapitre, il est très difficile de vérifier l'équilibre d'une topographie ou même d'estimer le caractère homogène de la surrection tectonique ; bien que certaines études aient souligné la stabilité de l'incision de certaines rivières à de très grandes échelles de temps (e.g Lavé et Avouac, 2001).
- Les limites liées aux paramètres : Pour prédire l'évolution de l'incision des rivières au moyen du diagramme pente/aire-drainée, les chercheurs étudient (1) l'érodabilité, (2) les indices de concavités et (3) les indices de pentes. La première est fonction de la nature des roches, de l'hydrologie du bassin étudié et du type phénomènes de transport dominant. Les deux autres sont des paramètres purement théoriques qui, bien que très largement étudiés, restent fortement discutés (voir Lague, 2014).
- Les limites liées aux données : plusieurs auteurs présentent la qualité des Modèles Numériques de Terrain (MNT) comme un paramètre très important pour la qualité des analyses pente/aire-drainée (e.g Lague et al., 2003; Perron et Royden, 2013). En effet

Chapitre IV. Influence des taux de surrection (U) et des taux de précipitations (P) sur la morphologie des reliefs expérimentaux

la qualité des MNT est un élément important sur la qualité des calculs de pentes, de la délimitation des aires drainées et du calcul de la direction d'écoulement.

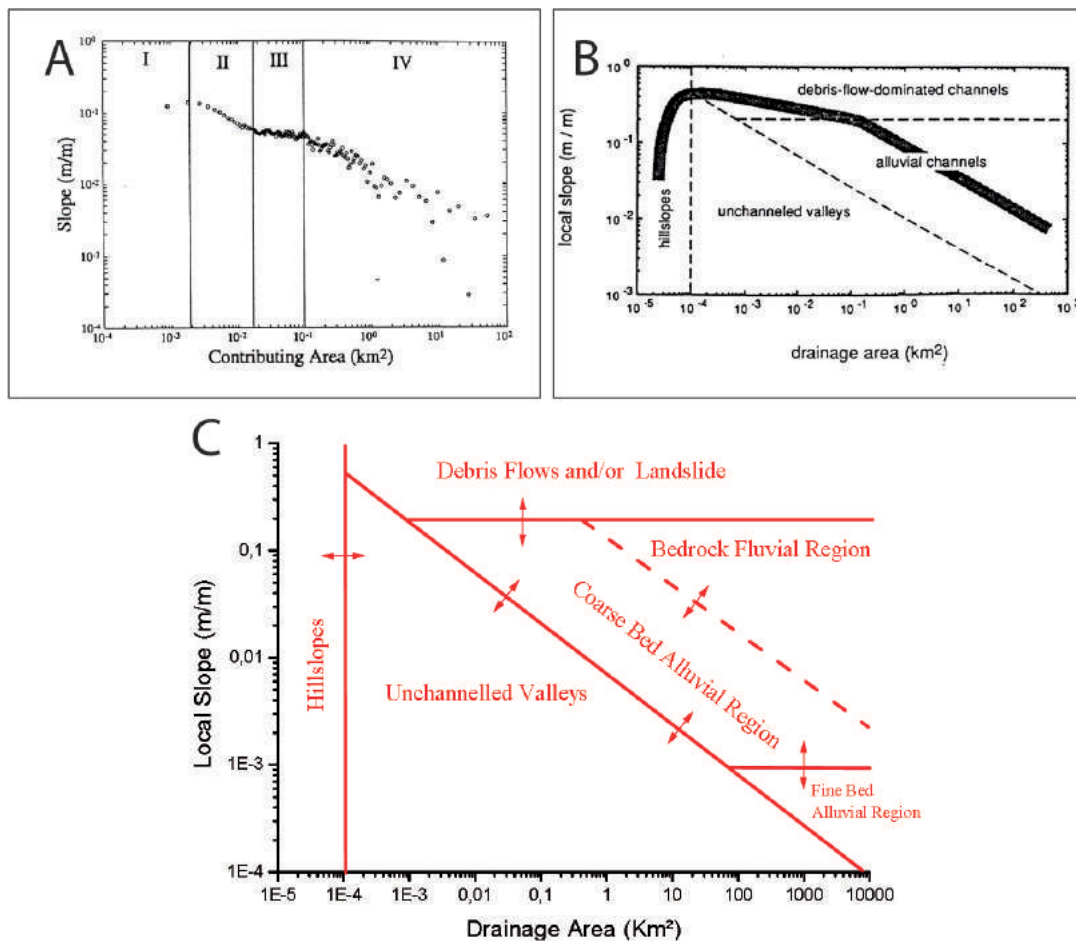


FIGURE IV.9 – Exemple de diagrammes pente/aire-drainée de topographies naturelles, et des différentes interprétations qui en sont faites en ce qui concerne les processus d'érosion et de transport dominants. (A) Exemple de relation pente/aire-drainée observée sur un petit bassin versant aux Etats-Unis par [Ijjasz-Vasquez et Bras \(1995\)](#). Les auteurs définissent quatre domaines qui correspondent aux versants (I), à des vallées non chenalisées (II), à une zone de transition (III) et aux rivières (IV); (B) Interprétation d'une loi pente/aire-drainée schématique en terme de processus d'érosion par [Montgomery \(1993\)](#); (C) Synthèse des transitions entre processus d'érosion et de transport ([Lague, 2001](#)).

IV.2.2.5 Le chi plots

Le paramètre Chi ou *Chiplots* (figure IV.10) est un descripteur géomorphologique défini récemment (Perron et Royden, 2013; Mudd *et al.*, 2014; Willett *et al.*, 2014). C'est une approche intégrée de l'analyse des profils longitudinaux de rivière qui permet d'éviter les erreurs de calculs du paramètre (θ), induites par l'utilisation des courbes pente/aire-drainée (une description de la méthode sera faite dans la suite de ce chapitre). Comme nous l'avons noté dans section précédente, la qualité des observations issues des courbes pente/aire-drainée, est contrainte par des données de pentes extraites de MNT dont la précision n'est pas toujours excellente (Lague *et al.*, 2003; Perron et Royden, 2013; Wobus *et al.*, 2006). Ainsi, cette nouvelle méthode de calcul utilise les élévations comme variables dépendantes, ainsi qu'une intégrale spatiale de la zone d'étude comme variable indépendante. Cette approche permet une extraction simultanée des données du drain principal et de ses affluents, permettant ainsi, grâce à une carte de Chi des différents cours d'eau d'une région, de mettre en évidence l'ensemble des drains qui enregistrent les mêmes forçages, de déterminer la maturité, ou non, d'une chaîne de montagne et d'en déduire son histoire en suivant la migration des lignes de partage des eaux (e.g Willett *et al.*, 2014).

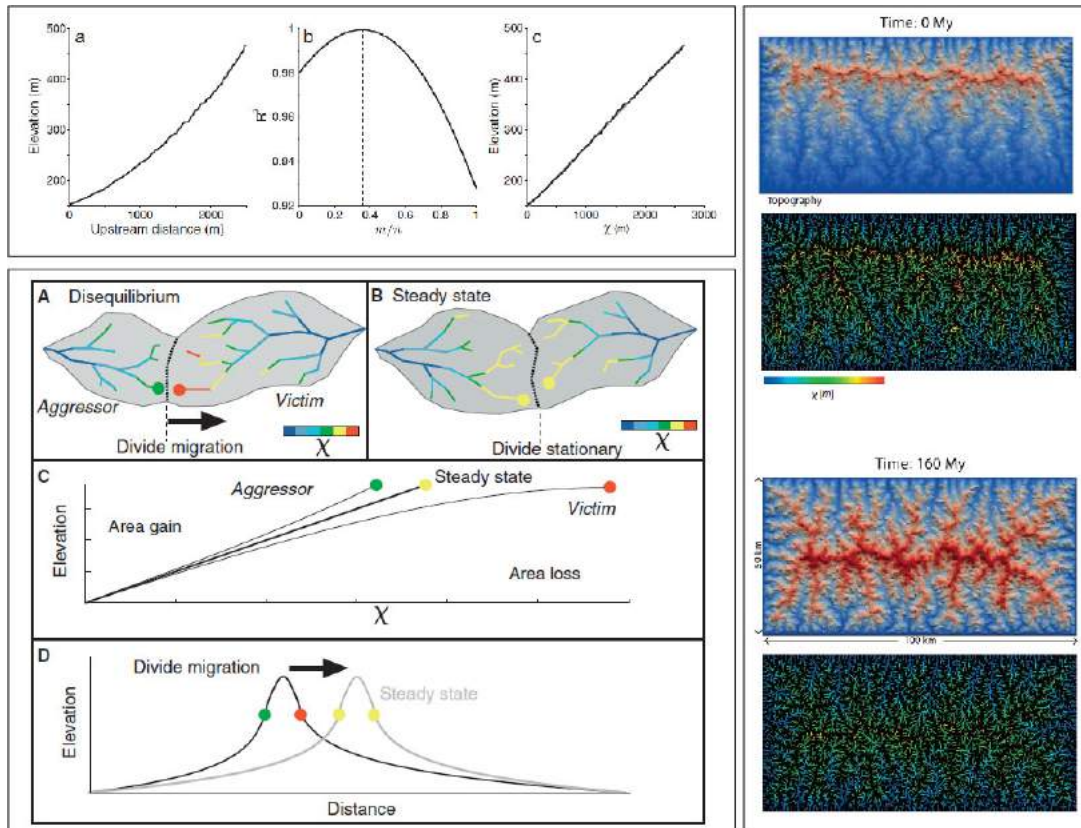


FIGURE IV.10 – Méthode de calcul de θ (m/n) par la méthode *chipplot*. Exemple d'application des cartes de chi pour déterminer le degré de déséquilibre d'une topographie.

IV.3 Conditions expérimentales et présentation des données utilisées dans cette étude

IV.3.1 Protocole expérimental

Dans l'étude présentée ici, trois séries de modélisations ont été réalisées. Une première série de modélisation a été réalisée avec un taux de précipitation et un taux de surrection constant, jusqu'à l'établissement d'un état d'équilibre entre surrection et érosion ; une seconde série de modélisation a été réalisée avec une chute instantanée des taux de précipitation après une première phase de mise à l'équilibre, et une troisième série d'expériences avec une chute progressive des taux de précipitations après la première phase d'équilibre. Les résultats issus des expériences avec chute de précipitation font l'objet d'un manuscrit soumis pour publication et présenté en chapitre V. Cependant nous utilisons aussi une partie des données issues de ces expériences dans ce chapitre pour caractériser la dépendance de la morphologie des topographies d'équilibres avec le soulèvement et la pluviométrie. Dans les expériences présentées ici, les différents taux de précipitation ont été calibrés avant chaque modélisation comme nous l'avons expliqué en Chapitre III. Trois principaux taux de précipitation ont été calibrés. Un taux de précipitation élevé (environ 160 mm/h), un taux de précipitation intermédiaire (environ 110 mm/h) et un taux de précipitation plus faible (60 mm/h). Ces trois taux de précipitations ont également été utilisés pour étudier l'impact des variations du taux de précipitation sur l'évolution des taux d'érosion des reliefs, qui sera présenté dans le chapitre V. Dans toute l'étude, six taux de surrection ont été utilisés 1 mm/h, 5 mm/h, 6,7 mm/h, 10 mm/h, 15 mm/h et 20 mm/h (voir tableau IV.1). Le choix de ces taux de surrection se justifie par le besoin de comparer et discuter les données acquises ici avec celles de la littérature ([Crave *et al.*, 2000](#); [Bonnet et Crave, 2003](#); [Lague *et al.*, 2003](#); [Babault *et al.*, 2005](#); [Bonnet et Crave, 2006](#); [Turowski *et al.*, 2006](#)), comme nous allons le voir dans la suite de ce chapitre. Par soucis d'analogie, les expériences considérées dans ce chapitre ne prennent pas en compte les données obtenues sur des expériences de plus petite taille (14×20 cm contre 40×60 cm ici) et avec des matériaux différents (expériences de [Lague *et al.*, 2003](#)). Mais nous présentons en annexes la compilation faite avec les dispositifs de tailles plus réduites utilisés par [Lague *et al.* \(2003\)](#) par exemple.

IV.3.2 Présentation des données

Pour les besoins de cette étude, les résultats issus d'une vingtaine d'expériences sont présentés, sachant qu'une trentaine d'expériences ont été réalisées au total (en incluant les expériences réalisées pour tester le dispositif). Il s'agit d'un travail relativement conséquent puisqu'une expérience dure en moyenne une semaine (en considérant le temps de préparation, l'expérience proprement dite, le nettoyage du dispositif et la première mise en forme des données). Les conditions expérimentales et les principaux résultats sont résumés dans le tableau IV.1. Nous avons également intégré des données issues de la littérature ([Bonnet et Crave, 2006](#); [Turowski *et al.*, 2006](#); [Babault *et al.*, 2005](#)), et quelques données non publiées issues de la base de données des modélisations réalisées à l'université de Rennes 1. Toutes les données récoltées sont présentées dans le tableau IV.2. L'ensemble de ces données est utilisé ici pour discuter les relations entre

IV.3. Conditions expérimentales et présentation des données utilisées dans cette étude

forme des reliefs et forçages climatique et tectonique.

Dans la suite de ce travail, en complément des taux de surrection et de précipitation, nous avons également choisi de caractériser le forçage appliqué au cours des expériences en considérant le rapport « Précipitation/Uplift », définit comme le « *Water-to-Rock-Ratio* » par le groupe du San Anthony Falls Laboratory (Hasbargen et Paola, 2000, 2003; Paola *et al.*, 1992; Reinhardt et Ellis, 2015).

$$r = \frac{\rho_w \times P}{\rho_s \times U} \quad (\text{IV.15})$$

Avec ρ_s la densité du substratum que nous avons pris égale à 1,9 (comme dans les études de Hasbargen et Paola, 2000, 2003; Paola *et al.*, 1992; Reinhardt et Ellis, 2015), ρ_w la densité de l'eau, P le taux de précipitation et U le taux de surrection tectonique. Ce rapport nous permet d'avoir une vision qualitative de l'efficacité érosive d'un taux de précipitation donné, par rapport au taux de surrection des surfaces topographiques (Reinhardt et Ellis, 2015). En clair, plus le « *Water-to-Rock-Ratio* » est faible, plus le climat est sec, et plus le ratio est élevé plus le climat est humide. Comme nous le verrons, ce rapport nous permettra de mieux appréhender l'effet conjugué des deux forçages que sont la surrection tectonique et les précipitations sur la forme des reliefs.

Chapitre IV. Influence des taux de surrection (U) et des taux de précipitations (P) sur la morphologie des reliefs expérimentaux

Tableau IV.1 – Synthèse des expériences réalisées pour cette étude, en ce qui concerne les forçages (P1, P2, Uplift) et les principaux résultats (temps de mise à l'équilibre τ_1 et τ_2 , altitude moyenne à l'équilibre $\langle h \rangle_{ss1}$ et $\langle h \rangle_{ss2}$). Les expériences avec un P2 non nul sont des expériences pour lesquelles la pluviométrie a été diminuée après l'établissement d'un premier état d'équilibre (avec une pluviométrie P1)

Nom	P1 (mm/h)	P2 (mm/h)	Uplift (mm/h)	τ_1 (min)	τ_2 (min)	$\langle h \rangle_1$ (mm)	$\langle h \rangle_2$ (mm)
MOD7	60	-	5	258,139±8,3	-	18,94	-
MOD5	60	-	10	152,9±4,13	-	19,95	-
MOD6	60	-	15	139,136±5,21	-	29,391	-
MOD8	60	-	20	132,71±4,31	-	39,69	-
MOD15	160	-	1	316,1±13,76	-	3,91	-
MOD0	100	-	10	103,33±3,31	-	16,19	-
MOD1B	160	60	5	135,3±8,01	85,13±2,28	7,59	14,41
MOD1	160	60	6,7	111,02±8,23	66,26±1,22	8,49	4,55
MOD2	160	60	10	92,97±3,57	70,8±2,28	10,83	20,39
MOD3	160	60	15	63,16±3,14	67,86±2,29	13,43	29,22
MOD10	160	60	20	56,04±4,978	63,95±3,11	15,37	33,8
MOD11	108	60	5	143,5±7,89	76,85±1,83	8,84	14,44
MOD12	108	60	10	104,18±4,04	82,83±2,82	12,27	22,97
MOD17	108	60	15	91,13±2,48	79,08±6,64	17,99	40,44
MOD14	108	60	20	88,08±2,93	85,92±7,35	20,01	47,27
MOD20	160	108	5	132,15±10,9	73,257±2,24	6,95	10,04
MOD16	160	108	10	78,81±2,14	67,82±1,84	10,44	14,90
MOD18	160	108	15	64,39±2,62	76,6±5,2	13,30	21,38
MOD19	160	108	20	86,05±1,87	61,5±4,92	19,53	27,65
MOD4*	160	60	10	77,05±3,01	-	10,91	22,47
MOD22*	160	60	10	77,23±1,86	-	10,84	27,32
MOD23*	160	60	10	71,72±2,29	-	10,58	24,52
MOD24*	160	60	10	72,31±2,39	-	9,85	26,07
MOD25*	160	60	10	74,94±2,52	-	10,31	23,36

*expériences réalisées avec une chute progressive de la pluviométrie

IV.3. Conditions expérimentales et présentation des données utilisées dans cette étude

Tableau IV.2 – Synthèse des données récoltées dans la littérature et dans la base de données de l'université de Rennes 1.

Nom	P (mm/h)	Uplift (mm/h)	τ_1 (min)	$\langle h \rangle_{ss1}$ (mm)
Turo45	45	1	-	6,5
Turo45	45	15	-	20
Turo45	45	12,5	-	24
Turo45	45	3	-	8,5
Turo45	45	7,5	-	14
Turo45	45	7,5	-	12,5
Turo45	45	25	-	35
M1-0405B	80	10	124,66±4,96	18,92
M5-0405	104	8	99,109±3,24	18,24
M10-0608	107	15	113,54±3,22	25
M2-0405	113	10	123,6±6,38	20,6
M1-0606	117,3	10	-	17,22
M1-0405A	120	10	127,95±3,59	19,18
Borh3	120	20	88,85±6,2	31
Borh2	120	15	96,83±18,63	19,5
Borh0	120	5	09,148±5,621	11,3
Borh1	120	10	104,35±6,29	18
M4-0606	132	10	-	16,88
Turo140	140	3	-	5,5
Turo140	140	7,5	-	7
Turo140	140	1	-	3,5
M2-0606	143,5	10	-	16,13
M13-0608	144	8	100,33±4,31	13,6
M12-0608	146	12	76,59±1,98	16
M3-0606	146	15	50,49± 11,9	20
M20-0210	131	5	100,1±16,44	12,75

IV.4 Morphologie des topographies d'équilibre : l'influence de U et P

Dans un premier temps, nous nous intéresserons ici à l'évolution de l'altitude moyenne en fonction du taux de précipitation et du taux de surrection constant. Nous discuterons de deux aspects : (1) du temps de mise à l'équilibre et des altitudes moyennes d'équilibre, et (2) des paramètres tels que la concavité ou le steepness index des topographies d'équilibre, en fonction des taux de surrection et de précipitation.

IV.4.1 Evolution typique d'une expérience

Les modélisations présentées dans cette étude ont toutes comme point de départ une topographie plane et présentant une faible rugosité. Suite au démarrage des expériences (application de U et P), l'évolution des topographies se fait en trois phases. Au début de l'expérience des petites incisions se développent sur les quatre bordures du modèle. Ces premières incisions apparaissent en moyenne entre 40 et 60 minutes environ après le début de l'expérience (figure IV.11A et figure IV.11B). Dans la seconde phase, l'incision marginale se propage progressivement vers le cœur du modèle, par le recul successif de rupture de pentes, créant ainsi un réseau de drainage complexe sur les quatre versants de l'expérience avec une succession de bassins et crêtes (figure IV.11C,D,E). A partir d'un certains stade (figure IV.11F), les incisions se rejoignent au centre du modèle et on ne préserve plus de reliques de la topographie initiale dans le centre du modèle. C'est à partir de ce stade que la courbe qui décrit l'évolution de l'altitude maximale au cours du temps s'écarte de la courbe du soulèvement appliqué (F sur le graphe de la figure IV.11). La troisième phase représente une phase de stabilisation de la hauteur moyenne (figure IV.11G). Cette évolution est semblable à celles déjà décrites dans les autres expériences de ce type (e.g [Lague *et al.*, 2003](#); [Bonnet et Crave, 2003, 2006](#); [Babault *et al.*, 2005, 2007](#); [Turowski *et al.*, 2006](#); [Bonnet, 2009](#)). A noter que comme mentionné par [Lague *et al.* \(2003\)](#), la stabilisation des hauteurs moyennes est légèrement postérieure à la mise en place de la crête principale au centre du modèle. Comme mentionné par [Bonnet et Crave \(2003, 2006\)](#), nous pouvons également noter que les taux de précipitation et les taux de surrections influencent très clairement la rugosité des topographies. Comme le montre la figure IV.12 la rugosité des topographies est plus importante dans le cas de précipitations faibles (60 mm/h dans notre cas d'étude). De même plus le taux de surrection est important plus la topographie est rugueuse pour des valeurs de précipitations identiques (voir figure IV.12).

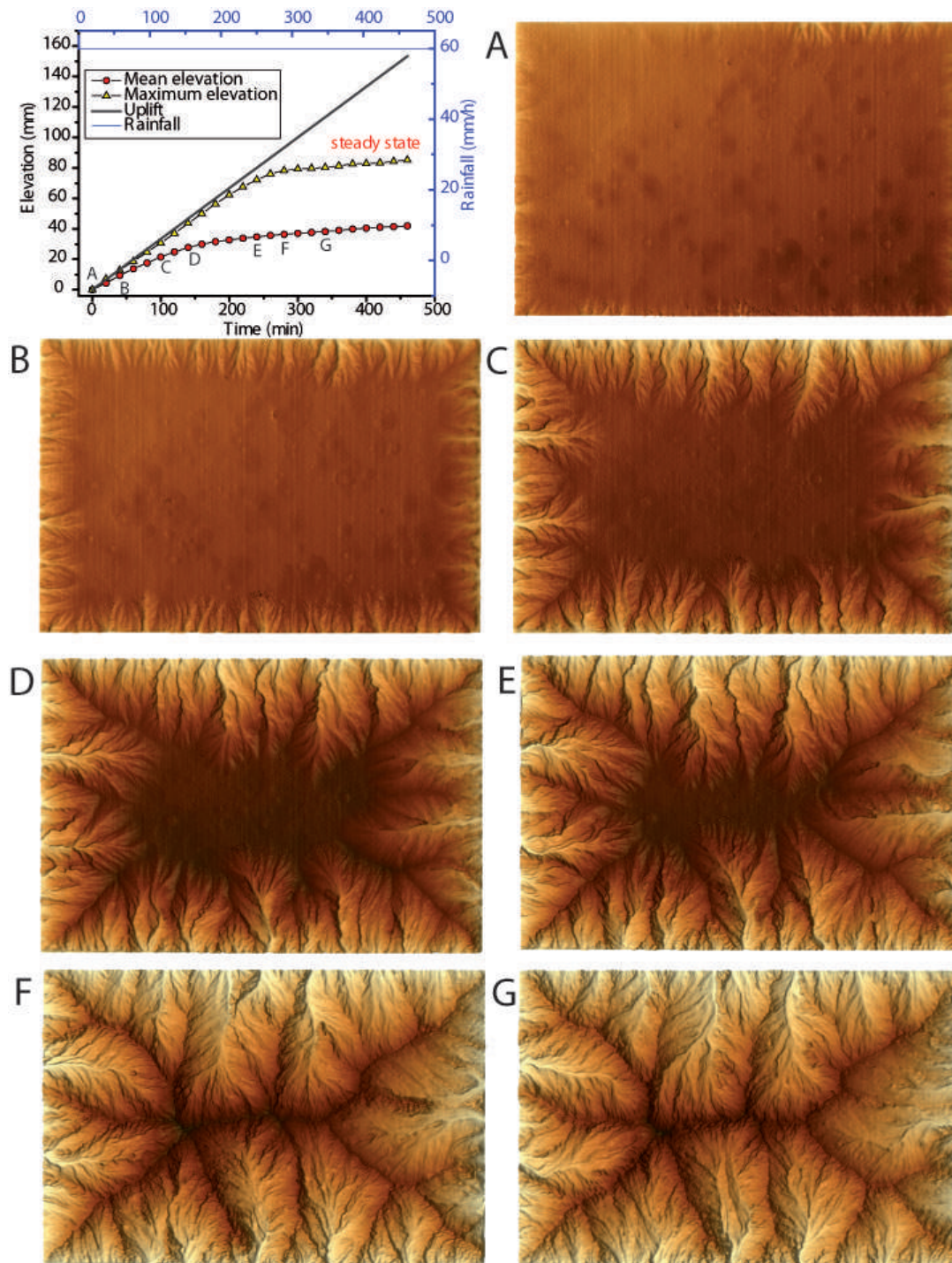


FIGURE IV.11 – Evolution d'une topographie expérimentale (MOD6) au cours du temps. On peut noter la mise en place au cours du temps, d'une ligne de partage des eaux (stade F) et l'augmentation de la rugosité de la surface topographique.

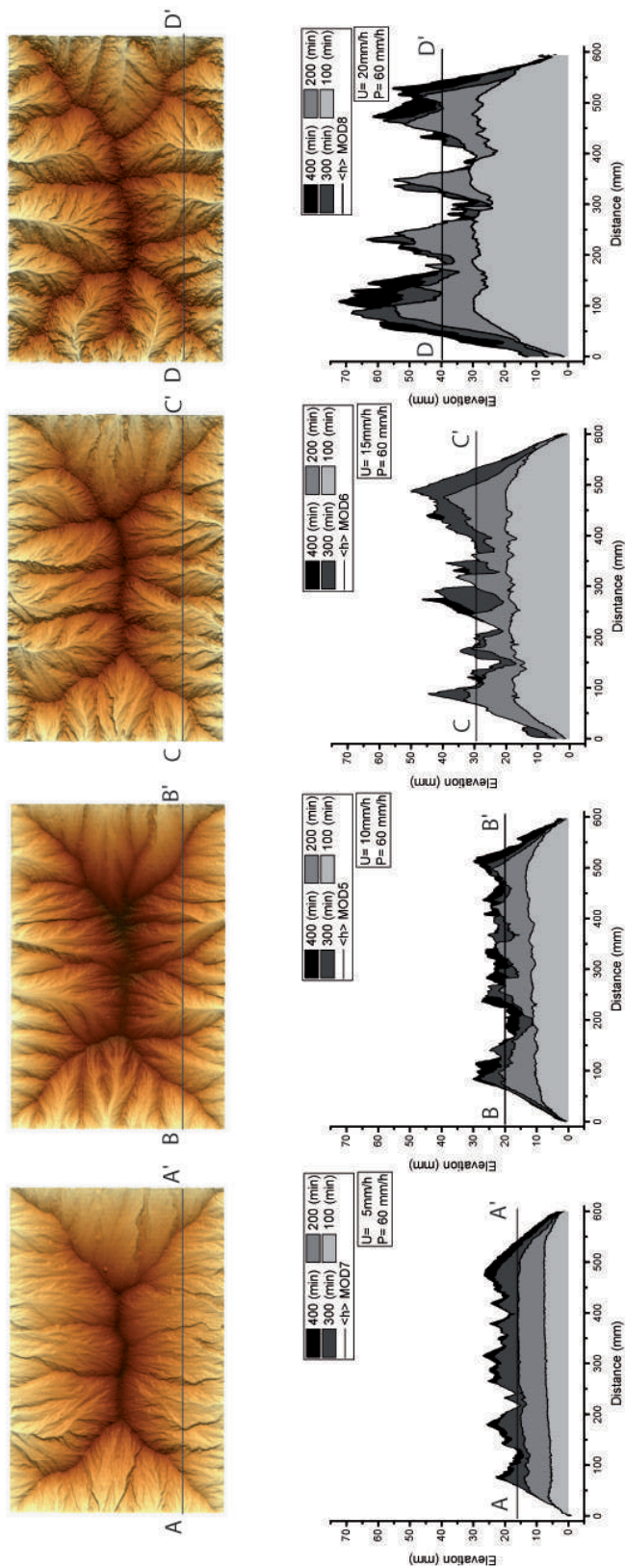


FIGURE IV.12 – comparaison des topographies obtenues avec un taux de précipitation de 60 mm/h et quatre taux de surrection (5, 10, 15, 20 mm/h). Bas : profils topographiques au cours du temps. Les lignes noires représentent l'élévation moyenne des topographies pendant la phase d'équilibre.

IV.4.2 Altitudes moyennes d'équilibre des expériences

Les altitudes présentées dans cette étude sont des hauteurs moyennes de topographies à l'équilibre. Comme on peut le voir sur la figure IV.10, la hauteur moyenne et la hauteur maximale d'une topographie évoluant sous des conditions de précipitation et de surrection stables, croissent progressivement jusqu'à atteindre une valeur constante, définissant un état d'équilibre (steady state) et une érosion (E) qui compense la surrection (U). En théorie, à l'équilibre, $E = U$ en tout point de la topographie. Si l'un des deux paramètres de forçage est modifié (les précipitations dans notre cas sur la figure IV.13), la topographie est déstabilisée et ses altitudes évoluent à nouveau jusqu'à atteindre un nouvel état d'équilibre (Bonnet et Crave, 2003). De ces différentes données de hauteurs, nous avons déterminé l'altitude moyenne d'équilibre $\langle h \rangle_{ss}$ qui représente la moyenne des hauteurs dans la phase de stabilisation des topographies expérimentales. Ces données ont été compilées avec celles de la littérature et nous allons discuter des différents résultats dans la suite de la section.

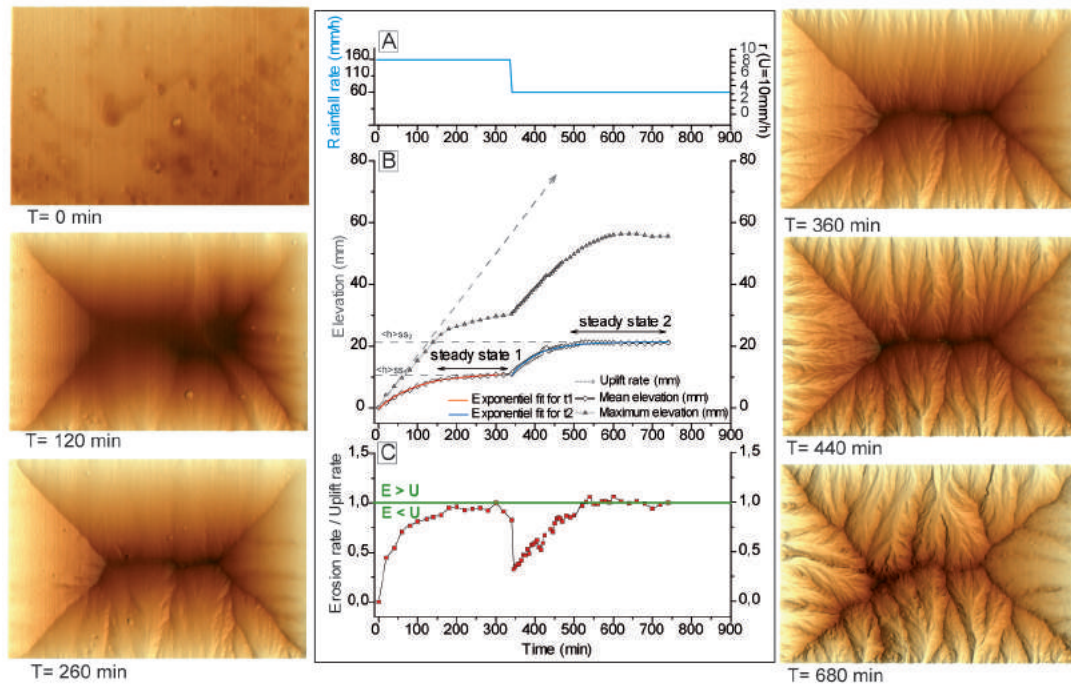


FIGURE IV.13 – Évolution des hauteurs moyennes et maximales (B) et des taux d'érosion (C) pour une topographie expérimentale en réponse à une chute des taux de précipitations (A). Notez l'évolution des hauteurs vers un état d'équilibre mais également l'évolution des vitesses d'érosion vers un équilibre des flux ($E = U$). Les MNT montrent l'évolution de la surface dans les phases : à gauche la phase 1 ($P=160$ mm/h), et à droite la phase 2 après la chute des précipitations ($P=60$ mm/h).

Chapitre IV. Influence des taux de surrection (U) et des taux de précipitations (P) sur la morphologie des reliefs expérimentaux

IV.4.2.1 Altitude moyenne : Influence des précipitation (P) et de la surrection (U)

Des travaux expérimentaux antérieurs (Lague *et al.*, 2003; Turowski *et al.*, 2006; Babault *et al.*, 2007) ont déjà montré que l'altitude moyenne d'équilibre des reliefs des expériences dépend du taux de surrection : figure IV.14. A partir de leur jeu de données, (Lague *et al.*, 2003) montrent (figure IV.14A) qu'à pluviométrie identique l'altitude moyenne d'équilibre augmente linéairement avec le taux d'uplift tel que :

$$\langle h \rangle_{ss} = h_0 + \tau U \quad (\text{IV.16})$$

Avec U le taux de surrection, $h_0 = 1,19$ cm et $\tau = 23$ min, le coefficient directeur τ de cette droite correspondant à un temps caractéristique d'évolution des reliefs vers l'équilibre (Lague *et al.*, 2003).

Sur cette base, nous présentons sur la figure IV.15 la synthèse des altitudes d'équilibre en fonction du taux d'uplift pour toutes les expériences réalisées jusqu'à présent (notre étude et études antérieures). Il est important de noter ici que les données présentées sur la figure IV.15 ne concernent que des expériences réalisées avec de la silice (alors que celles de Lague *et al.* (2003) ont été réalisées avec du loess), et pour des expériences ayant une dimension de 40×60 cm (celles de Lague *et al.* (2003) font 20×30 cm). La figure IV.16 montre les courbes d'évolution vers l'équilibre de certaines des expériences que nous avons réalisées : pour trois taux de pluviométrie de 60, 108 et 160 mm/h, cette figure montre l'évolution de l'altitude moyenne pour des taux d'uplift de 5, 10, 15 et 20 mm/h. Comme observé précédemment (figure IV.15), on note très clairement sur ces courbes que pour un taux de pluviométrie donné, l'altitude moyenne des expériences est plus importante pour des taux de surrection élevés. La synthèse des données existantes (figure IV.15) montre globalement une augmentation de l'altitude moyenne d'équilibre en fonction du taux de surrection. Un fit linéaire sur l'ensemble de ces données aboutit à la relation suivante :

$$\langle h \rangle_{ss} = 7,31 + 0,83U \quad (\text{IV.17})$$

Ce qui permet de définir un temps caractéristique *tau* de l'ordre de 50 minutes (0,83 heure), globalement plus long donc que dans les expériences de Lague *et al.* (2003) (23 min). On remarque cependant sur la compilation de la figure IV.15 qu'il existe une très forte dispersion des données, surtout aux fortes valeurs de surrection. Pour une valeur d'uplift donnée, on note en effet une dispersion des valeurs d'altitude moyenne qui apparaît dépendre du taux de pluviométrie, comme cela peut également être observé quand on compare les courbes d'évolution d'altitude moyenne de la figure IV.13. On note que pour un taux d'uplift donné, l'altitude moyenne d'équilibre décroît avec le taux de précipitations. L'effet de dispersion apparaît donc clairement dépendre du taux de précipitation, cet effet étant de plus en plus exacerbé avec la surrection. Sur la synthèse de la figure IV.15 il semblerait que l'on puisse définir des relations avec des pentes distinctes en fonction de la pluviométrie. Nous avons donc séparé les données suivant trois classes de pluviométrie qui englobent les trois pluviométries utilisées dans ce travail (figure IV.17) : $40 \text{ mm/h} < P < 80 \text{ mm/h}$; $80 \text{ mm/h} < P < 120 \text{ mm/h}$; et $P > 120 \text{ mm/h}$. Un fit linéaire décrit relativement bien les trends observés pour chaque gamme de pluviométrie, avec

IV.4. Morphologie des topographies d'équilibre : l'influence de U et P

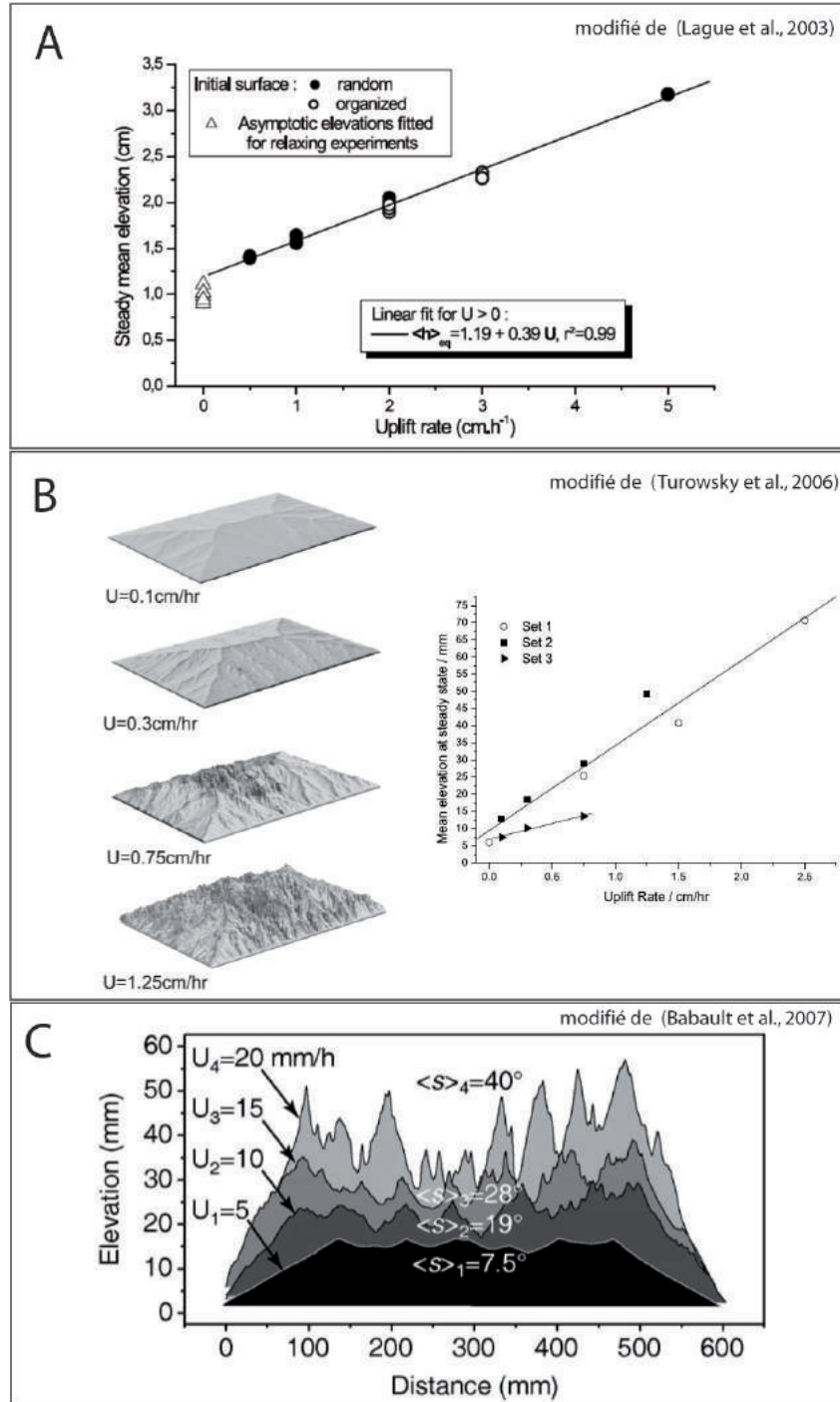


FIGURE IV.14 – Effet du taux de surrections sur les topographies expérimentales. A : relation linéaire entre altitude moyenne d'équilibre et taux de surrection dans les expériences de [Lague et al. \(2003\)](#) (précipitation identique pour toutes ce expériences). B : idem dans les expériences de [Turowski et al. \(2006\)](#). Ici les deux trends correspondent à deux taux de précipitation différents. C : Profils topographiques d'expériences à l'équilibre vis-à-vis de différents taux de surrection ([Babault et al., 2007](#)).

Chapitre IV. Influence des taux de surrection (U) et des taux de précipitations (P) sur la morphologie des reliefs expérimentaux

toutefois un coefficient directeur distinct. Les fits linéaires réalisés indépendamment pour ces trois gammes de pluviométrie donnent des valeurs de τ qui sont respectivement de 87,5 min (1,46 h), 57,0 min (0,95 h) et 43,2 min (0,72 h) à pluviométrie croissante, ce qui suggère donc que le temps de mise à l'équilibre (équation IV.14) décroît avec la pluviométrie (figure IV.18)

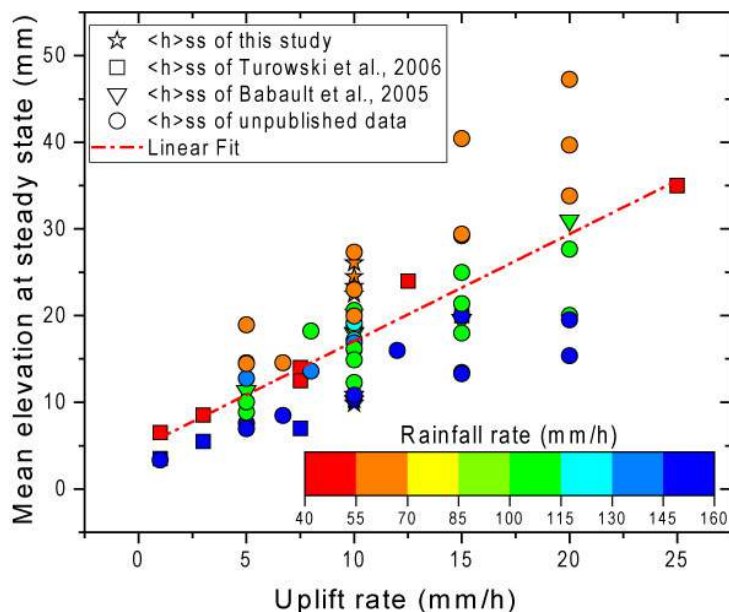


FIGURE IV.15 – Synthèse des données de hauteurs moyennes d'équilibre en fonction des taux d'Uplift. Les données représentées en étoiles sont issues de notre étude sur la réponse érosive des reliefs (voir chapitre V).

Les données présentées ci-dessus ont été discutées en supposant une relation linéaire entre l'altitude moyenne d'équilibre et le taux de soulèvement (e.g [Lague et al., 2003](#)). D'une façon plus générale, certains développements analytiques ([Lague et al., 2000](#); [Braun, 2005](#)) suggèrent que cette relation puisse être non-linéaire, du type :

$$\langle h \rangle_{ss} = U^{1/n} \quad (\text{IV.18})$$

Avec n , l'exposant sur la pente dans l'expression de la Stream Power Law. Notre jeu de données n'est pas suffisant pour définir si cette relation est linéaire ou pas dans le cas de nos expériences, cela nécessiterait l'acquisition de données pour une gamme beaucoup plus grande de taux d'uplift ce que ne permet pas notre dispositif. Cependant si l'on reporte notre jeu de données dans un diagramme bi-logarithmique (figure IV.19A), il est possible de définir une loi de puissance pour décrire le jeu de donnée avec un exposant de la loi de puissance ($1/n$) qui impliquerait alors une valeur de n proche de 2 (1,92) :

$$\langle h \rangle_{ss} = 4,87U^{-0.52} \quad (\text{IV.19})$$

Comme précédemment si on sépare le jeu de données selon les trois gammes de pluviométrie définies ci-dessus, on peut définir des relations individuelles pour chacune d'entre elles avec

IV.4. Morphologie des topographies d'équilibre : l'influence de U et P

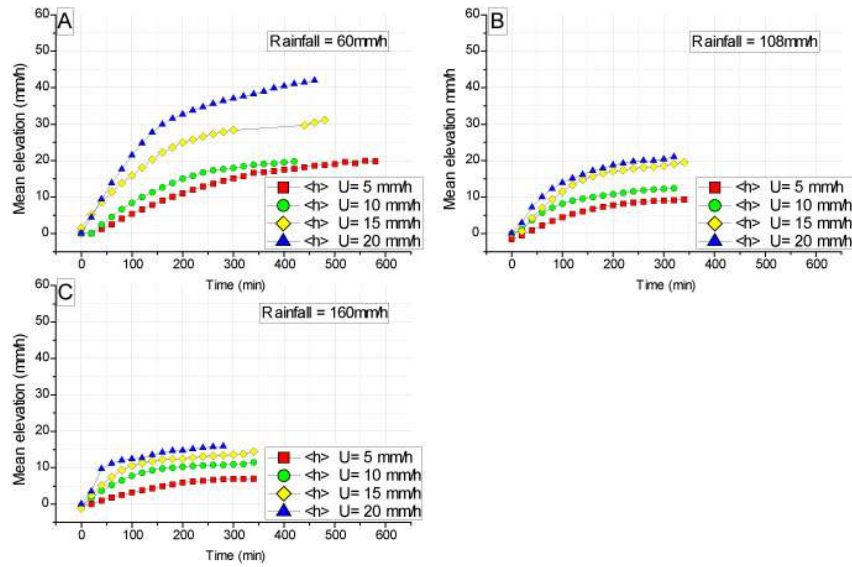


FIGURE IV.16 – Evolution de l'altitude moyenne pour des taux d'uplift de 5, 10, 15, 20 mm/h . On distingue ici trois familles d'expériences en fonction du taux de précipitation différents (60 mm/h, puis 108 mm/h et 160 mm/h). Pour un taux de précipitation donné, on note que les altitudes des expériences sont plus importantes à taux de surrection croissant.

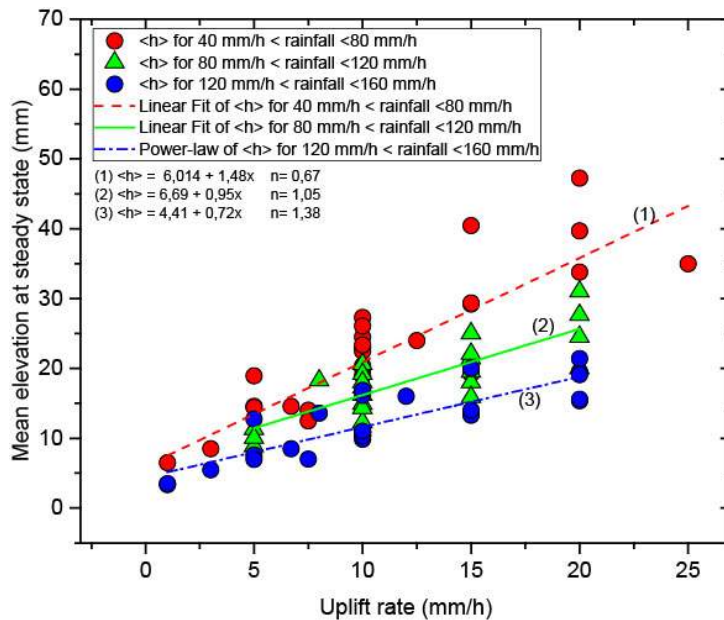


FIGURE IV.17 – Synthèse des données de hauteurs moyennes d'équilibre en fonction des taux d'uplift en considérant trois gammes de pluviométrie (>80 mm/h; 80 à 120 mm/h; > 120 mm/h). Un fit linéaire décrit relativement bien les trends observés pour chaque gamme de pluviométrie, avec toutefois un coefficient directeur distinct

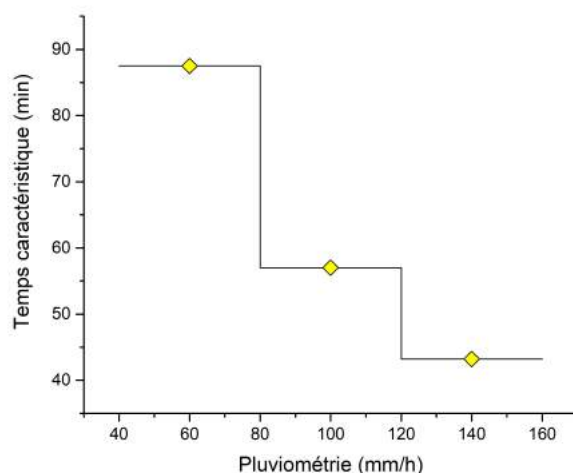


FIGURE IV.18 – Evolution des temps caractéristiques suivant les différentes gammes de précipitation définies sur la figure IV.17.

des exposants ($1/n$) qui varient alors de 0,68 à 0,57 à pluviométrie croissante (figure IV.19B), correspondant à des valeurs de n qui sont respectivement de 1,5 ($40 \text{ mm/h} < P < 80 \text{ mm/h}$), 1,6 ($80 \text{ mm/h} < P < 120 \text{ mm/h}$) et 1,75 ($P > 120 \text{ mm/h}$).

Ce même jeu de données peut être utilisé pour discuter de l'influence des précipitations sur les hauteurs moyennes d'équilibre (figure IV.20 et figure IV.21). D'après les courbes d'évolution des reliefs des expériences réalisées dans notre étude (figure IV.21), on note que pour un taux d'uplift donné, les reliefs évoluent vers des altitudes plus faibles quand les précipitations sont élevées. Cette dépendance inverse des altitudes moyennes d'équilibre avec les précipitations apparaît clairement quand on synthétise l'ensemble des données sur un graphe unique (figure IV.20). On remarque que les taux de précipitations élevés induisent des hauteurs d'équilibre plus faibles et très peu dispersées alors que les taux de précipitation faibles créent des reliefs ayant des altitudes d'équilibre plus élevées. Globalement les données sont relativement dispersées et pour un taux de précipitation donné, on voit très clairement l'influence de l'uplift décrit précédemment, les valeurs d'uplift élevées induisant des altitudes moyennes d'équilibre plus élevées d'après la synthèse des données présentée sur la figure IV.20. Il est cependant difficile de décrire plus précisément la tendance observée à la diminution d'altitude d'équilibre avec la pluviométrie.

L'évolution des hauteurs moyennes d'équilibre étant conjointement influencée par les taux de précipitations et les taux de surrections, nous avons donc choisi de représenter cette évolution des hauteurs moyennes en fonction de r « water to rock ratio » comme définit en début de section. Cette représentation des hauteurs moyennes d'équilibre en fonction de r (Figure IV.22) permet de mettre en évidence une loi unique d'évolution des hauteurs suivant ce paramètre et ce, quelle que soit la taille du modèle utilisé (voir annexe). Ces observations inédites permettent de définir une relation de décroissance de l'altitude moyenne en fonction de r du type :

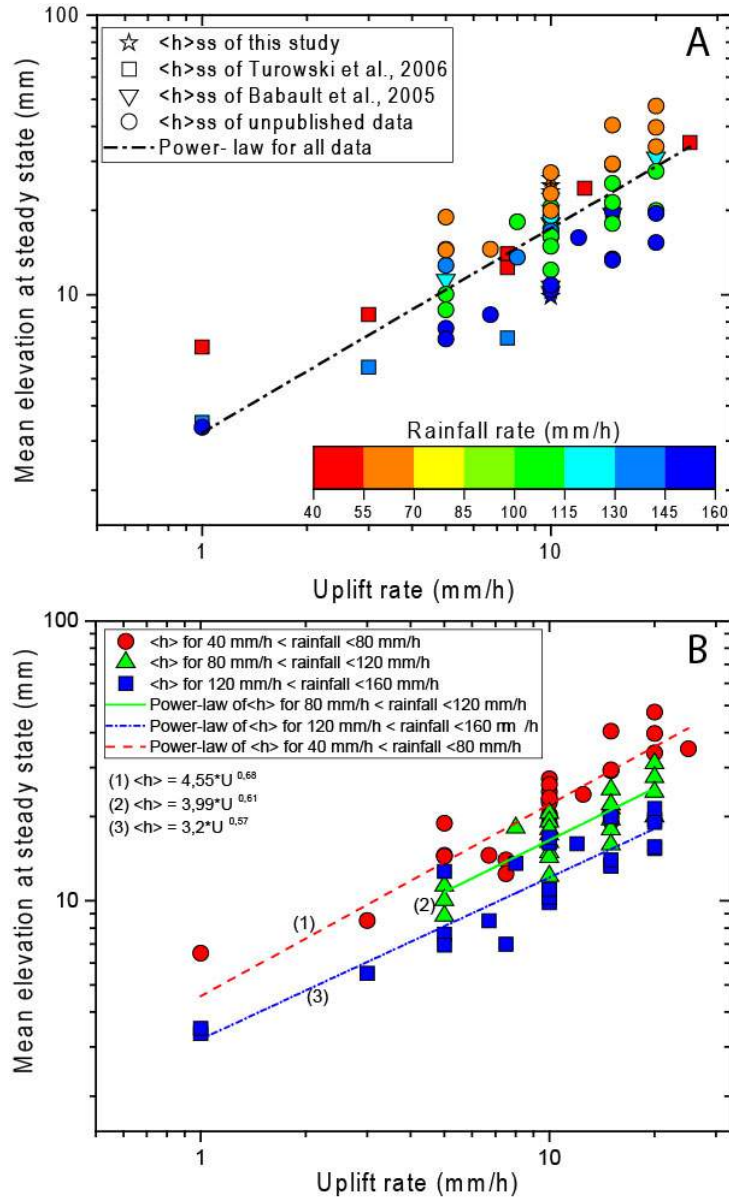


FIGURE IV.19 – (A) Synthèse des données de hauteurs moyennes d'équilibre en fonction des taux d'Uplift représenté dans un diagramme bilogarithmique; (B) Idem, mais en considérant trois gammes de pluviométrie (<80 mm/h; 80 à 120 mm/h; > 120 mm/h).

Chapitre IV. Influence des taux de surrection (U) et des taux de précipitations (P) sur la morphologie des reliefs expérimentaux

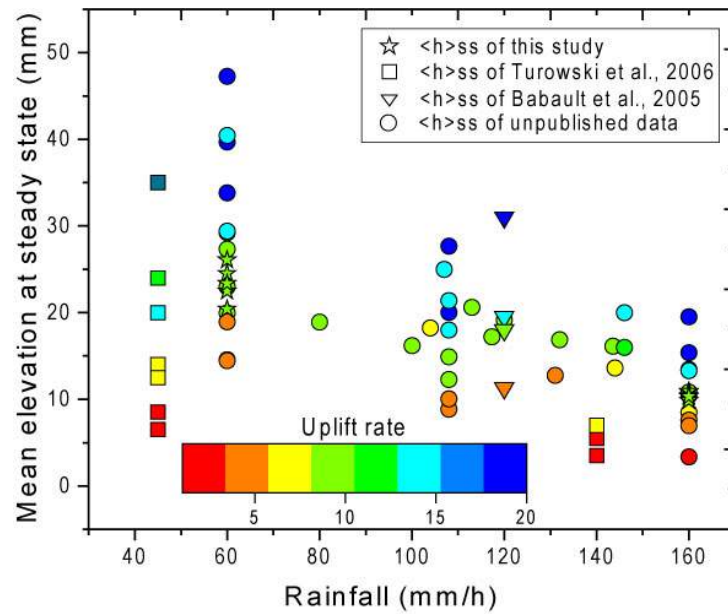


FIGURE IV.20 – Synthèse des données de hauteurs moyennes d'équilibre en fonction des taux de précipitation, récoltées dans la littérature et issues des modélisations effectuées pour cette étude. Notez que toutes les données suivent une tendance unique quelques soient l'étude

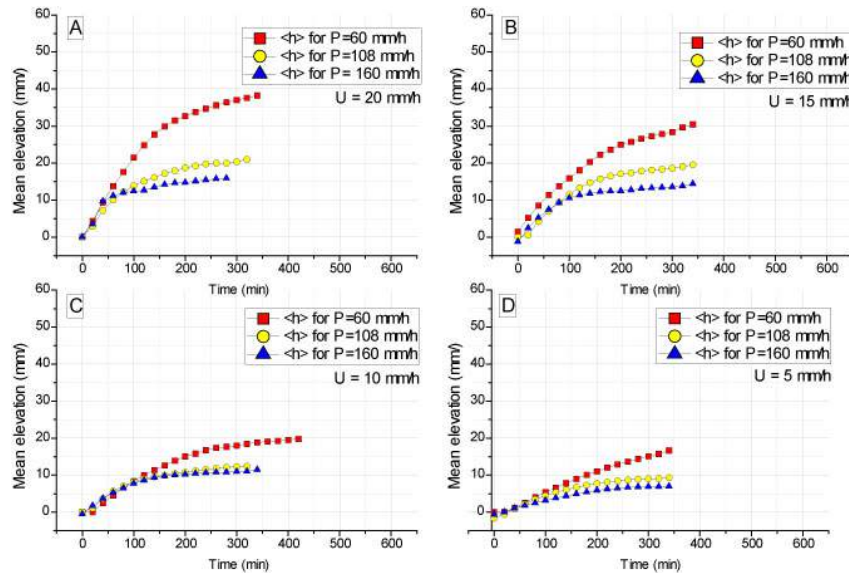


FIGURE IV.21 – Evolution des hauteurs moyennes de nos expériences en fonction des taux de précipitation de 60 mm/h, 108 mm/h et 160 mm/h en considérant quatre taux d'uplift différents (5, 10, 15, 20 mm/h).

$$\langle h \rangle_{ss} = 42,75 \cdot r^{-0,56} \quad (\text{IV.20})$$

Avec $\langle h \rangle_{ss}$ la hauteur moyenne d'équilibre, et r le rapport eau sur roche. Cette relation nous paraît être la mieux adaptée pour décrire l'évolution des hauteurs moyennes d'équilibre dans le cas de reliefs évoluant comme la plupart du temps sous l'effet conjugué des taux de précipitation et des taux de surrection tectonique.

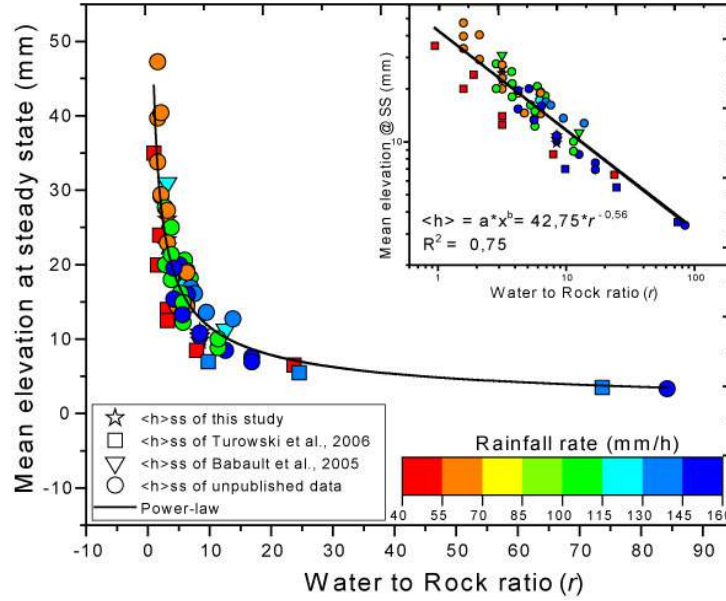


FIGURE IV.22 – Évolution des hauteurs moyennes d'équilibre suivant le rapport "water to rock ratio" (r). En encart est représenté le même jeu de données dans un diagramme bilogarithmique. Il apparaît qu'une loi de puissance décrit relativement bien la décroissance de l'altitude moyenne d'équilibre en fonction de l'action combinée de la surrection et de la pluviométrie (paramètre r).

IV.4.2.2 Conclusion sur les hauteurs moyennes

Dans cette investigation sur l'effet des taux de précipitation et des taux de surrection sur l'évolution des topographies, nous avons montré :

- Qu'il existe une relation positive entre hauteurs moyennes d'équilibre et les taux de surrection. Nos données ne permettent pas de trancher entre une loi linéaire ou non, avec un indice n de la loi d'érosion qui peut être égal à 1, ou supérieur à 1 d'après nos données.
- Que la relation entre hauteurs moyennes d'équilibre et taux de surrection est dépendante de la précipitation, avec par conséquent, des temps caractéristiques et des valeurs de n qui sont influencés par les taux de précipitations,
- Qu'il existe une relation inverse entre les taux de précipitation et les hauteurs moyennes d'équilibre, mais sans que l'on puisse décrire correctement cette relation,

Chapitre IV. Influence des taux de surrection (U) et des taux de précipitations (P) sur la morphologie des reliefs expérimentaux

- Que l'étude de l'influence des conditions de précipitations et de surrections sur les hauteurs moyennes pouvait se faire via le paramètre r qui permet d'englober l'effet conjoint des deux paramètres U et P sur $\langle h \rangle_{ss}$. Et que cette relation décrivait plus fidèlement les effets des précipitations et des taux de surrections sur les hauteurs moyennes des expériences.

IV.4.3 Temps de réponse ou temps caractéristique (τ)

L'évolution des hauteurs moyennes vers l'équilibre peut être décrite par une loi exponentielle (Lague *et al.*, 2003; Babault *et al.*, 2005, 2007) du type :

$$\langle h \rangle_{ss} = h_{(0)} + Ae^{-t/\tau} \quad (\text{IV.21})$$

Avec $\langle h \rangle_{ss}$ la hauteur moyenne à l'équilibre, h_0 la hauteur initiale de la topographie à $t = 0$ min, une constante et τ le temps caractéristique du système. Dans la suite de cette étude nous avons déterminé le temps caractéristique d'évolution des expériences à partir d'un fit exponentiel sur les courbes d'évolution des hauteurs moyennes, comme cela est illustré sur la figure IV.23B. Dans la suite de cette section nous allons présenter et discuter les résultats obtenus concernant ces temps caractéristiques et évaluer leurs degrés de dépendance aux taux de surrection et de précipitations. Nous allons utiliser pour cela toutes les courbes d'expérience disponibles issues de notre étude, et celles issues de la littérature. Comme mentionné précédemment nous avons réalisé trois types d'expériences au cours de ce travail : des expériences avec mise à l'équilibre du relief pour différentes conditions de surrection et de précipitation, des expériences avec chute abrupte de la pluviométrie après une première phase de mise à l'équilibre, et enfin des expériences où cette chute de pluviométrie a été faite de façon progressive. Nous définissons τ_1 comme étant le temps caractéristique de mise à l'équilibre dans la première phase d'évolution des topographies et τ_2 comme le temps de réponse du relief après la perturbation (variation des taux de précipitations dans notre étude) (Voir tableau IV.1 et tableau IV.2). Dans une première partie, nous ne présenterons que les résultats sur τ_1 et nous discuterons des observations que nous pouvons déduire de ces données sur l'effet des précipitations et des taux de surrections sur les temps de mise à l'équilibre. Dans la seconde partie, nous présenterons les résultats concernant l'évolution des temps de réponses en fonction de U et P après la perturbation d'une topographie à l'équilibre (τ_2).

IV.4. Morphologie des topographies d'équilibre : l'influence de U et P

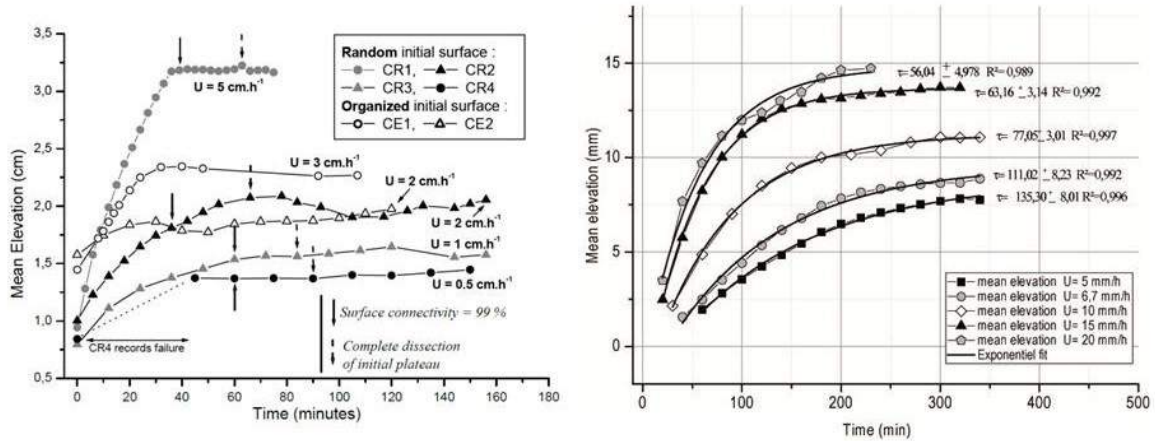


FIGURE IV.23 – Gauche : évolution des altitudes moyennes des expériences de [Lague et al. \(2003\)](#) en fonction des taux de surrection. Noter que les temps de mise à l'équilibre calculés dans cette étude sont sensiblement les mêmes pour toutes les courbes . Droite : même chose pour nos expériences avec des taux de précipitations de 160 mm/h. Dans nos expériences on voit nettement que le temps de mise à l'équilibre n'est pas identique en fonction de la surrection.

IV.4.3.1 Influence des taux de précipitations (P) et des taux de surrections (U) sur τ_1

La synthèse des données de temps caractéristiques en fonction des taux de précipitations présentée sur la figure IV.24 nous permet de montrer que le temps de réponse τ_1 décroît globalement en fonction des taux de précipitations. En effet, comme on peut le voir sur la figure IV.24 pour $U=5$ mm/h par exemple, les valeurs de τ_1 passent d'environ 270 min pour $P=60$ mm/h à environ 125 min pour $P=160$ mm/h. Cette observation met en avant une forte dépendance de τ_1 aux précipitations. On peut également observer un étagement des données de τ_1 suivant le taux de surrection.

A partir des données du même type que celles présentées sur la figure IV.24 nous présentons (voir figure IV.25) une synthèse des temps caractéristiques τ_1 en fonction des taux de surrection. On peut noter une très nette décroissance de τ_1 en fonction du taux de surrection, contrairement à ce qui était observé jusqu'à présent ([Lague et al., 2003](#)). Pour un taux de précipitation donné (exemple 60 mm/h pour les quatre premiers points en rouge sur la figure IV.25), la valeur de τ_1 décroît significativement à taux de surrection croissant : on passe de 258 min pour $U=5$ mm/h à 150 min pour $U=20$ mm/h. Ces données à $P=60$ mm/h suggèrent une relation non-linéaire, même si cela est moins net pour des taux de pluviométrie plus importants. En considérant une topographie qui évolue vers un état d'équilibre dans un système en détachement limité, [Whipple et al. \(1999\)](#) ont montré qu'il existe une relation entre le temps caractéristique τ_1 et le taux de surrection U telle que :

$$\tau \sim U^{(1/n)-1} \quad (\text{IV.22})$$

Avec τ_1 le temps caractéristique, U le taux de surrection et n l'exposant de la loi d'érosion (Stream Power Law). Nous avons utilisé cette relation pour déterminer les différentes valeurs

Chapitre IV. Influence des taux de surrection (U) et des taux de précipitations (P) sur la morphologie des reliefs expérimentaux

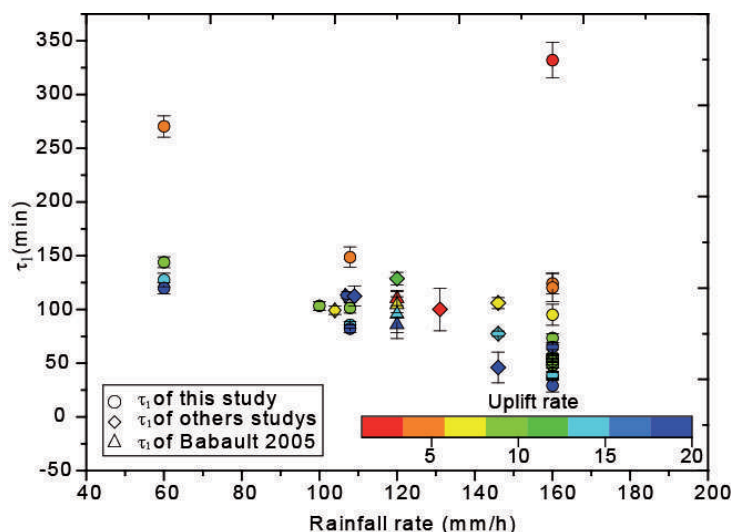


FIGURE IV.24 – Synthèse des temps caractéristiques de mise à l'équilibre τ_1 des reliefs en fonction des taux de précipitation, issus de l'ensemble des données de la littérature, de la base de données de Rennes 1, et des modélisations effectuées dans le cadre de notre étude. Notons que la barre d'échelle des couleurs est fonction des taux de surrection.

de l'exposant n de la loi de puissance en considérant comme précédemment trois intervalles de précipitation ($40 \text{ mm/h} < P < 80 \text{ mm/h}$, $80 \text{ mm/h} < P < 120 \text{ mm/h}$ et $120 \text{ mm/h} < P < 160 \text{ mm/h}$). Les résultats obtenus sont présentés sur la figure IV.25 dans un diagramme bilogarithmique. Sur ce graphe, les données pour chaque gamme de pluviométrie s'alignent assez bien selon une droite ce qui suggère effectivement une relation en loi de puissance entre τ_1 et U . A partir d'un fit de ces données, nous avons ainsi déterminé trois valeurs d'exposant de la loi de puissance, selon chaque intervalle de précipitation. Elles sont respectivement de -0,48, -0,21 et -0,46 à gamme de précipitations croissantes, correspondant respectivement à un indice n de 1,92, 1,26 et 1,85. Pour l'intervalle $80 \text{ mm/h} < P < 120 \text{ mm/h}$ la valeur de l'exposant est plus faible (-0,21 avec $n=1,26$) mais il est possible qu'un point de donnée « anormalique » (cf point encadré en rouge sur la figure IV.25) tire cette relation vers le bas. En ne prenant pas en compte ce point, le fit sur les précipitations intermédiaires donne un exposant de la loi de puissance d'un peu plus élevé, de -0,30, ce qui correspond à une valeur de $n = 1,42$. Il serait nécessaire de réaliser des expériences complémentaires pour mieux caler la relation entre τ_1 et U dans ces gammes de précipitation intermédiaires. On peut noter ici que Babault *et al.* (2005) avaient conclu, sur la base de leurs expériences réalisées dans cette gamme de précipitation, qu'il n'existait pas d'effet des taux de surrection sur les temps de réponse des topographies. C'est un point qui mériterait d'être approfondi. Sur la base du jeu de données actuel il semble cependant qu'il existe effectivement une influence du taux de surrection sur le temps de mise à l'équilibre des reliefs, contrairement à ce qui était considéré auparavant suite aux travaux de Lague *et al.* (2003) et Babault *et al.* (2005), avec un temps de mise à l'équilibre qui diminue significativement avec le taux d'uplift. Cela implique que l'exposant n de la loi d'érosion soit supérieur à 1, compris entre 1,26 (ou 1,42) et 1,92.

IV.4. Morphologie des topographies d'équilibre : l'influence de U et P

Nous avons également testé l'évolution des temps caractéristiques et déterminé la valeur de n pour les trois principaux taux de précipitation de cette étude, et nous notons que les temps caractéristiques ont une décroissance exponentielle avec les taux de surrection. Les valeurs de l'exposant de la loi de puissance appliquée sur les trois courbes présentées en figure IV.25, varient de -0,34 pour le taux de précipitation $P=108$ mm/h, -0,48 pour à $P=60$ mm/h à -0,48 pour $P=160$ mm/h. Ce qui donne des valeurs de n qui varient de 1,5 à 1,9.

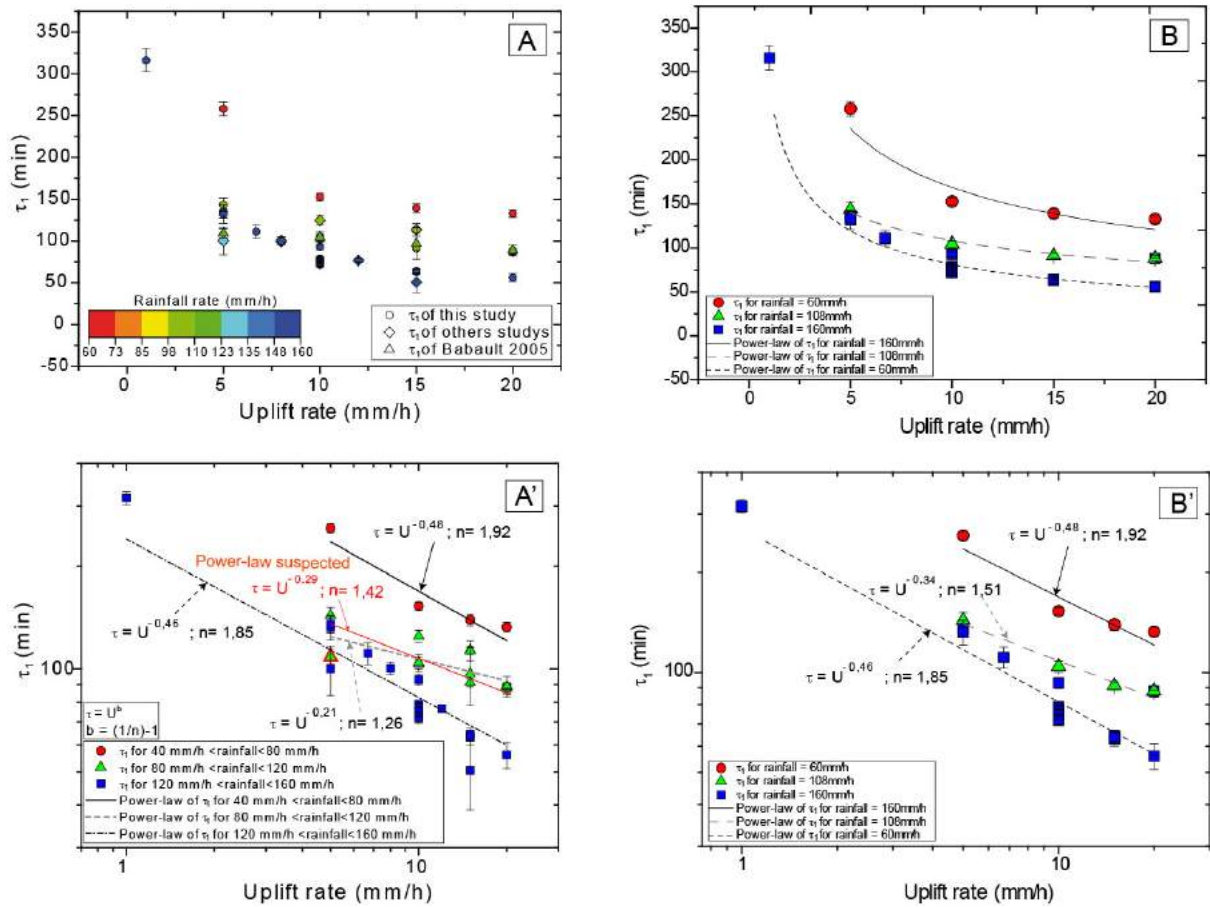


FIGURE IV.25 – (A) Evolution des temps caractéristiques τ_1 en fonction des taux de surrection. On peut y remarquer la décroissance de τ_1 en fonction des taux de surrection. On peut également remarquer une influence des taux de précipitation ; (A') Evolution du temps caractéristique des reliefs τ_1 en fonction du taux de précipitation, en considérant trois intervalles de précipitation (40 mm/h < P < 80 mm/h, 80 mm/h < P < 120 mm/h, 120 mm/h < P < 160 mm/h) ; (B et B') Evolution des temps caractéristiques calculés pour les principaux taux de précipitation calibrés pour cette étude (60 mm/h, 108 mm/h et 160 mm/h). On peut noter la relation en loi de puissance entre les taux de surrection et les temps. Noter également l'échelle linéaire de la figure. Notez l'échelle logarithmique des graphiques A' et B'.

Chapitre IV. Influence des taux de surrection (U) et des taux de précipitations (P) sur la morphologie des reliefs expérimentaux

IV.4.3.2 Influence des taux de précipitations (P) et des taux de surrections (U) sur τ_2

Comme nous l'avons indiqué dans la présentation des données, dans certaines de nos modélisations, nous avons baissé de façon instantanée les taux de précipitations après avoir atteint un premier état d'équilibre. Une telle perturbation a pour effet une augmentation des hauteurs moyennes (figure IV.13) vers un nouvel équilibre macroscopique (Bonnet et Crave, 2003). Pour les expériences que nous avons réalisées, nous avons déterminé un temps de réponse τ_2 à partir des courbes d'évolution de l'altitude moyenne vers un second état d'équilibre, comme précédemment. Pour ces expériences avec chute brutale de précipitations, nous avons trois jeux de données qui diffèrent par l'amplitude de la chute appliquée (cf tableau IV.1). Dans ces expériences, le taux de précipitation initial (premier état d'équilibre) est soit de 160 mm/h, soit de 110 mm/h. Le premier jeu de données concerne des expériences où nous avons chuté la pluviométrie de 160 à 60 mm/h. Nous avons réalisé 5 expériences de ce type, avec des taux de surrection de 5 mm/h, 6,7 mm/h, 7 mm/h, 10 mm/h, 15 mm/h et 20 mm/h. Le second jeu de données concerne des expériences où nous avons chuté la pluviométrie de 110 à 60 mm/h. Nous avons réalisé 4 expériences de ce type, avec des taux de surrection de 5, 10, 15 et 20 mm/h. Enfin, le troisième jeu de données concerne des expériences où nous avons chuté la pluviométrie de 160 à 110 mm/h. Quatre expériences de ce type ont été réalisées, avec des taux d'uplift de 5 mm/h, 10 mm/h, 15 mm/h et 20 mm/h. La quantité des données est donc plus limitée que pour les temps caractéristiques τ_1 mais, celles-ci permettent tout de même d'ouvrir la discussion sur la réaction des systèmes géomorphologiques après une perturbation climatique.

Les temps caractéristiques τ_2 ont été calculés au moyen d'un fit exponentiel comme nous l'avons fait dans la première partie de cette étude. Contrairement au temps caractéristique τ_1 , quel que soient les taux de précipitation avant la chute de précipitation, ou l'amplitude de la chute, nous ne notons pas d'effet significatif des taux de précipitations (P2) sur les temps de réponses, et nous ne notons pas non plus d'effet majeur des taux de surrection sur les valeurs de τ_2 (voir figure IV.26A). En effet, les valeurs de τ_2 que nous avons calculé varient entre 61,5 min pour le minimum et 85,92 min pour le maximum, avec une valeur moyenne de 73,65 min (figure IV.26), ce qui représente une variation très faible des valeurs comparativement à celles des temps caractéristiques τ_1 . Nous avons regardé dans le détail l'effet de chaque variation sur les temps caractéristiques calculés (figure IV.26B,C,D), et nous avons noté de très faibles variations qu'il faudra tenter de vérifier dans un premier temps et d'expliquer dans un second temps avec l'apport, si possible, de nouvelles observations. Nous avons noté en effet, que les temps de réponses obtenus avec une pluie (P1= 160 mm/h), décroissent à mesure que les taux de surrection augmentent. Malgré la qualité des données, cette observation a été faite dans nos deux cas de figures (P2= 60 mm/h et P2=108 mm/h). Par contre, dans le cas d'un taux de précipitation P1= 108 mm/h, les temps de réponses croissent avec les taux de surrection. Cette observation suggère une réponse dans la seconde phase qui soit relativement homogène mais avec des petites variations qui sont directement liées aux taux de précipitation appliqué dans la première phase d'évolution du relief.

Enfin nous avons vérifié l'existence d'une influence de l'amplitude de la chute de précipitation sur les temps de réponses τ_2 . Pour cela nous avons vérifié si pour une valeur identique initiale de précipitation P1 (160 mm/h), on observait des variations significatives des temps de réponses

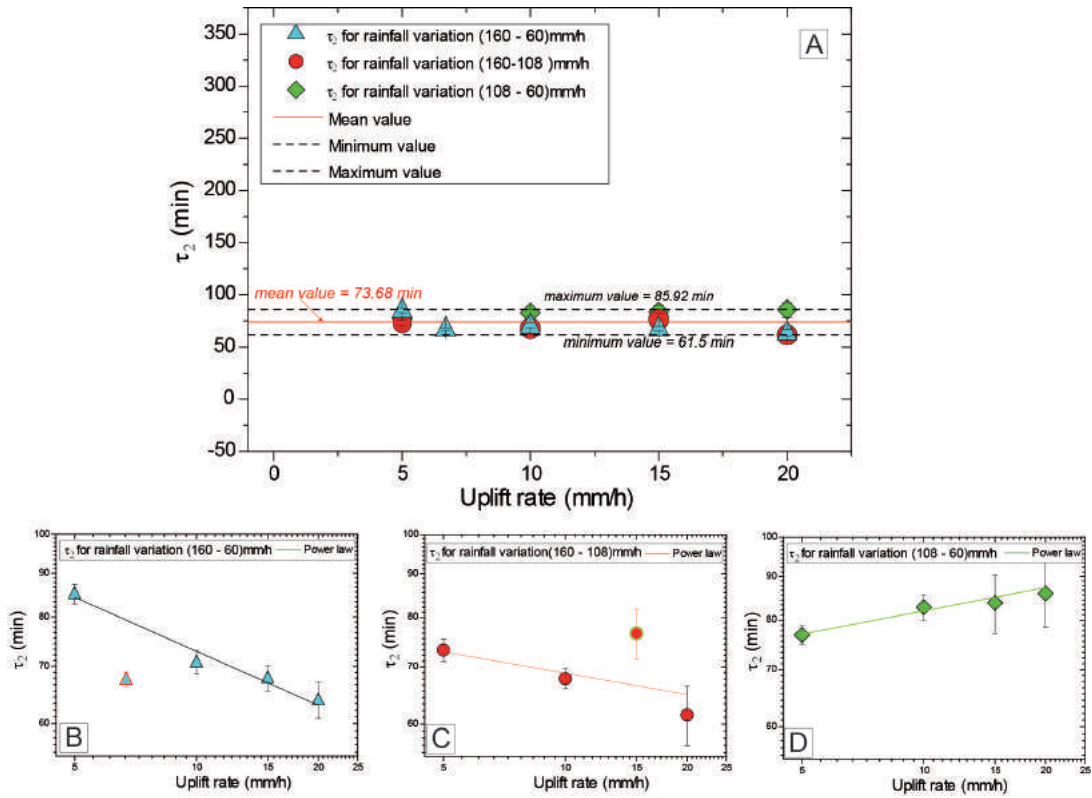


FIGURE IV.26 – (A) Évolution des temps caractéristiques τ_2 suite à une chute brutale de pluviométrie à partir d'un premier état d'équilibre. Contrairement à τ_1 , (figure IV.25), la distribution des temps de réponse τ_2 est peu influencée par U (noter que par soucis de comparaison, l'échelle des ordonnées sur la figure du haut est la même que celle de la figure IV.25A,B) Mêmes données représentées individuellement pour chaque jeu de donnée (chutes 160→60, 160→110 et 110→60 mm/h).

Chapitre IV. Influence des taux de surrection (U) et des taux de précipitations (P) sur la morphologie des reliefs expérimentaux

pour des amplitudes de chute de précipitation différentes : chute de 100 mm (expériences 160→60 mm/h) ou de 50 mm (expériences 160→110 mm/h) de précipitations : figure IV.27. Les résultats tendent à montrer que plus l'amplitude de la chute de précipitation est importante, plus le temps de réponse τ_2 est court (observé pour 3 taux d'uplift sur 4), cependant ces différences de temps de réponse ne sont pas significativement différentes, d'autant plus quand on considère les barres d'erreur sur les temps caractéristiques. Nos données ne permettent donc pas d'être catégorique sur cette question.

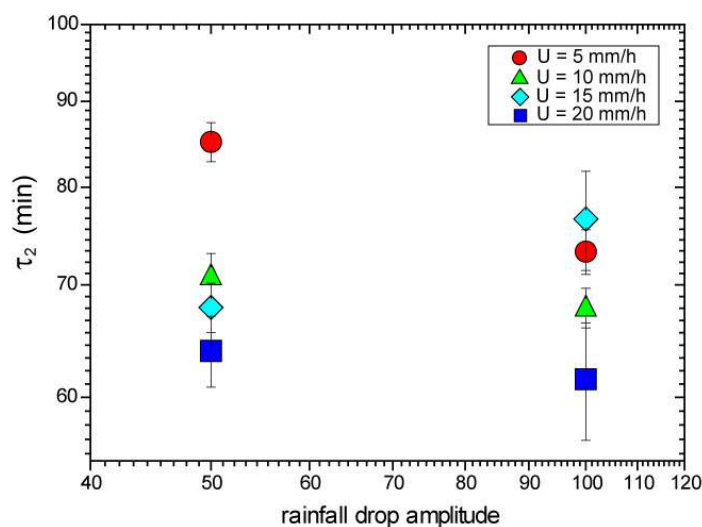


FIGURE IV.27 – Évolution des temps de réponses en fonction des amplitudes de chute de pluviosité : 50 mm/h (expériences 160→110 mm/h) ou 100 mm/h (exp 160→60 mm/h) dans nos expériences.

IV.4.3.3 Conclusion sur les temps de réponses

Dans cette étude des temps de réponses, nous montrons une dépendance des temps de réponses de la première phase d'évolution des reliefs aux taux de surrection et aux taux de précipitation. En effet nous montrons une décroissance quasi exponentielle des temps de réponses en fonction des taux de surrection pour les taux de précipitations faibles (ex. 60 mm/h) mais également pour les taux de précipitation élevés (ex. 160 mm/h). Nous avons également montré qu'après une perturbation du paramètre climatique (chute du taux de précipitation dans notre cas d'étude), les temps de réponses des topographies paraissaient globalement peu influencés par les paramètres U et P.

IV.5 Morphologie des topographies d'équilibre : morphométrie

Après avoir présenté les nouvelles données concernant l'influence des facteurs de soulèvement et pluviométrie sur la morphologie générale des reliefs et leur évolution temporelle, dans cette section nous présentons une analyse des propriétés morphologiques des topographies d'équilibre, par le biais de l'étude des relations pente/aire-drainée qui nous permettront de déterminer l'indice de concavité θ et le steepness index k_s . La méthode de calcul de ces paramètres morphologiques est présentée dans le paragraphe IV.2.2.4 du chapitre. Nous avons également testé le calcul de l'indice de concavité par la méthode *ChiPlots* (Perron et Royden, 2013; Mudd *et al.*, 2014; Willett *et al.*, 2014) et nous avons comparé les résultats obtenus entre les deux méthodes.

IV.5.1 Présentation des relations pente/aire-drainée caractéristiques des topographies expérimentales

Les relations pente/aire-drainée des topographies étudiées présentées sur la figure IV.28 définissent pour la plupart quatre domaines clairement identifiables, définis par des segments de droite dans les diagrammes bilogarithmiques. Par soucis de clarté, deux relations pente/aire-drainée typiques sont présentées sur la figure IV.29, où les différents domaines dont nous parlerons par la suite sont également définis. Selon les expériences, entre trois et quatre domaines morphologiques différents sont définis sur les expériences (figures IV.29A et IV.29B). L'ensemble des modélisations présente les domaines appelés I, II et III :

- le domaine I concerne les superficies inférieures à 1 mm² et correspond à une topographie où la pente augmente avec l'aire drainée, soit une topographie globalement concave vers le bas. Ces toutes petites aires drainées correspondent à la partie sommitale des lignes de crête,
- le domaine II poursuit en aval le domaine I, jusqu'à des superficies de l'ordre de 10 mm². Il est caractérisé par une décroissance assez forte de la pente avec l'aire drainée, ce qui définit cette fois une forme topographique concave vers le haut, avec un indice de concavité assez important,
- enfin, dans la continuité du domaine II, le domaine III est toujours caractérisé par une topographie concave vers le haut, mais avec une décroissance de la pente avec l'aire drainée qui est significativement plus faible que dans le domaine II. Il s'agit donc d'un domaine à faible concavité (trend A-S proche de l'horizontale).

Sur certaines topographies, le domaine III se prolonge jusqu'aux valeurs d'aire drainée les plus élevées, c'est-à-dire jusqu'aux parties les plus en aval des bassins versants, c'est-à-dire jusque sur les bordures de l'expérience (figure IV.29B). A l'opposé sur certaines topographies un nouveau domaine (IV) succède au domaine III. Ce domaine IV, concave vers le haut, est caractérisé par une décroissance assez forte de la pente vers l'aval, c'est-à-dire une concavité assez importante. Il est intéressant de noter que les relations pente/aire-drainée observées dans les expériences sont tout à fait similaires à celles observées dans la nature (comparer la figure IV.29A et la figure IV.30 par exemple ; voir aussi les figures IV.29A et IV.29B), ce qui montre que géométriquement, la forme des topographies générées en laboratoire est représentative des topographies naturelles (Bonnet et Crave, 2006).

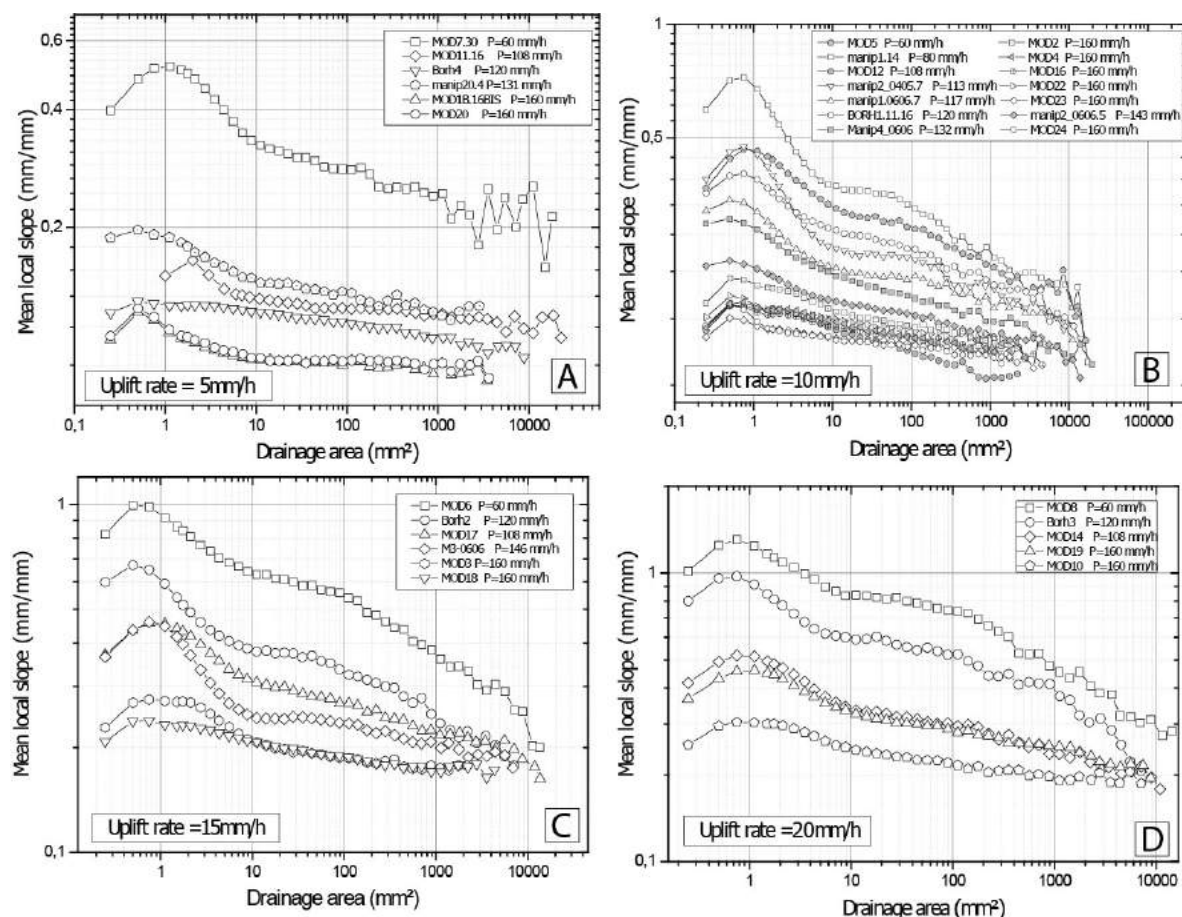


FIGURE IV.28 – Relations pente/aire-drainée des topographies d'équilibre des différentes expériences réalisées dans cette étude (expériences MOD) et de quelques expériences réalisées précédemment, compilées par taux de surrection respectifs (A) $U=5$ mm/h ; (B) $U=10$ mm/h ; (C) $U=15$ mm/h ; (D) $U=20$ mm/h. Pour chaque taux de surrection, les taux de précipitation sont également indiqués.

Certaines expériences ne présentent pas de domaine IV, comme on peut le voir sur l'exemple figure IV.29B, où on peut prolonger le domaine III jusqu'aux aires drainées les plus importantes. La présence ou l'absence de domaine IV correspond à des formes de topographies très différentes, comme on peut le voir sur les illustrations de la figure IV.29. En effet, les topographies avec domaine IV présentent une dissection assez importante, avec des réseaux de rivières bien visibles. A l'opposé les topographies sans domaine IV sont beaucoup plus lisses, avec des vallées très larges, et sans chenaux bien individualisés. Comme on peut le voir sur la figure IV.29A,B, le domaine IV est absent dans toutes les modélisations effectuées avec un taux de précipitation élevé. Il semble également, au vu de cette compilation, que ce domaine soit également absent pour des modélisations réalisées avec un taux de surrection faible (ex. 1 mm/h et 5 mm/h). Nous remarquons également sur la figure IV.31 que la présence du domaine IV pourrait être conditionnée par l'efficacité érosive des précipitations, représentées ici par le rapport eau sur roche (r), que nous avons déjà présenté dans la section précédente. En effet on peut remarquer sur la figure IV.31 que trois principales zones se distinguent. Une seconde zone dans laquelle le domaine IV est présent (entre $r=0$ et $r=4$), une zone dans laquelle les deux types de topographie peuvent se développer (entre $r=4$ et $r=12$). Ainsi pour les expériences réalisées avec de faible taux d'uplift, c'est uniquement si la pluviométrie est faible que l'on observe le domaine IV. Et enfin une troisième zone (au-dessus de $r=12$) qui est caractérisée par le l'absence du domaine IV. On peut supposer qu'il existe une valeur seuil de r qui contrôle la présence ou non du domaine IV, mais il serait nécessaire de réaliser un jeu d'expériences spécifiques, en particulier autours des faibles valeurs de r , pour tester cette hypothèse. Ce jeu d'expériences pourra également permettre de tester l'hypothèse d'un seuil géomorphologique suivant une relation en loi de puissance entre les taux de précipitations et les taux de surrections appliqués au cours des expériences. En effet l'observation des données présentées figure IV.31 permet également d'envisager une hypothèse de ce type.

Nous verrons dans l'article présenté dans le chapitre V suivant qu'il est probable en effet que le paramètre r contrôle l'apparition de ce domaine IV, avec un impact très important sur la dynamique de réponse du relief qui en résulte, lorsque l'on fait chuter cette valeur de r (via une chute de pluviométrie).

Généralement, les différents domaines de la loi pente/aire-drainée correspondent à des formes du relief qui sont très différentes, et cela est généralement expliqué comme le résultat de l'action de processus d'érosion et de transport différents d'amont en aval (e.g [Montgomery et Foufoula-Georgiou, 1994](#); [Ijjasz-Vasquez et Bras, 1995](#); voir figure IV.29A et IV.29B).

Le domaine I correspond typiquement aux parties hautes des versants de la topographie. Le domaine II, concave vers le haut mais situé dans les zones amonts, est généralement interprété comme les « têtes » de vallée, appelée communément « vallées non chenalées » (unchanneled valleys). Le domaine III est interprété par [Ijjasz-Vasquez et al. \(1993\)](#) comme un domaine de transition entre les domaines II et IV. Caractérisé par une très faible concavité (trends proche de l'horizontale dans les relations pente/aire-drainée), ce domaine correspondrait à des vallées où il y a essentiellement des écoulements gravitaires de type débris-flow ([Montgomery et Foufoula-Georgiou, 1994](#)); debris-flow dominated channels sur la figure IV.9B). Enfin le domaine IV, concave vers le haut, est caractérisé par une concavité assez importante, et il est généralement

Chapitre IV. Influence des taux de surrection (U) et des taux de précipitations (P) sur la morphologie des reliefs expérimentaux

interprété comme étant le domaine des rivières « vraies ».

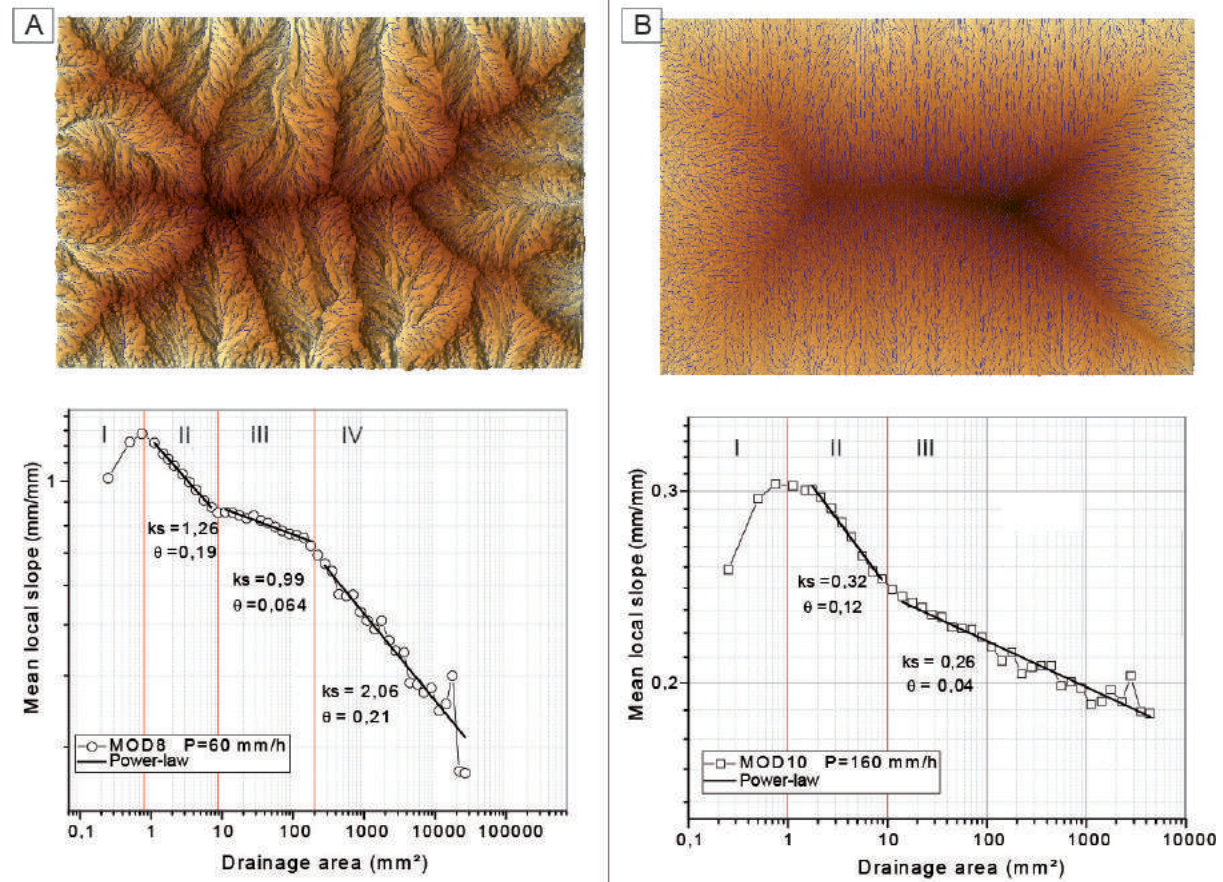


FIGURE IV.29 – Exemples de MNT et de loi pente/aire-drainée caractéristiques que nous avons observé dans cette étude sur les topographies à l'équilibre. (A) MNT en topographie sur laquelle les quatre domaines sont identifiés ; (B) Topographie sur laquelle le domaine IV est absent.

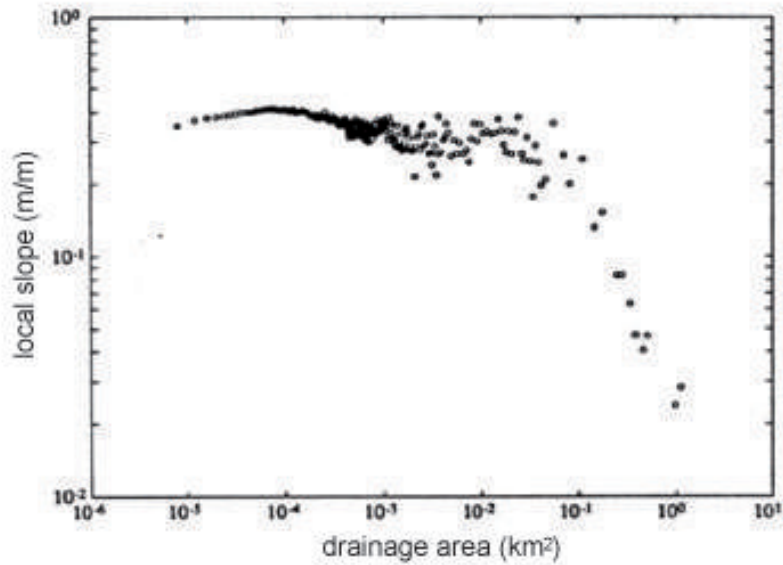


FIGURE IV.30 – Exemple de relation pente/aire-drainée observée sur un petit bassin versant de Californie par [Montgomery et Foufoula-Georgiou \(1994\)](#), calculée à partir d'un MNT à haute résolution (pixel à 2m). Noter la très bonne similitude entre cette relation et celle observée dans nos expériences (figure IV.29A)

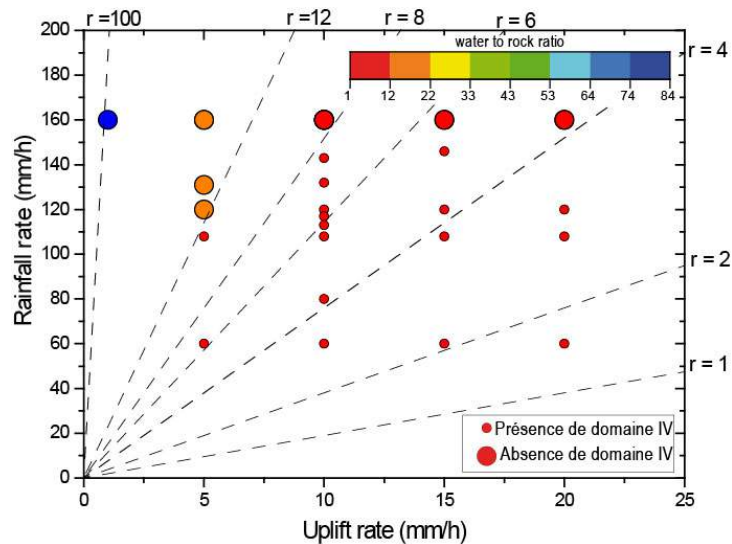


FIGURE IV.31 – Synthèse des expériences qui montrent ou non le domaine IV dans les relations pente/aire-drainée à l'équilibre.

IV.5.2 Transitions entre les domaines AS

Avant de caractériser l'impact du soulèvement et de la pluviométrie sur les différents domaines A-S, nous avons tout d'abord caractérisé la transition entre les différents domaines I-II, II-III, et III-IV en termes d'aire drainée. Ces données sont reportées sur reportés sur les figure IV.32A,A', figure IV.32B,B', et figure IV.32C,C'.

Toutes les aires drainées qui composent le domaine I ($0 < A < 1 \text{ mm}^2$) de nos diagrammes pente/aire-drainée représentent la partie purement convexe des différentes topographies étudiées. Elles sont essentiellement dominées par des processus non chenalisés (type diffusif), et sont caractérisées par un gradient positif des pentes (Ijjasz-Vasquez et Bras, 1995). Pour toutes les expériences, la transition entre les domaines I et II se fait en moyenne autour de 1 mm^2 , avec quelques valeurs qui peuvent s'étaler jusqu'à 2 mm^2 , sans que l'on puisse définir d'influence des taux de soulèvement et de pluviométrie (figure IV.32A).

La transition entre les domaines II et III, se fait pour des aires drainées de l'ordre de 10 mm^2 (moyenne de 8 mm^2 ; figure IV.32B). Ici encore, on ne note pas à priori d'impact de la pluviométrie ou du soulèvement sur cette aire drainée de transition. La transition entre les domaines III et IV, se produit en moyenne pour une valeur d'aire drainée de 145 mm^2 (figure IV.32C). Pour rappel, cette transition III-IV n'existe pas dans les expériences réalisées avec des taux de pluviométrie élevés, et globalement pour des valeurs de $r > 10$ (figure IV.32). Cette relative stabilité des transitions des différents domaines des relations pente aire drainées, est également mise en évidence sur les figures IV.32A',B' et C', qui présentent la distribution des transitions des diagrammes pente/aire-drainées en fonction du paramètre r . On peut voir que les différentes transitions restent assez stables, et envisager que ces transitions ne varient pas sous l'effet des taux de surrection et de précipitation.

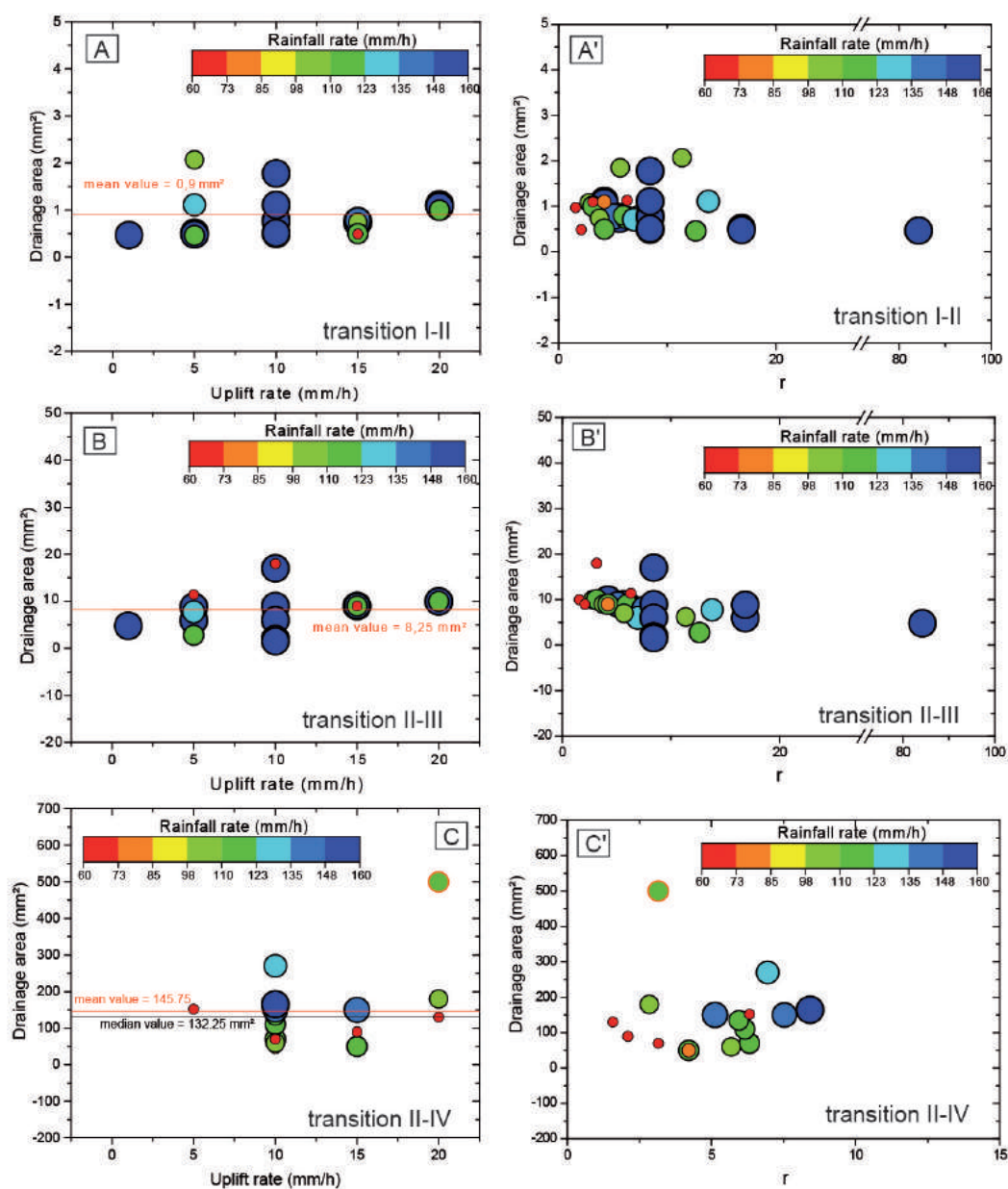


FIGURE IV.32 – Distribution des limites entre les domaines recensés dans cette étude sur les différents diagrammes pente/aire-drainée. Notez que la taille des figurés est fonction des taux de précipitation.

IV.5.3 Concavité de la topographie

Nous présentons ici l'étude de la concavité des différents domaines des topographies d'équilibre. Les indices de concavité ont été déterminés de deux façons différentes : directement en faisant un fit sur la relation pente/aire-drainée mais également par la méthode chi plots définie par Perron et Royden (2013), que nous avons présentés succinctement en début de chapitre. L'intérêt de la méthode de Perron et Royden (2013) est qu'elle permet d'estimer l'index de concavité θ , en s'affranchissant du calcul de la pente à partir du MNT qui peut être une source d'erreur importante. L'approche en khi plots consiste à représenter les profils de rivière non pas dans un graphe altitude en fonction de la distance, mais dans un graphe où est représenté en abscisse non pas la distance mais le paramètre χ (Khi) défini comme :

$$Khi = \int_{x_b}^x \left(\frac{A_0}{A(x)} \right)^{\frac{m}{n}} dx \quad (IV.23)$$

On définit alors l'évolution de l'altitude $z(x)$ en fonction de Khi comme :

$$z(x) = z(x_b) + \left(\frac{U}{KA_0^m} \right)^{\frac{1}{n}} . Khi \quad (IV.24)$$

Avec x_b et z_b , la distance et l'altitude d'un point de référence situé en aval. Dans un graphe $z(x)=f(Khi)$, un profil longitudinal ayant une concavité θ (correspondant à m/n) est alors transformé en une droite ayant une pente $(U/K)1/n / A_0^{m/n}$. Comme illustrée sur la figure IV.33, la méthodologie proposée par Perron et Royden (2013) pour déterminer la concavité θ ($=m/n$) d'un profil, consiste à tracer différents profils $z(x)=f(Khi)$ pour différentes valeurs de θ et de fitter le profil par une loi linéaire. On trace alors un graphe qui montre la qualité de la corrélation linéaire (via le R^2) en fonction des valeurs de θ (soit m/n), ce qui permet de déterminer la meilleure valeur de concavité qui décrit le profil longitudinal.

La figure IV.34 permet de comparer les valeurs d'indices de concavité calculées par les deux méthodes, pour deux de nos pluviométries et pour les quatre taux de surrection. Nous pouvons noter la relative similitude des valeurs obtenues par les deux méthodes, bien que celles obtenues par la méthode pente/aire-drainée semblent quelquefois légèrement plus hautes dans les cas de faibles précipitations. Nous montrons que le calcul de θ par la méthode chi ne donne pas de résultats significativement différents de ceux obtenus par la méthode pente/aire-drainée. Dans la suite de notre étude, nous avons fait le choix de présenter les calculs de θ issus des diagrammes pente/aire-drainée, qui permet un calcul plus rapide des steepness index qui seront présentés dans la section suivante. Nous présenterons tour-à-tour les résultats obtenus pour les domaines II, III, et IV, synthétisés dans le tableau IV.3. Nous ne présenterons pas de calculs faits sur le domaine I car, ce domaine représente la portion convexe du relief et est limité aux lignes de crête.

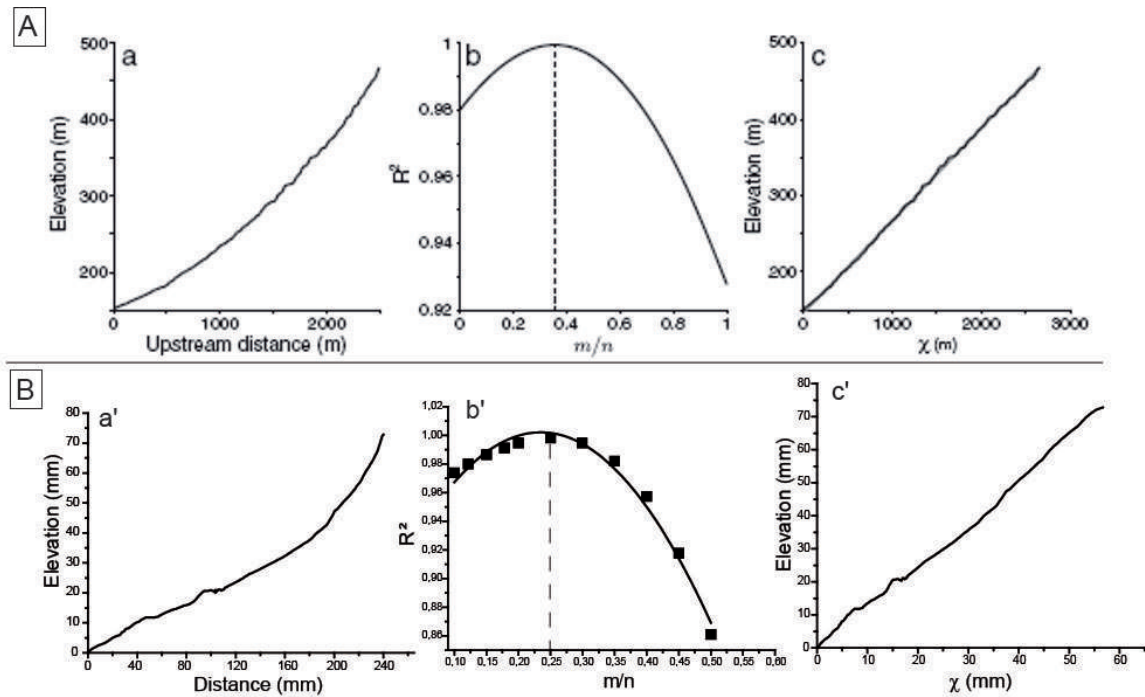


FIGURE IV.33 – (A) Méthode de [Perron et Royden \(2013\)](#) pour déterminer la concavité θ d'une topographie. A gauche, le profil longitudinal et à droite, le profil représenté selon le paramètre χ pour la meilleure valeur de concavité. Au milieu : valeur des R^2 pour différents fits linéaires réalisés sur les profils de rivières présentés permettant de déterminer la meilleure valeur de m/n . (B) Exemples dans le cas de nos expériences (cas de la modélisation MOD6).

Chapitre IV. Influence des taux de surrection (U) et des taux de précipitations (P) sur la morphologie des reliefs expérimentaux

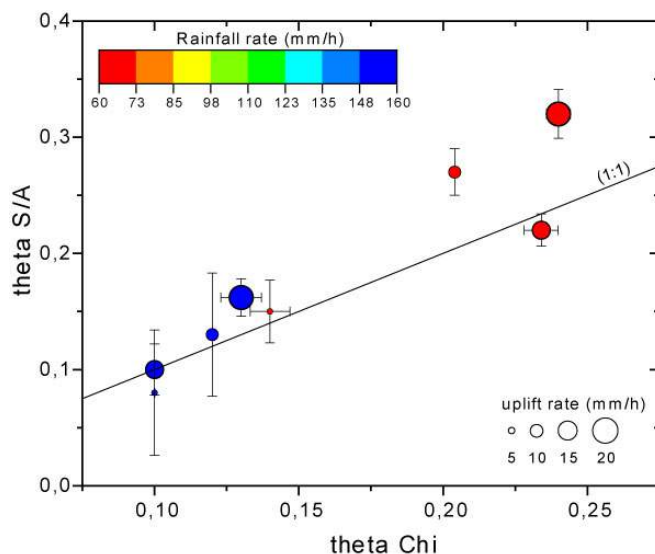


FIGURE IV.34 – Comparaisons des valeurs de concavité (θ obtenues par les deux méthodes de calculs (s/a et chi). Notez le bon accord entre les valeurs obtenues par ces deux méthodes. La taille des figurés est fonction du taux de surrection et la couleur est fonction du taux de précipitation.

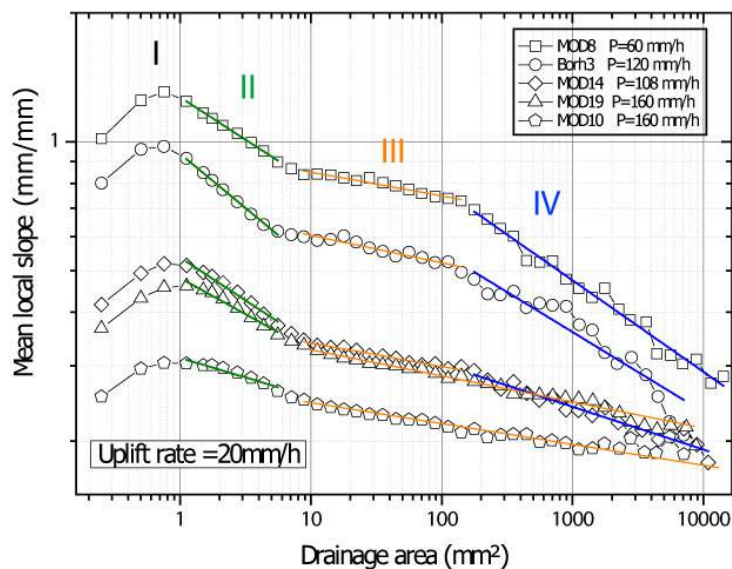


FIGURE IV.35 – Exemple de fits réalisés sur les relations pente/aire-drainées des topographies d'équilibre issues des modélisations faites avec un taux de surrection de 20 mm/h. Nous avons utilisé la même méthode pour toutes les relations présentées sur la figure IV.28.

IV.5. Morphologie des topographies d'équilibre : morphométrie

Tableau IV.3 – Synthèse des différentes valeurs de θ calculées sur l'ensemble des relations pentes-aire drainées, issues de notre compilation des données de la littérature et des modélisations menées dans cette étude.

	U (mm/h)	P (mm/h)	r (mm/h)	θ_2 (min)	θ_3 (min)	θ_4 (mm)
MOD10.17	20	160	4,21	0,12058±0,004	0,0397±0,0024	–
MOD14.16bis	20	108	2,84	0,2159±0,0057	0,05229±0,0033	0,10618±0,0058
MOD19.16bis	20	160	4,21	0,17502±0,0054	0,05703±0,0016	–
MOD8.23	20	60	1,58	0,19494±0,0024	0,06002±0,0038	0,21442±0,0059
borh3_6clip	20	120	3,15	0,25321±0,0052	0,06229±0,0072	0,18178±0,0146
MOD3_17bis	15	160	5,61	0,15888±0,0065	0,03177±0,0022	–
MOD18.17	15	160	5,61	0,05986±0,0037	0,03228±0,0023	–
M3-0606-5	15	146	5,12	0,29569±0,0165	0,00639±0,0044	0,05938±0,0037
MOD17.16bis	15	108	3,79	0,19411±0,0066	0,06183±0,0035	0,08035±0,0041
Borh2_6clip	15	120	4,21	0,21672±0,0123	0,02737±0,0064	0,13478±0,0044
MOD6.27	15	60	2,10	0,17522±0,0052	0,06284±0,0032	0,17483±0,0051
Borh1-11	10	120	6,31	0,13963±0,0076	0,04511±0,0040	0,08768±0,0037
M1-14	10	80	4,21	0,31639±0,0081	0,02982±0,0034	0,11938±0,0037
M1-7bis	10	117	6,16	0,17752±0,00562	0,02024±0,0041	0,0699±0,00701
M2-0405-7	10	113	5,95	0,30674±0,0082	0,01535±0,0045	0,08192±0,0061
M2-0606-5	10	143	7,53	0,09136±0,0032	0,03566±0,0014	0,05651±0,0059
M4-0606-3	10	132	6,95	0,1345±0,0056	0,05343±0,0022	0,07813±0,0063
MOD12.17	10	108	5,68	0,07278±0,0038	0,04231±0,0067	0,05903±0,0046
MOD16.16bis	10	160	8,42	0,04549±0,0031	0,02569±0,0027	0,04307±0,0065
MOD2_17	10	160	8,42	0,07946±0,0039	0,03953±0,0025	–
MOD4_12	10	160	8,42	0,04433±0,0054	0,03094±0,0025	–
MOD5.21	10	60	3,16	0,16129±0,0033	0,04001±0,0059	0,10552±0,0035
MOD22.17	10	160	8,42	0,03612±0,0016	0,02766±0,0012	–
MOD23.16BIS	10	160	8,42	0,02956±0,0012	0,02526±0,0020	–
MOD24.17	10	160	8,42	0,03107±0,0023	0,02609±0,0019	–
MOD11.16	5	108	11,37	0,04249±0,0026	0,00324±0,0011	0,02075±0,0059
MOD1B.16bis	5	160	16,84	0,09319±0,0063	0,01405±0,0023	–
MOD20.16bis	5	160	16,84	0,09477±0,0065	0,00916±0,0022	–
MOD7.34	5	60	6,315	0,24442±0,0065	0,06734±0,0037	0,05997±0,0143
Borh4	5	120	12,63	0,0075±0,00247	0,0347±0,00101	–
Manip20	5	131	13,79	0,11973±0,0036	0,03543±0,0029	–
MOD15	1	160	84,21	0,24523±0,013	0,01765±0,0058	–

IV.5.3.1 Concavité θ du domaine II

Le domaine II correspond aux aires drainées comprises entre $1 \text{ mm}^2 < A < 10 \text{ mm}^2$. Il représente la zone des vallées non chenalisées sur le versant. Dans cette zone, les indices de concavité sont compris entre 0,0075 et 0,306 (tableau IV.3) avec une valeur moyenne de 0,14 (figure IV.36A). L'évolution des indices de concavité, dans ce domaine du diagramme pente-aire-drainée, ne nous permet pas de dégager une tendance en fonction des paramètres U et P, sauf éventuellement une tendance générale à l'augmentation des valeurs de θ avec le taux de surrection. Nous remarquons également que la dispersion des valeurs de θ ne nous permet pas de conclure sur un potentiel effet des taux de précipitation sur ce paramètre. La représentation de ces données de θ en fonction de r montre une décroissance des valeurs, mais la dispersion des données ne nous permet pas de définir une loi simple qui relierait l'évolution de θ au paramètre r .

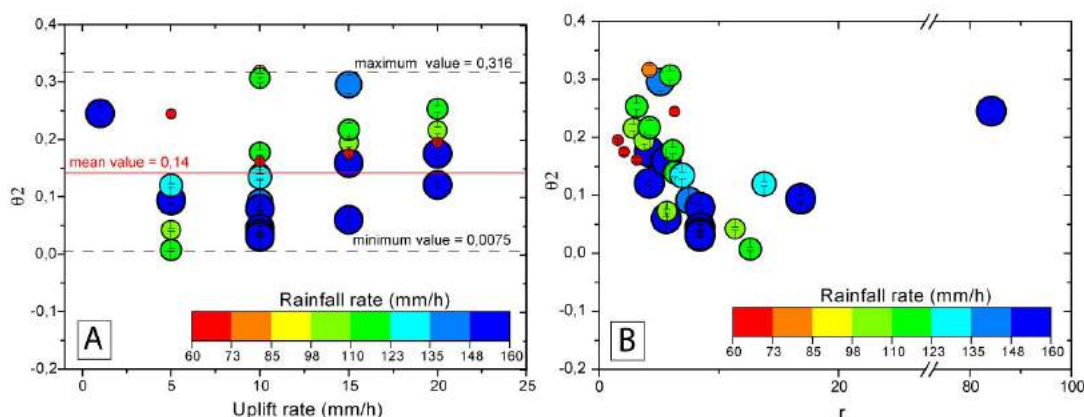


FIGURE IV.36 – Evolution des indices de concavité (θ) en fonction du taux de surrection pour le domaine II. La taille du figuré est fonction du taux de précipitation.

IV.5.3.2 Concavité θ du domaine III

Le domaine III, ou domaine de transition, est compris entre environ 10 mm^2 et 100 mm^2 et correspond à la zone où pourrait se faire le passage de la zone peu ou pas chenalisée (II) à la zone purement chenalisée (IV). Dans ce domaine, les indices de concavité θ calculés sont très faibles, entre 0,0032 et 0,067 avec une valeur moyenne de 0,035 (figure IV.37). Ces indices sont très faibles comparativement à ceux calculés dans le domaine II, et montrent que dans ce domaine la pente ne varie que très peu d'amont en aval, et ce quels que soient les taux de surrection et de précipitation. Le profil est donc globalement linéaire. La représentation de θ en fonction de r montre également une très bonne stabilité des valeurs θ , et la gamme très faible de variation des indices de concavité dans ce domaine III ne permet pas de conclure à une influence de U et P sur la concavité θ .

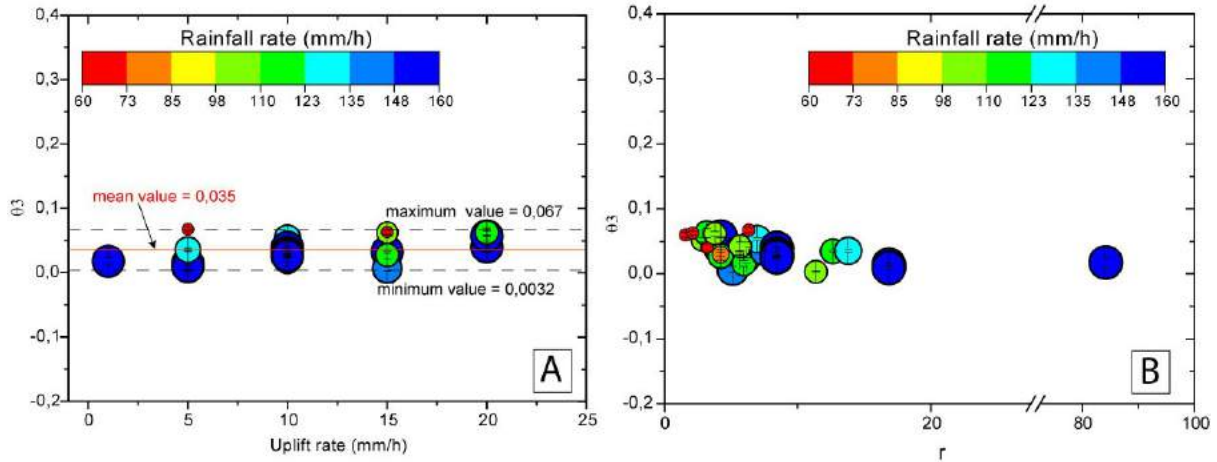


FIGURE IV.37 – Evolution des indices de concavité (θ) pour le domaine III issus de la compilation des différents diagrammes pente/aire-drainée. La taille du figuré est fonction du taux de précipitation appliqué. Notez la stabilité des valeurs de θ quels que soient les taux de surrection et de précipitation, ou encore la valeur du rapport r .

IV.5.3.3 Concavité θ du domaine IV

Le domaine IV correspond au domaine purement chenalisé et se rapproche le plus des domaines fluviaux. Il représente les aires drainées supérieures à 100 mm^2 , et présente des indices de concavité qui varient de 0,03 à 0,21 (tableau IV.3 et figure IV.38). Celles-ci paraissent conjointement influencées par les taux de surrection et les taux de précipitation. En effet comme on peut le voir sur la figure IV.38, nous pouvons noter que pour un taux de surrection donné, les expériences réalisées avec les taux de précipitation les plus faibles présentent des valeurs de θ plus élevées. La concavité du domaine IV apparaît donc inversement proportionnelle aux taux de pluviométrie. De même, pour une gamme de taux de précipitation, θ est en moyenne plus élevé pour des taux de surrection importants selon une relation qui pourrait être linéaire. Cette influence conjuguée des U et P est également mise en évidence sur la figure IV.38B, qui montre l'évolution des valeurs de θ en fonction de r : on peut noter une décroissance des valeurs de θ en fonction de r . Cette décroissance prend plutôt la forme d'une loi de puissance de sorte que $\theta = 0,304r^{-0,8}$. Cette relation pourra être améliorée avec un jeu de données plus important.

Chapitre IV. Influence des taux de surrection (U) et des taux de précipitations (P) sur la morphologie des reliefs expérimentaux

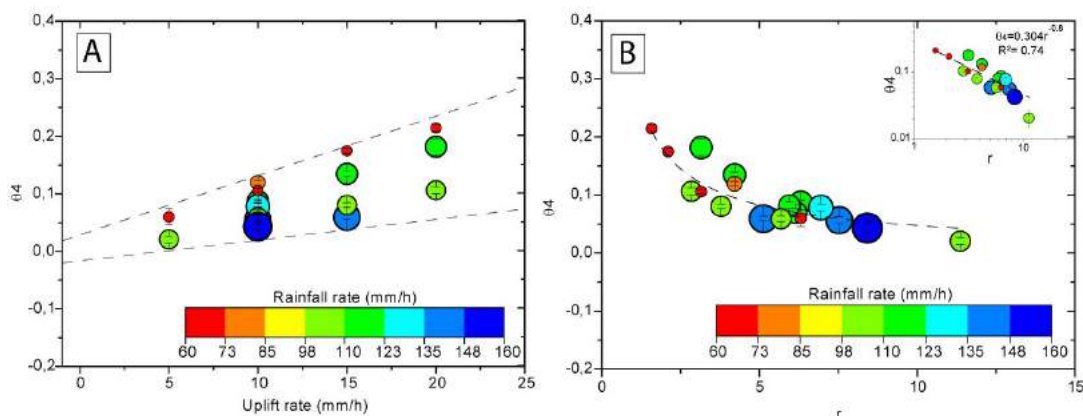


FIGURE IV.38 – Evolution des valeurs de concavité θ du domaine IV en fonction des taux de surrection et de pluviométrie, et du water-to-rock ratio (r).

Il est important de noter qu'une dépendance de la concavité aux taux de surrection va à l'encontre de la théorie (équation IV.10) et des résultats expérimentaux de [Lague et al. \(2003\)](#). En effet dans les expériences réalisées par ces auteurs, la concavité est constante, quel que soit le taux de surrection (la pluviométrie est identique dans toutes leurs expériences). Il est intéressant de remarquer que les fits effectués par ces auteurs ont été réalisés sur la totalité des relations A-S de leurs expériences (figure IV.6B), contrairement à ce que nous avons effectué ici. A titre de comparaison, nous avons re-calculé les indices θ de nos expériences en considérant un fit unique sur l'ensemble des domaines II, III et IV (Voir figure IV.39 pour un exemple), comme dans l'étude [Lague et al. \(2003\)](#). Dans ce cas de figure (figure IV.40), les valeurs de θ calculées, s'alignent toutes autour d'une valeur moyenne de 0,07 avec un minimum à 0,02 et un maximum à environ 0,13, sans qu'il n'y ait de relation entre concavité et taux de surrection ou de précipitation. A titre d'hypothèse on peut donc supposer que les conclusions de [Lague et al. \(2003\)](#) sur l'indépendance entre concavité et surrection sont peut être liées à la non prise en compte des différents domaines de la topographie. Théoriquement (équations IV.5 à IV.11), l'exposant θ est égal au rapport m/n , avec m l'exposant de la Stream Power Law qui relie la vitesse d'érosion à l'aire drainée et n l'exposant sur la pente locale. Dans le détail [Whipple et al. \(1999\)](#), les valeurs des exposants m et n dépendent elles-mêmes de nombreux paramètres, tels les exposants qui relient la vitesse d'incision à la contrainte cisailante (valable pour l'exposant n), où ceux qui ont trait à la géométrie hydrolique (largeur de la rivière en fonction du débit), où encore le débit à l'aire drainée (valable pour m et n). Ces lois théoriques ne prennent pas en compte un possible effet du taux de surrection sur la géométrie hydraulique alors qu'il semble exister dans les expériences ([Turowski et al., 2006](#)). La dépendance entre concavité du domaine IV et taux de surrection que l'on observe vient donc peut être d'un défaut de la théorie communément admise.

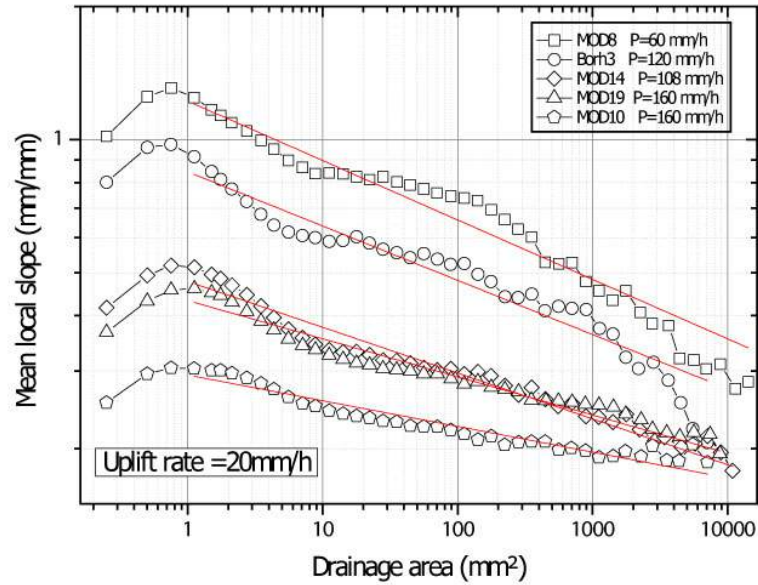


FIGURE IV.39 – Exemple de fits obtenus lorsque nous ne distinguons pas les différents domaines du diagramme pente/aire-drainée, comme cela a été réalisé par [Lague et al. \(2003\)](#); cf figure IV.6A. Les valeurs d'exposant qui sont calculées de cette façon sont représentées sur la figure IV.40.

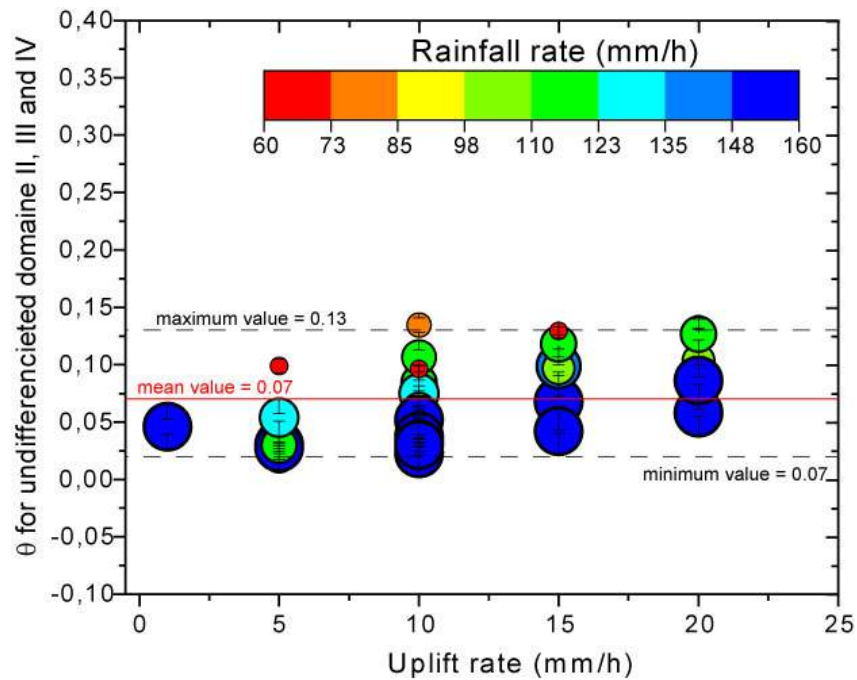


FIGURE IV.40 – Représentation des valeurs de θ calculées sur l'ensemble de la courbe pente/aire-drainée en considérant les domaines II, III et IV comme un domaine unique (cf figure IV.39).

Chapitre IV. Influence des taux de surrection (U) et des taux de précipitations (P) sur la morphologie des reliefs expérimentaux

IV.5.3.4 Conclusion sur l'indice de concavité des topographies

Dans cette partie de notre étude, nous avons montré que les relations pentes-aire drainée, dans le cas de topographies expérimentales définissaient 4 domaines distincts : le domaine I qui représente les aires drainées les plus faibles et qui se caractérise par un gradient de pente positif ; un domaine II qui représente les versants et qui se caractérise par le passage d'un gradient de pente purement positif à un gradient purement négatif ; un domaine III qui représente la zone de transition entre la zone non chenalisée du domaine II et la zone chenalisée (domaine IV) ; et un domaine IV qui représente la zone chenalisée des bassins expérimentaux. Cette observation rejoint les observations faites par [Ijjasz-Vasquez et Bras \(1995\)](#) dans le système naturel. Nous avons également montré que les transitions entre ces différents domaines ne paraissent pas influencées par les taux de surrection et les taux de précipitation. Nous avons également mis en évidence une évolution très différente des valeurs de θ suivant que l'on soit dans le domaine, II, III, ou IV. Nous montrons en effet que les domaines II et III sont peu influencés par les taux de précipitation et les taux de surrection, alors que les valeurs de θ calculées dans le domaine IV, présentent une dépendance assez nette aux taux de surrection et de précipitation, et en particulier au paramètre r selon une relation qui semble non linéaire. Ce résultat contraste avec les études théoriques qui considèrent habituellement que la concavité des rivières ne dépend pas de la surrection ([Whipple et al., 1999](#)). Il contraste également avec les travaux expérimentaux antérieurs de [Lague et al. \(2003\)](#) et nous montrons que cela est peut-être dû à la façon dont ces auteurs ont déterminé la concavité de leurs expériences. Cette question sur la méthode de calcul des indices de concavité et leur dépendance possible au taux d'uplift revêt un caractère important car elle soulève naturellement la question de la qualité des comparaisons que l'on peut déduire des études des « steepness index », qui sont obtenues par normalisation par une valeur moyenne de θ (cf. ci-dessous).

IV.5.4 Steepness index

Le steepness index, k_s , est un paramètre qui a été très étudié ces dernières années, en particulier car il permet théoriquement de relier la morphologie des profils de rivière aux taux de surrection (voir la synthèse de Kirby et Whipple (2012) par exemple). Les développements théoriques (Whipple *et al.* (1999); voir équations IV.5 à IV.11) montrent en effet, que le steepness index d'une topographie dépend directement du taux de surrection :

$$k_s = \left(\frac{U}{K}\right)^{\frac{1}{n}} \quad (\text{IV.25})$$

Cette expression a été généralisée pour prendre en compte le taux de précipitation (D'Arcy et Whittaker, 2014), tel que :

$$k_s = \left(\frac{U}{P^m K}\right)^{\frac{1}{n}} \quad (\text{IV.26})$$

Il est important de noter ici que cette relation n'est valide que si les effets orographiques ne sont pas pris en compte, comme c'est le cas dans nos expériences. Dans le cas habituel où l'on considère que $n = 1$, le steepness index est donc linéairement corrélé aux taux d'uplift, mais décroît avec la pluviométrie en fonction de P^{-m} comme cela est représenté sur la figure IV.8 (D'Arcy et Whittaker, 2014). Au vu de nos premiers résultats sur l'indice n , nous avons tenté de vérifier si ces relations simples et purement théoriques étaient vérifiées dans le cas de nos données expérimentales.

Nous avons choisi de centrer cette étude du steepness index sur le domaine IV, qui se rapproche le plus des domaines fluviaux, habituellement analysés au moyen des diagrammes pente/aire-drainée et des lois d'incisions. Pour ce faire, nous avons appliqué une loi de puissance sur chacun des domaines IV des courbes pente/aire-drainée, et nous en avons extrait une valeur de θ . Puis nous avons calculé une valeur moyenne de θ ($\theta_{ref} = 0,096$), et nous avons déterminé les valeurs de k_s en forçant le fit en loi de puissance, en considérant cette valeur de θ_{ref} . En effet, comme nous l'avons signalé en début de chapitre, l'unité de k_s dépend de θ (ce sont des $\text{m}^{-2\theta}$) et l'unique façon de comparer des steepness index est donc de les normaliser de cette façon (voir Kirby et Whipple, 2012 par exemple). Par la suite ces valeurs normalisées seront notées k_{sn} . Nous notons toutefois que cette normalisation a généralement pour effet de dégrader la qualité des fits réalisés sur les données pente/aire-drainée, et les valeurs de k_{sn} obtenues sont donc moins correctes que celles obtenues avant la normalisation (voir figure IV.41). Cette modification des données peut vraisemblablement induire une erreur sur le résultat, mais celle-ci n'a pas été quantifiée dans cette étude.

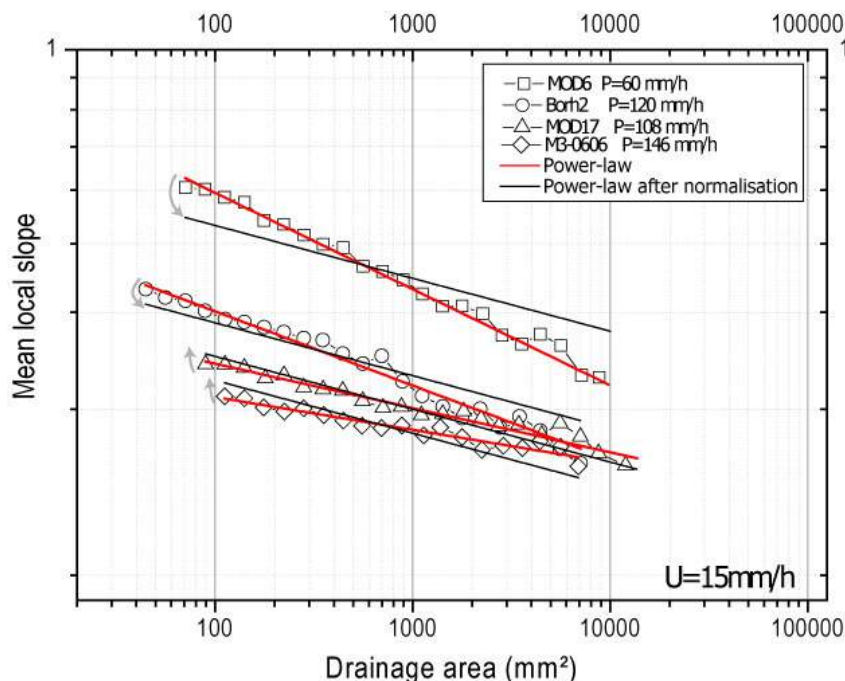


FIGURE IV.41 – Exemple de loi de puissance obtenues sur les relations pente/aire-drainée avant normalisation (en rouge) et après normalisation (k_{sn} , en noir), en considérant un exposant de la loi de puissance fixe (θ_{ref} , lignes noires).

IV.5.4.1 Evolution de k_{sn} en fonction de U

Nous avons dans un premier temps regardé l'évolution des steepness index normalisés du domaine IV en fonction de l'uplift (figure IV.42). Dans l'ensemble, les données sont très dispersées, et la dispersion augmentant avec le taux de surrection. Comme pour les altitudes moyennes (présentées en figure IV.15), la dispersion semble pouvoir s'expliquer par un effet de la pluviométrie. En effet on peut noter que pour chaque pluviométrie le steepness index augmente avec l'uplift. Mais cette augmentation semble se faire avec une pente différente pour chacune des pluviométries (du moins pour les pluviométries faibles et modérées). Le fit effectué sur l'ensemble des données permettent de déterminer une relation entre les steepness index et l'uplift qui est de la forme $k_{sn} = 0,23 + 0,012U$ en loi linéaire, et donc un indice $n=1$. Nous avons également représenté ces données dans un diagramme bilogarithmique, et on peut noter que l'évolution générale des données de k_{sn} peut également être décrite par une loi de puissance du type $k_{sn} = 0,13U^{0,42}$. Du fait de la forte dispersion des données autour de ces deux fits généraux, nous avons considéré les différentes gammes de pluviométrie définies précédemment ($40 \text{ mm/h} < P < 80 \text{ mm/h}$; $80 \text{ mm/h} < P < 120 \text{ mm/h}$; et $P > 120 \text{ mm/h}$).

Si on considère ces trois gammes de pluviométries (Voir figure IV.43), on voit en effet que deux tendances peuvent être définies (sachant que de nombreuses expériences réalisées avec $P > 120 \text{ mm/h}$ ne montrent pas de domaine IV et ne sont donc pas représentées sur ce graphe). Pour chacune des gammes de pluviométrie, la description des données par l'une ou l'autre des lois (linéaire ou loi de puissance) reste très cohérente avec notre jeu de données bien que très limité

pour $P > 120 \text{ mm/h}$. La représentation des données en loi de puissance nous permet de définir une loi individuelle pour chaque gamme de pluviométrie, et de définir des valeurs d'exposant ($1/n$) qui sont de 0,53 (pour $40 \text{ mm/h} < P < 80 \text{ mm/h}$), 0,62 ($80 \text{ mm/h} < P < 120 \text{ mm/h}$) et 0,70 (pour $P > 120 \text{ mm/h}$). Ce qui permet de définir des valeurs de n qui sont respectivement de 1,88, 1,61 et 1,42. Ici encore les données peuvent également être décrites par un modèle linéaire entre k_{sn} et U (soit $n=1$ dans l'équation IV.22). Mais comme nous l'avons vu précédemment dans l'étude des hauteurs moyennes et des temps de réponse, nous pensons que c'est globalement le modèle non linéaire qui est correct (en effet un modèle linéaire ne peut pas expliquer la dépendance entre les temps de mise à l'équilibre et l'uplift). Lague (2014) a présenté récemment une synthèse des données existantes entre k_{sn} et U issues des études de systèmes naturels (figure IV.44A). La majeure partie des données montre une relation non linéaire avec un exposant ($1/n$) allant de 0,25 à 0,93. Cependant beaucoup d'études montrent un exposant proche de 0.5, soit un indice n proche de 2. Encore plus récemment, une compilation mondiale des relations entre k_{sn} et les vitesses d'érosion mesurées par les isotopes cosmogéniques (Harel *et al.*, 2016), conclut également à un indice $n > 1$. A l'opposé, D'Arcy et Whittaker (2014) présentent une compilation de données, issues de sites d'étude en Italie, qui sont cohérentes avec un modèle linéaire (figure IV.44B). Cela illustre bien le dilemme qui existe actuellement en géomorphologie en ce qui concerne la valeur de cet exposant n . Cela est important car si n est différent de 1, on ne peut pas utiliser simplement une carte des valeurs de k_{sn} pour documenter des variations spatiales des taux d'uplift ou d'érosion, comme cela est fait habituellement (voir la discussion de Kirby et Whipple (2012) par exemple).

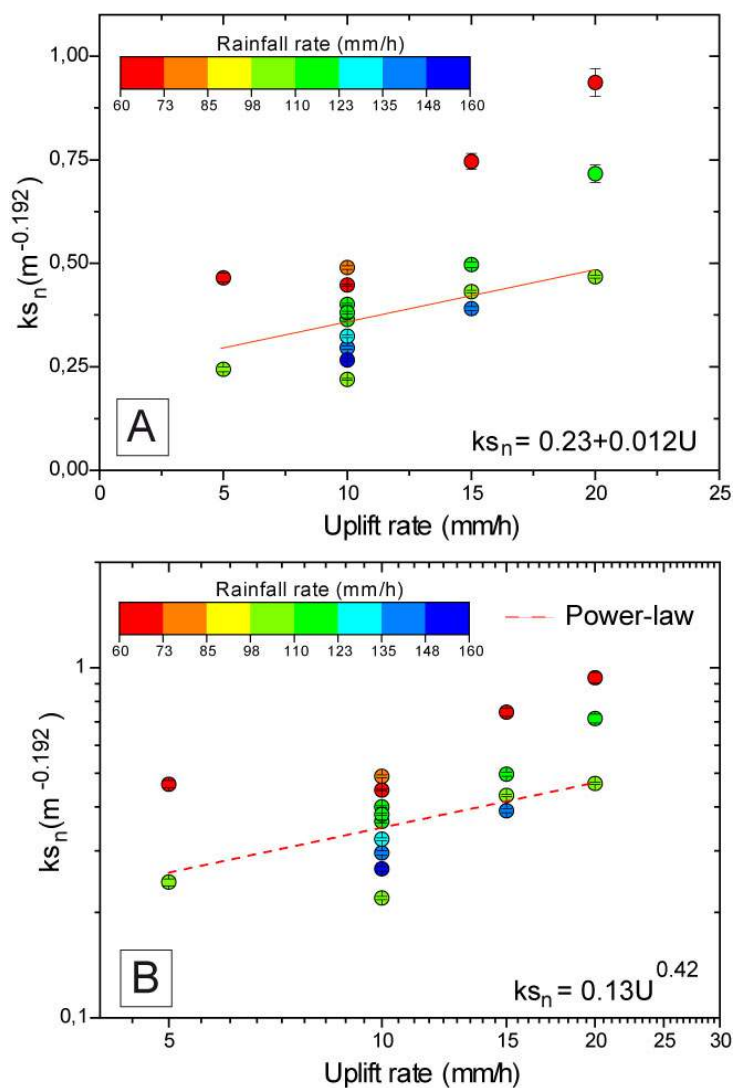


FIGURE IV.42 – Evolution des indices de pente k_{sn} en fonction des taux de surrection. Les couleurs des figurés sont fonction des taux de précipitation. (A) Présentation des données en considérant un indice $n=1$; (B) Synthèse des données sur un graphe à l'échelle bilogarithmique

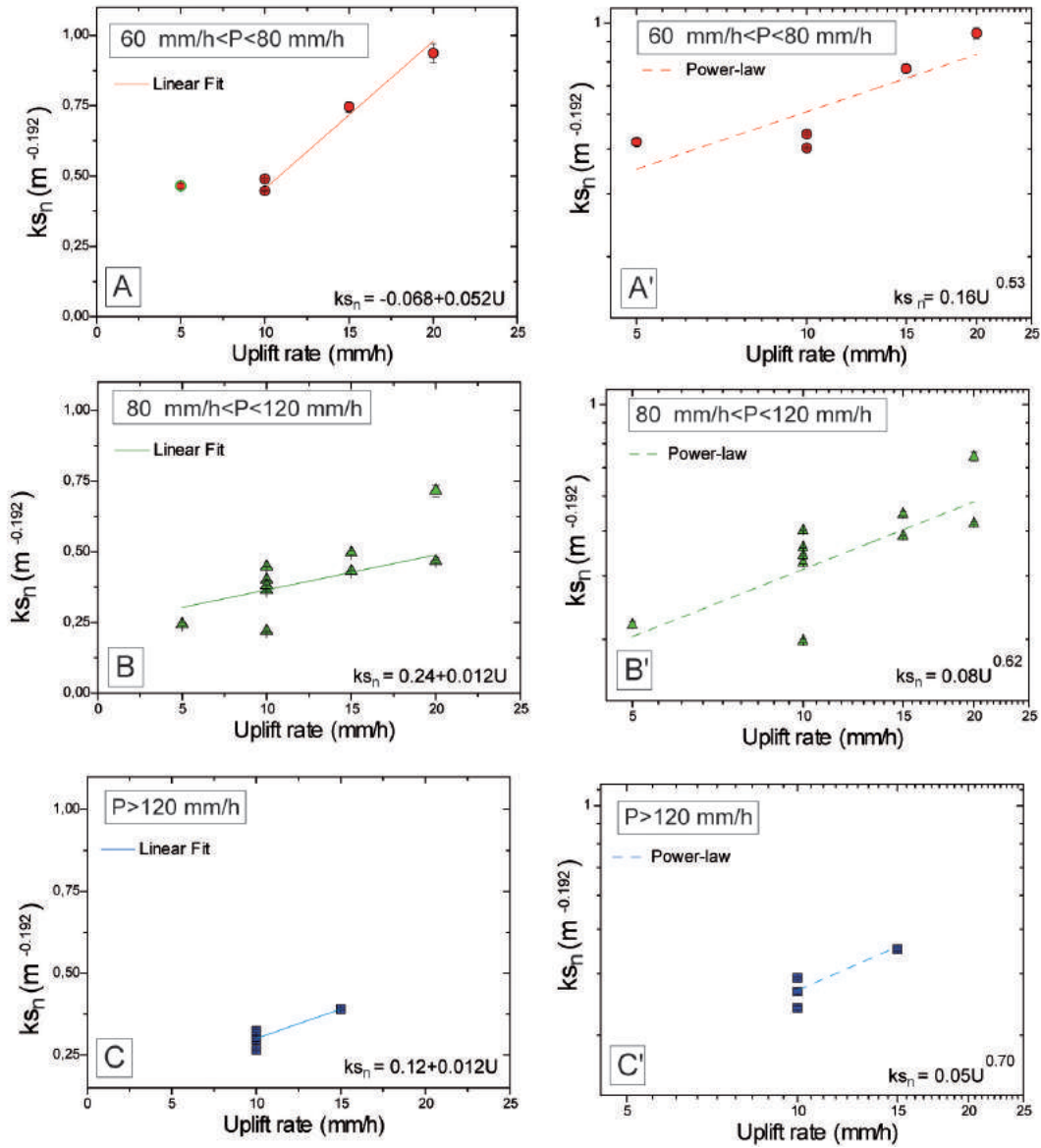


FIGURE IV.43 – Synthèse des valeurs de k_{sn} du domaine IV pour chaque gamme de pluviométrie. A gauche les données sont représentées en échelle linéaire, et à droite les mêmes données représentées sur un diagramme bilogarithmique. Le domaine IV n'étant que rarement représenté dans les expériences réalisées avec $P > 120$ mm/h, nous n'avons pas suffisamment de données pour caractériser la relation entre k_{sn} et U pur ces valeurs de pluviométrie.

Chapitre IV. Influence des taux de surrection (U) et des taux de précipitations (P) sur la morphologie des reliefs expérimentaux

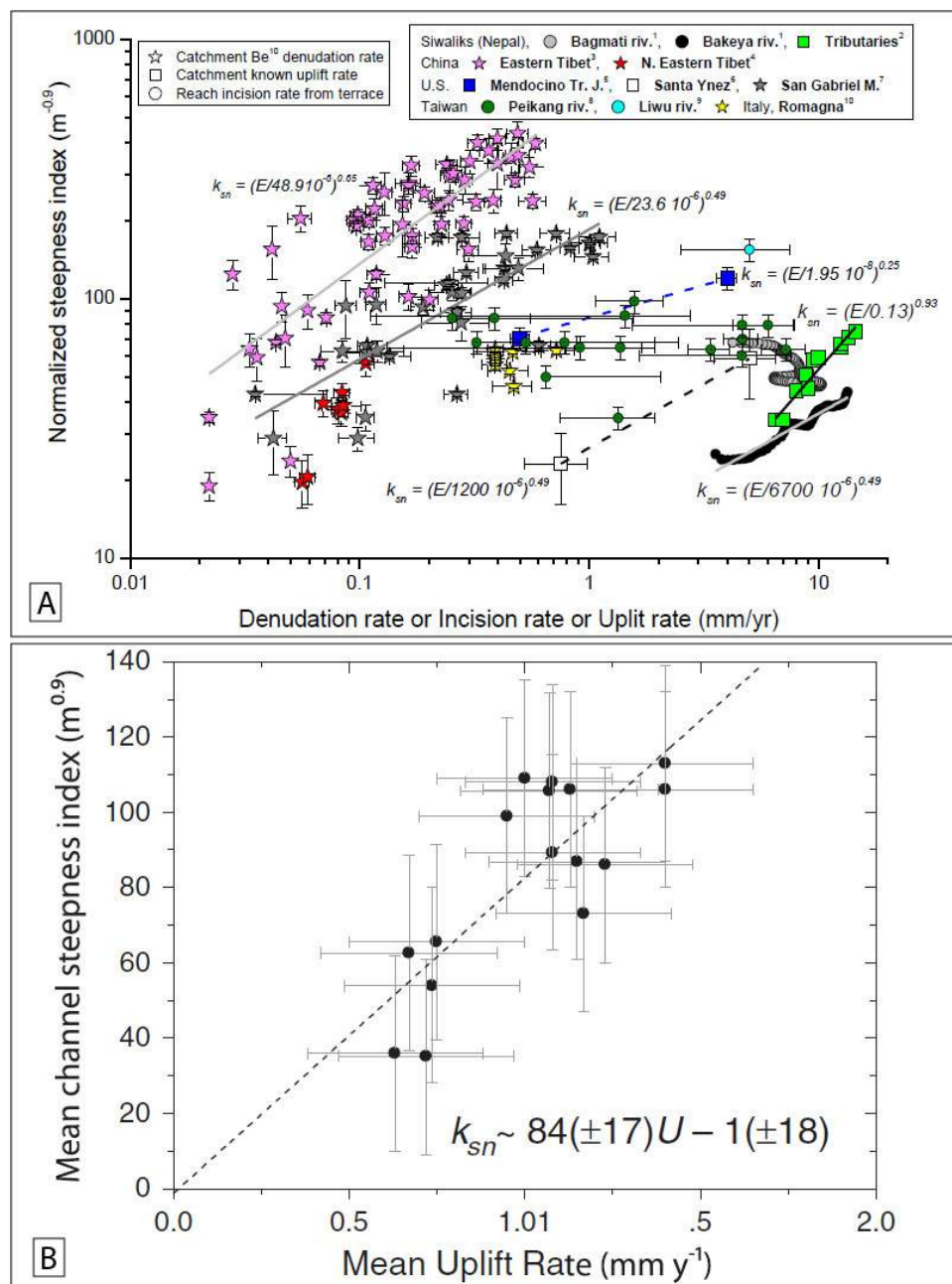


FIGURE IV.44 – (A) Synthèse des données existantes entre k_{sn} et U ou E, pour les systèmes naturels, réalisée par [Lague \(2014\)](#). La majeure partie des données montre une relation non linéaire avec un exposant ($1/n$) allant de 0,25 à 0,93. Cependant beaucoup d'études montrent un exposant proche de 0,5, soit un indice n proche de 2. (B) Compilation de données entre k_{sn} et U réalisées par [D'Arcy et Whittaker \(2014\)](#) montrant cette fois une relation linéaire, soit $n=1$.

IV.5.4.2 Evolution de k_s en fonction de P

Nous nous sommes ensuite intéressés aux variations des indices de pente en fonction du taux de précipitation. Nous avons représenté nos données dans un diagramme linéaire (figure IV.45A) et dans un diagramme bilogarithmique (figure IV.45B). Dans les deux cas de figure, nous pouvons remarquer que les valeurs de k_{sn} décroissent globalement avec l'augmentation des taux de précipitation. On voit que pour un taux d'uplift donné, les valeurs de k_{sn} sont de plus en plus faibles avec l'augmentation des taux de précipitation. Mais ici également, comme dans le cas des hauteurs moyennes, la très forte dispersion des données rend difficile la caractérisation d'une relation unique qui décrit l'évolution des k_{sn} en fonction des taux de précipitation, comme cela a pu être observé sur un site d'étude en Italie par [D'Arcy et Whittaker \(2014\)](#) (figure IV.46). Il est à noter que pour construire cette figure, [D'Arcy et Whittaker \(2014\)](#) n'ont considéré que les k_s les plus élevés dans leur jeu de données (quartile supérieur des valeurs de k_s). Les valeurs de k_{sn} sont influencées par l'uplift et la pluviométrie. Nous avons ainsi voulu voir l'effet conjoint de U et P sur l'évolution des k_{sn} en utilisant le rapport r comme nous l'avons décrit précédemment (figure IV.47). Malgré la qualité et la quantité des données synthétisées sur cette figure, on peut voir que l'évolution des valeurs de k_{sn} en fonction de r comme nous dans le cas des hauteurs moyennes décrit également une très belle loi unique du type loi de puissance telle que $k_{sn}=1,15r^{-0.70}$. Ce résultat pourra être amélioré en complétant ces données. Toutefois, ils soulignent l'importance de prendre en compte les deux paramètres que sont U et P dans les études des indices de pente.

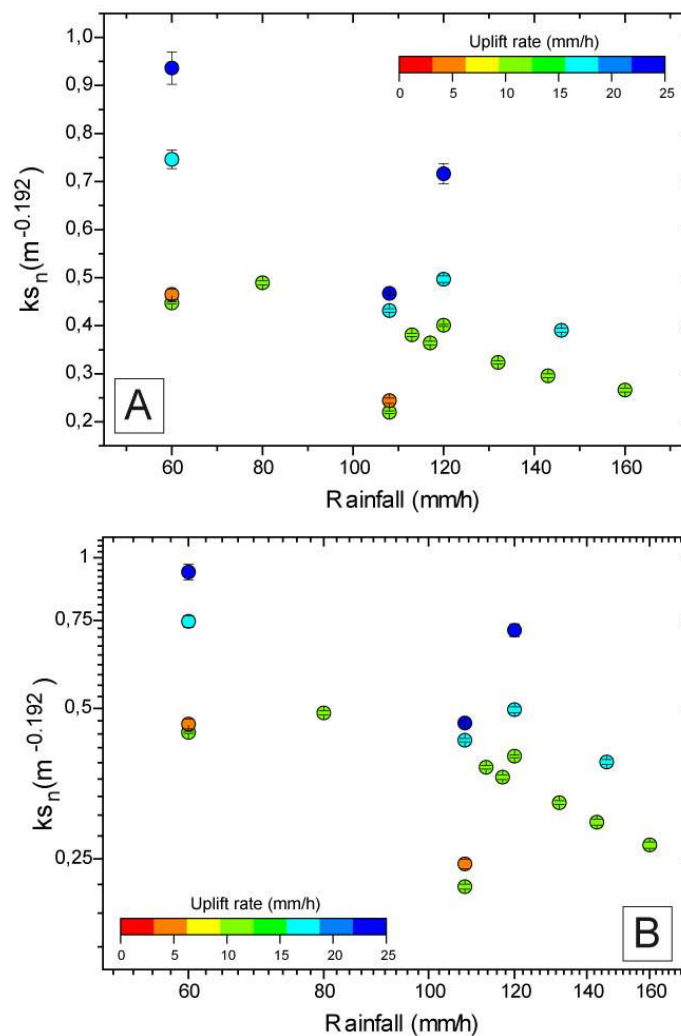


FIGURE IV.45 – Evolution des indices de pente k_{sn} en fonction des taux de précipitation. (A) Données représentées en échelle linéaire; (B) Données représentées en échelle bilogarithmique. Les couleurs des figurés sont fonction des taux surrection et la taille est fonction des taux de précipitation.

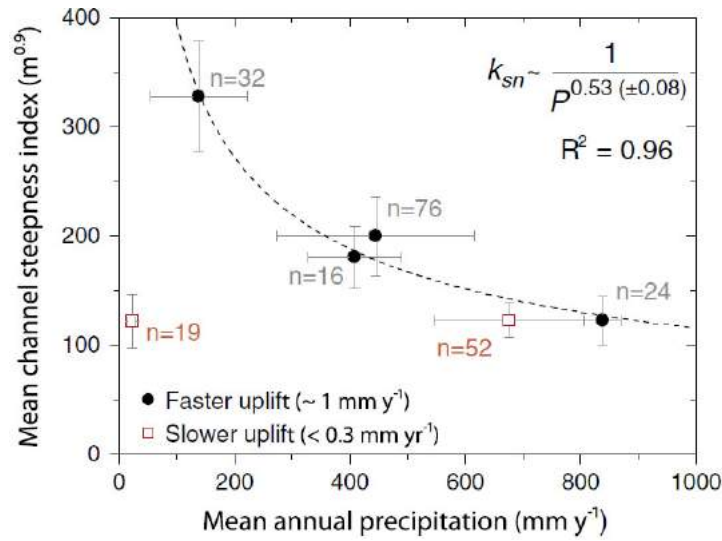


FIGURE IV.46 – Relation entre k_{sn} et P pour des sites d'étude en Italie (D'Arcy et Whittaker, 2014) montrant une relation inverse non linéaire entre ces deux paramètres. Seuls les k_s les plus élevés dans leurs jeux de données ont été utilisés ici (quartile supérieur des valeurs de k_s).

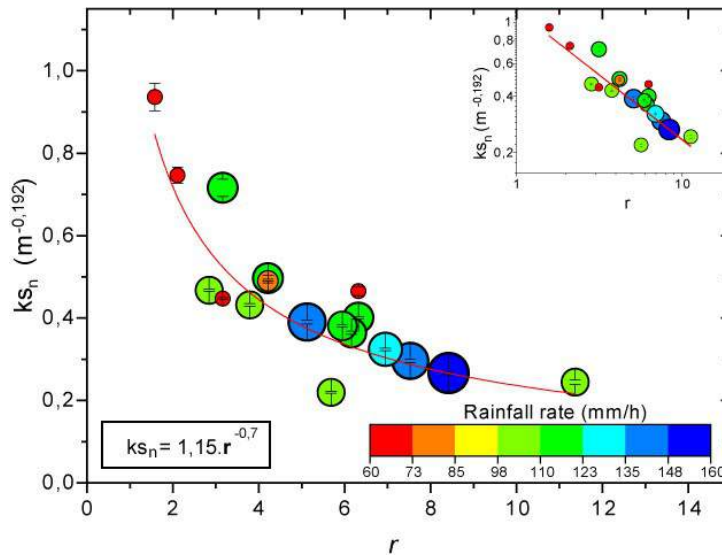


FIGURE IV.47 – Evolution des steepness index en fonction du rapport r . Notez la différence d'échelle entre les deux représentations des données. La taille des symboles est fonction des taux de pluviométrie.

Chapitre IV. Influence des taux de surrection (U) et des taux de précipitations (P) sur la morphologie des reliefs expérimentaux

IV.5.4.3 Conclusion sur les k_{sn}

Nous avons vu dans cette étude que l'évolution des indices de pente du domaine IV en fonction de l'uplift était cohérente soit avec une relation linéaire (soit $n=1$), soit avec une relation en loi de puissance comme dans le cas des hauteurs moyennes. Comme pour les hauteurs moyennes, nous avons montré que les valeurs de n étaient assez proche de 2. Elles sont de 1,88 pour ($40\text{mm/h} < P < 80\text{mm/h}$), de 1,61 pour ($80\text{mm/h} < P < 120\text{mm/h}$) et de 1,85 pour ($P > 120\text{mm/h}$). La synthèse de ces k_{sn} en fonction de P nous a permis de mettre en évidence une décroissance des données de k_{sn} mais avec une dispersion de données relativement importante, ce qui a fortement compliqué la mise en évidence d'une relation simple entre P et k_{sn} . Nous avons enfin montré que cet effet des précipitations et de l'uplift sur les valeurs de k_{sn} pouvait être décrit par une relation en loi de puissance avec le rapport r .

IV.6 Conclusion du chapitre

Dans ce chapitre, nous avons étudié l'impact des taux de surrection (U) et de précipitation (P) sur (1) les hauteurs moyennes d'équilibre $\langle h \rangle_{ss}$, (2) les temps caractéristiques τ_1 et de réponse τ_2 des reliefs expérimentaux et (3) sur la morphologie des reliefs au moyen des indices de concavité θ et du steepness index k_{sn} . Nous avons cherché à comprendre si les lois simples qui régissent un certain nombre d'études en géomorphologies étaient vérifiées dans le cas de topographies expérimentales évoluant sous des conditions contrôlées. Des études de ce type ont déjà été menées en modélisation expérimentale et ont permis de proposer l'existence d'une loi linéaire entre les hauteurs moyennes d'équilibres et les taux de surrection (Lague *et al.*, 2003). Ces études considèrent également que les temps caractéristiques étaient indépendants des taux de surrection (Lague *et al.*, 2003), mais qu'ils pouvaient être influencés par la sédimentation de piémont (Babault *et al.*, 2005). D'autres auteurs ont également étudié la réaction des topographies aux taux de précipitation (Bonnet et Crave, 2006), et ils mettent en évidence une relation inverse entre les taux de précipitation et les hauteurs moyennes. Ils ont également montré l'existence d'un temps de réponse des topographies aux variations des taux de précipitation (Bonnet et Crave, 2003). Mais, il n'a jamais été mené d'investigation sur les temps de réponse τ_2 . Enfin, l'étude de Lague (2001) a souligné la non dépendance des indices de concavité aux taux de surrection et l'existence d'une relation linéaire entre les steepness index et les taux de surrection tectonique. Toutes ces études font l'hypothèse que l'indice n de l'exposant de la loi d'érosion est égal à 1. Les nouvelles expériences réalisées dans ce travail permettent de compléter significativement le jeu de données pré-existant (voir par exemple la synthèse de Bonnet et Crave (2006)), et d'apporter de nouveaux éléments permettant d'améliorer notre compréhension du fonctionnement des reliefs expérimentaux. Il est à noter que nos conclusions contrastent parfois avec celles qui étaient admises auparavant, même si des inconnues demeurent toujours.

Dans le cas des hauteurs moyennes, nous avons montré comme d'autres avant nous, qu'il existe (1) une relation positive entre les hauteurs moyennes d'équilibre et les taux de surrection, (2) une relation inverse entre les taux de précipitation et les hauteurs moyennes d'équilibre. Mais nous avons noté une forte dispersion des points sur ces relations. Nous avons mis en évidence une relation très nette entre les hauteurs moyennes d'équilibre et le paramètre r . Ce

paramètre r apparaît être un très bon descripteur de l'évolution des hauteurs moyennes, car il permet de prendre en compte l'action conjointe de U et P sur la topographie, comme cela peut être le cas dans les systèmes naturels. Nous avons mis en évidence que la relation entre r et les hauteurs moyennes était une loi de puissance de la forme : $\langle h \rangle_{ss} = 42.75r^{-0.56}$. La relation entre U et $\langle h \rangle$ est influencée par les taux de précipitation qui modifient la pente des relations (coefficient directeur). Nous avons montré que l'augmentation des $\langle h \rangle$ en fonction de U était plus importante pour des taux de précipitation faibles. Ce qui implique que l'indice n serait fonction des taux de précipitation. En considérant une loi linéaire, nous observons des différences de coefficient directeur selon la pluviométrie : 1,48 (40 mm/h < P < 80 mm/h), 0,95 (80 mm/h < P < 120 mm/h) et 0,72 (P > 120 mm/h). Ces différences indiqueraient des différences de temps caractéristiques de mise à l'équilibre selon les gammes de taux de précipitations (temps de 87,5 min (1,46 h), 57,0 min (0,95 h) et 43,2 min (0,72 h) à pluviométrie croissante). Les données U et $\langle h \rangle$ peuvent également être décrites par une relation non linéaire avec un exposant différent selon la gamme de pluviométrie considérée. Cet exposant n varie entre 1,5 (40mm/h < P < 80mm/h), 1,6 (80 mm/h < P < 120 mm/h) et 1,75 (P > 120 mm/h). En conclusion les hauteurs moyennes dépendent du taux de surrection, soit selon une relation linéaire dont le coefficient directeur dépend de la pluviométrie, soit selon une relation non linéaire avec un exposant n qui dépend de la pluviométrie, cet exposant n étant supérieur à 1.

Dans le cas des temps de réponse, nous avons testé l'évolution des temps de mise à l'équilibre dans le cas de topographies évoluant sous des conditions contrôlées de U et P , avec dans un premier cas des topographies initialement planes à $t=0$ min, et dans un second cas des topographies déjà organisées et en équilibres ayant été perturbées par une chute instantanée des taux de précipitation. Nous montrons dans le premier cas que les temps caractéristiques τ_1 sont très fortement contrôlés par les taux de surrection tectonique U contrairement aux observations de [Lague et al. \(2003\)](#). Dans notre étude nous montrons très clairement une dépendance de τ_1 aux taux de surrection. La relation entre τ_1 et U est vraisemblablement une relation non linéaire, avec encore une relation différente suivant les gammes de précipitation. Les valeurs de l'indice n que l'on peut en déduire varient entre 1,92 (40 mm/h < P < 80 mm/h), 1,26 ou 1,42 (80 mm/h < P < 120 mm/h) et 1,85 (P > 120 mm/h). Au contraire, dans la seconde phase d'évolution des topographies, nous avons montré que les temps de réponse des reliefs étaient très peu influencés par U et P . En effet nous avons vu que quels que soient les taux de précipitation avant et après la chute, quelle que soit l'amplitude de la chute de précipitation (100 mm/h ou 50 mm/h), les valeurs de temps de réponses varient peu et s'étalent entre 61,5 et 85,9 minutes ; ce qui est très faible comparativement à celle obtenues dans la phase 1. Cette réponse relativement stable des topographies aux variations des taux de pluviométrie est très certainement liée à l'organisation initiale de la topographie. En effet, comme le souligne [Lague \(2001\)](#), la vitesse de connectivité joue un rôle majeur dans l'histoire des topographies. Or, dans le cas des τ_2 , toutes les topographies sont organisées, totalement connectées, avec des pentes non nulles, ce qui facilite l'érosion au moment de la chute des taux de précipitation. Ces résultats devront être confortés avec un jeu de données plus important.

Dans le cas indices de concavité, notre étude nous a permis de tester la présence ou non des différents domaines (I, II, III, IV) des diagrammes pente/aire-drainée, les limites de ceux-ci, et

Chapitre IV. Influence des taux de surrection (U) et des taux de précipitations (P) sur la morphologie des reliefs expérimentaux

l'invariance théorique des valeurs de θ avec U et P. Nos résultats nous permettent de montrer (1) que les différents domaines décrits dans la littérature (e.g Ijjasz-Vasquez et Bras, 1995) sont très bien représentés sur les diagrammes pente/aire-drainée expérimentaux, comme cela avait déjà été montré par d'autres auteurs (Babault *et al.*, 2005; Bonnet et Crave, 2006; Singh *et al.*, 2015), et (2) que les modèles expérimentaux reproduisent assez fidèlement la géométrie des topographies naturelles. Cependant nous montrons également que pour certains cas, le domaine IV du diagramme pente/aire-drainée qui représente les rivières peut être absent. Nous avons montré que la présence, ou non, du domaine IV semble influencée par l'efficacité érosive (r) des taux de précipitation appliqués au cours des modélisations. Nous montrons qu'il pourrait exister une valeur seuil de r ($r=4$) qui conditionne la présence ou non du domaine IV. Les calculs de θ effectués sur chacun des domaines de la relation pente/aire-drainée, nous permettent de montrer que dans le cas du domaine II, une influence de U et P sur l'évolution de ces valeurs peut être envisagée. Nous avons montré que cette influence pouvait être plus facilement mise en évidence au moyen du rapport r . Dans le cas du domaine III, la stabilité des données de θ ne nous permet pas de conclure sur un effet de U et P sur ce domaine. En effet nous avons vu que l'évolution de θ en fonction de U ou de r restait assez stable, et ce quels que soient les taux de pluviométrie. Enfin, les données de θ calculées pour les domaines IV des diagrammes pente/aire-drainée, montrent une influence des taux de surrection et de pluviométrie sur ces valeurs. Nous avons mis en évidence une relation en loi de puissance entre θ et r de la forme $\theta=0,304r^{-0.8}$. Cette relation permet de décrire les effets de U et P sur les valeurs de θ , et est en contradiction avec les données théoriques.

Dans le cas des indices de pente, nous avons vérifié si la vision purement théorique de leur évolution était vérifiée, et si celle-ci s'appliquait aux données expérimentales. Nous avons choisi de centrer cette investigation sur les données du domaine IV qui sont les plus proches des rivières « vraies », généralement étudiées au moyen des lois d'érosion. Comme pour les hauteurs moyennes, les données peuvent être décrites soit par une relation linéaire (soit $n=1$), soit par une loi de puissance. Comme dans le cas des hauteurs moyennes, nous avons montré qu'il était possible de définir trois lois pour chacune des gammes de précipitation permettant ainsi de définir trois valeurs de n (toutes supérieures à 1) qui sont de 1,88 ($40 \text{ mm/h} < P < 80 \text{ mm/h}$), 1,61 ($80 \text{ mm/h} < P < 120 \text{ mm/h}$) et 1,42 ($P > 120 \text{ mm/h}$). L'étude de ce paramètre en fonction de la pluviométrie montre globalement une décroissance des k_{sn} en fonction des taux de précipitation. Mais la forte dispersion des données ne nous permet pas de définir une relation claire qui permettrait de décrire cette évolution.

Tableau IV.4 – Bilan des valeurs d'indices n déterminés dans cette étude suivant les différentes relations et pour les trois gammes de taux de précipitation définis.

Methode	Valeurs de n		
	40mm/h<P<80mm/h	80mm/h<P<120mm/h	P>120mm/h
<h>	1,5	1,6	1,75
τ	1,92	1,26-1,42	1,85
k_{sn}	1,88	1,61	1,42

La qualité et la quantité de notre jeu de données ne nous a pas permis de définir une loi spécifique pour chaque taux de précipitation, mais nous montrons grâce aux différentes gammes de pluviométries définies, que des relations plutôt non linéaires peuvent être déterminées entre les hauteurs moyennes et l'uplift, entre les temps de réponses et l'uplift, et entre les k_{sn} et l'uplift. Ce qui nous laisse envisager une valeur de l'indice $n > 1$ et plutôt proche de 2. Ces valeurs de n (voir tableau IV.4) pourraient être améliorées avec un jeu de données plus conséquent, mais nos résultats sur les modèles expérimentaux sont cohérents avec les résultats récents obtenus dans les systèmes naturels (e.g. [Harel et al., 2016](#)) qui, grâce à une compilation des données de dénudation issues des concentrations de ^{10}Be , montrent que la valeur de l'indice n est > 1 . La même conclusion a été tirée par [Lague \(2014\)](#), d'une compilation des données bibliographiques qui implique également une valeur de $n > 1$ et plutôt proche de 2. L'étude que nous présentons ici permet de conclure que l'indice n des expériences est également supérieur à 1, entre 1,5 et 2, contrairement à ce qui était admis jusqu'à présent. Ce résultat peut être déduit de l'étude des altitudes moyennes et des steepness index. Cependant ces données peuvent également être interprétées dans le cadre d'une relation linéaire. A l'opposé, les temps caractéristiques τ_1 ne peuvent pas être décrits en considérant un indice $n=1$, raison pour laquelle nous pensons que c'est le modèle non-linéaire qui s'applique pour tous les paramètres pris en compte ici. Tous ces résultats soulignent la nécessité de documenter pour diverses conditions de U et P, l'évolution des différents paramètres que sont τ , θ et les k_s , dans le but de calibrer les lois théoriques qui permettent l'étude des processus de surface.

CHAPITRE V

Effet des variations de précipitation sur la réponse érosive

Sommaire

V.1 Introduction	148
V.2 Réponse érosive des reliefs aux chutes progressives des taux de précipitations : Article soumis	148
V.3 Discussion complémentaire	175

V.1 Introduction

Suite au travail de caractérisation de l'influence de la surrection et des précipitations sur la géométrie des reliefs expérimentaux, je présente dans ce chapitre une étude qui a visé à comprendre l'impact d'un changement climatique sur la dynamique géomorphologie et érosive. Cette étude est présentée entièrement sous la forme d'un projet de publication soumis à la revue *Geomorphology* au mois d'Aout 2017. Les travaux présentés dans ce manuscrit ont été réalisés dans la continuité thématique des travaux de [Bonnet et Crave \(2003\)](#). Dans ces travaux les auteurs ont étudié l'impact d'un changement de pluviométrie sur une topographie initialement à l'équilibre (figure V.1). Un des intérêts de ces travaux a été de montrer qu'un changement climatique sous la forme d'une chute de pluviométrie pouvait entraîner un soulèvement d'une topographie (surface uplift), en relation avec une chute de vitesse d'érosion (figure V.1, droite). Ces auteurs ont ainsi montré qu'un soulèvement de surface d'une topographie pouvait être la conséquence d'une augmentation du taux de surrection, mais également d'une diminution de la pluviométrie. Un tel « soulèvement climatique » a été invoqué par exemple pour expliquer l'évolution post-Miocène du relief du Boutan (Himalaya) par exemple ([Grujic et al., 2006](#)). [Bonnet et Crave \(2003\)](#) ont également montré que le signal érosif était très différent entre ces deux situations (voir figure II.12), de sorte que l'étude de ce signal, enregistré dans un bassin sédimentaire par exemple, devrait permettre de discriminer l'origine tectonique ou climatique d'un soulèvement continental. Dans le manuscrit de ce chapitre, nous complétons l'étude de l'impact d'une chute de pluviométrie sur le soulèvement des reliefs et leur érosion en considérant non plus une chute instantanée de pluviométrie comme [Bonnet et Crave \(2003\)](#), mais des chutes de pluviométrie de différentes durées, pour des amplitudes de chute et un forçage d'uplift identiques dans toutes les expériences.

V.2 Réponse érosive des reliefs aux chutes progressives des taux de précipitations : Article soumis

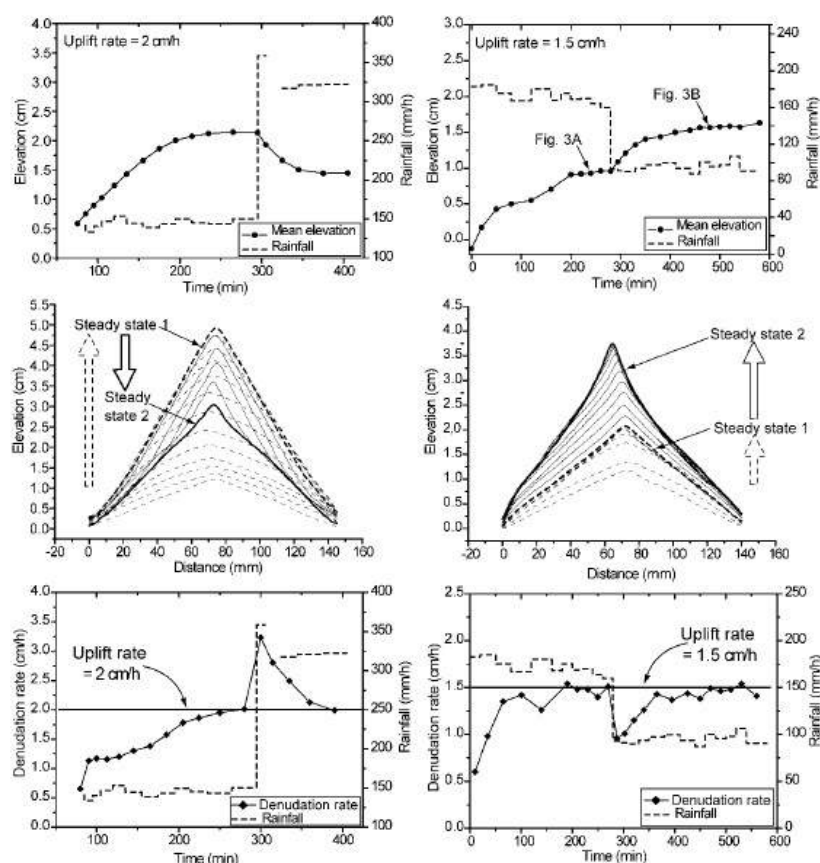


FIGURE V.1 – Impact d’une augmentation (à gauche) ou d’une diminution (à droite) de pluviométrie sur la dynamique d’un relief expérimental initialement à l’équilibre (steady-state 1), d’après Bonnet et Crave (2003). Les reliefs étudiés ici sont plus petits que ceux considérés dans cette thèse. Haut : évolution de l’altitude moyenne. Milieu : profils topographiques successifs. Bas : évolution de la vitesse d’érosion.

Modulation of erosion rate of uplifting landscape by long-term climate change: An experimental investigation

Bérangé Moussirou¹ and Stéphane Bonnet^{1,*}

¹Université de Toulouse, Géosciences Environnement Toulouse, CNRS UMR 5563, 14 avenue E. Belin, 31400 Toulouse, France

*Corresponding author: stephane.bonnet@get.omp.eu

Manuscript submitted for publication to Geomorphology

Abstract

Whether climatic variations play a major role, or not, in setting the erosion rate of continental landscapes is key for demonstrating the influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts and for understanding how clastic deposits preserved in sedimentary basins may record climatic variations. Here, we investigate how a change in precipitation influences the erosional dynamics of laboratory-scale landscapes that evolved under the combination of uplift and rainfall forcing. We consider here the impact of a drop of precipitation rate of finite duration on the erosive response of a landscape forced by a constant uplift (10 mm/h) and initially at steady-state (SS1). We performed several experiments with the same amplitude but different duration of precipitation drop (T_p). As predicted theoretically and already observed in numerical and experimental modelling studies we observe that the drop in precipitation induces a phase of surface uplift of the landscapes, however the details of the uplift histories (timing, rate) differ between experiments according to T_p . We also observe a decrease in erosion rate induced by the precipitation change however the timing and amplitude of this drop vary according to T_p , defining a delayed and damped erosion signal. Our data show that timing of the landscape response to the drop in precipitation rate corresponds to specific value of the precipitation rate and water-to-rock-ratio (ratio of precipitation over uplift). We propose that the landscape response to precipitation change is dictated by a critical water-to-rock-ratio that likely corresponds to a geomorphic threshold. Our study suggests that variations in precipitation that occurred at the geological time-scale ($>10^6$ yrs) may have a weak impact on the erosion of landscapes and on the delivery of siliciclastic material to large rivers and sedimentary basins.

Keywords: Landscape evolution, experimental modelling, relief, erosion, climate.

1. Introduction

Whether climatic variations, and in particular precipitation variations, play a major role, or not, in setting the long-term erosion rates ($> 10^{5-6}$ yrs) of continental landscapes is key for demonstrating the influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts, as expected from analytical, numerical and analog modelling approaches (e.g. Dahlen et al., 1984; Whipple and Meade, 2006; Willett, 1999). These models demonstrate that modifications in erosion rate

that would affect significantly the gravitational loading of the continental crust might change its state of stress and consequently its deformation. However, field evidences of these interactions has proved challenging to demonstrate unambiguously (Whipple, 2009), the question of the climatic control on erosion efficiency at the geological time-scale being among the most critical issues (Whipple, 2009). If we only consider precipitation for example, its effect on long-term erosion is controversial because erosion rates inferred from cosmogenic or thermochronologic studies sometimes correlate with its mean annual value (e.g. Bookhagen and Strecker, 2012; Moon et al., 2011; Reiners et al., 2003; Thiede et al., 2004) but do not correlate or only weakly in other cases (e.g. von Blanckenburg, 2005; Burbank et al., 2003; Carretier et al., 2013; Godard et al., 2014; Riebe et al., 2001). Similarly, a link between precipitation and landscape metrics is rarely observed in Nature (e.g. Champagnac et al., 2012) or is difficult to highlight (D'Arcy and Whittaker, 2014) whereas it is expected theoretically (e.g. Whipple et al., 1999). Our inability to understand distinctly the effect of precipitation on landscape and erosion may be related to many phenomena. Taking into account orographic effects for example, modifies the expected relationship between landscape metrics, such as the steepness index, and precipitation rate (D'Arcy and Whittaker, 2014). Actually, although theory indicates that high steady-state reliefs develop under low erosional efficiency conditions (dry climate) (Whipple et al., 1999), in many cases topography and climate are coupled so precipitation increases by orographic effect during the uplift of a high mountain, orographic precipitations being however not maximum at the highest elevations, but commonly between 1000 and 2000 m (e.g. Bookhagen and Burbank, 2006). In such a context it is difficult to deconvolve the climatic and tectonic influences on erosion rates (D'Arcy and Whittaker, 2014; Deeken et al., 2011), a problem that is likely magnified by the development of glaciations during the Plio-Pleistocene, which has enhanced erosion in mountains worldwide (Herman et al., 2013).

The question of the landscape sensitivity to the time-scale of climatic variations is another major issue that need to be considered in understanding the impact of precipitation on landscape and erosion. It has been proposed for example that the change in the periodicity of the global climate during the Plio-Pleistocene could explain the global increase in continental erosion deduced from terrigenous sedimentation rate observed in the oceans worldwide (e.g. Zhang et al., 2001), this later observation being however strongly disputed (see for example the synthesis of Willenbring and Jerolmack, 2016). Numerical models show that the response of landscape to periodic changes in precipitation depends on the frequencies considered (Godard et al., 2013; Braun et al., 2015), with a specific periodicity that maximizes the erosional response (Godard et al., 2013) so if forced by an uplift, the erosion rate of such a landscape continuously oscillates around the uplift rate value. On the opposite for longer forcing periods, the landscape is always adjusted to the precipitations conditions and in steady-state so its erosion rate is always equal to the uplift one, and constant in time (Godard et al., 2013; « reactive landscapes » of Allen, 2008). This result is important because it indicates that depending on the forcing periodicity, erosion rates are related or not to precipitation, depending on the equilibrium state of the landscape (see also Bonnet and Crave, 2003).

We investigate here the landscape and erosive responses to climate change on laboratory experiments, following the work of Bonnet and Crave (2003). Such physical experiments offer a

powerful way for understanding landscape evolution and testing hypotheses under controlled forcings (e.g. Hasbargen and Paola, 2000, 2003; Lague et al., 2003; Bonnet and Crave, 2003; Babault et al., 2005, 2007; Turowski et al., 2006; Bonnet, 2009; Reinhardt and Ellis, 2015, Singh et al., 2015; Sweeney et al., 2015). In the experiments here, precipitation rate was decreased after a first phase of precipitation and uplift and the attainment of a steady state between erosion and uplift (Lague et al., 2003; Bonne and Crave, 2003), considering different duration of the precipitation drop. We will specifically document how this duration influences the surface uplift evolution of the landscape and rivers and how the resulting erosional signal is damped and delayed from the initiation of the drop depending on this duration.

2. Experimental design and procedure

2.1. Experimental design

We studied the erosive response of experimental landscape subjected to uplift and precipitations. We used a device initially developed at the Geosciences Rennes laboratory (Lague et al., 2003; Bonnet and Crave, 2003; Babault et al., 2005, 2007; Turowski et al., 2006; Bonnet, 2009), but newly settled at Geosciences Environnement Toulouse laboratory in a modified version, as described below. This device allows simulating in the laboratory the development of landscapes formed by erosion induced by runoff of water over a cohesive material. As in previous studies (Bonnet and Crave, 2003, 2006; Babault et al., 2005, 2007; Turowski et al., 2006; Bonnet, 2009), the material used is a silica paste obtained by mixing of silica powder ($D_{50} = 10\text{-}20\ \mu\text{m}$) with water (20 % weight of silica powder). This mixture is homogenized to saturate the porosity of the silica paste and reduce infiltration phenomena, which can then promote the sediment transport by surface runoff (Lague et al., 2003). This mixture fills a rectangular box (size 400 x 600 mm, and 500 mm depth), whose base can move upward and downward within the box. Movements of the base are driven by a screw and a stepping motor, controlled by an automaton. During an experimental run, the base of the box was raised at a constant rate. It pushed the silica outside the top of the box, at a rate defined as the uplift rate (1- 30 mm/h). Precipitation was generated by a system of four industrial sprinklers that delivered water droplets (diameter $<50\ \mu\text{m}$), small enough to avoid any splash dispersion at the surface of the model, which reduces the action of diffusive hillslope processes (Lague et al., 2003; Sweeney et al., 2015). In the present version of the experimental setup, the water discharge from each sprinklers is controlled by an automaton, which allows to change precipitation automatically during a run. Precipitation was calibrated to be the more homogeneous as possible by collecting water in 20 pans at the location of the model. During an experimental run, we used a high-resolution laser sheet (accuracy $<0.2\ \text{mm}$) to regularly digitize the surface of the model with a spatial resolution of $\sim 0.5\ \text{mm}$ and to produce square-grid Digital Elevation Models. We usually digitized the surface of the models every 5 minutes, except in the steady-state phases, when elevations and erosion rates are stable, where digitization intervals can reach 20 minutes. Erosion rates were computed by dividing the elevation change per pixel between two scans by the time between the scans. Local erosion rates were also averaged to obtain a mean value for the entire landscape

2.2. Procedure

We present here the result of experiments where we disturbed an initial topography at steady state (Figure 1) by decreasing the precipitation rate from 160 mm/h to 60 mm/h, considering different duration of the precipitation drop (we hereafter referred to this duration to as T_p). For this purpose, we calibrated nine intermediate fields of precipitation (Table 1). The coefficient of variation of precipitation rates (standard deviation / mean) are less than 15 % for the experiments carried out here (Table 1). We applied precipitation variations step-by-step rather than by varying continuously the discharge from sprinklers in order to ensure a good quality control on precipitation history. These steps were of limited durations, usually of less than 60 minutes, so we did not observe any adjustment of the landscape to the individual steps.

We consider here five experiments, one with an instantaneous precipitation fall ($T_p = 0$) and four with progressive drops T_p of 60, 300, 500 and 700 minutes (Table 2). Then, these experiments were conducted up to a second steady-state between erosion and uplift. Figure 2 shows a schematic evolution of an experiment with $T_p > 0$ which illustrates the terminology used in this paper.

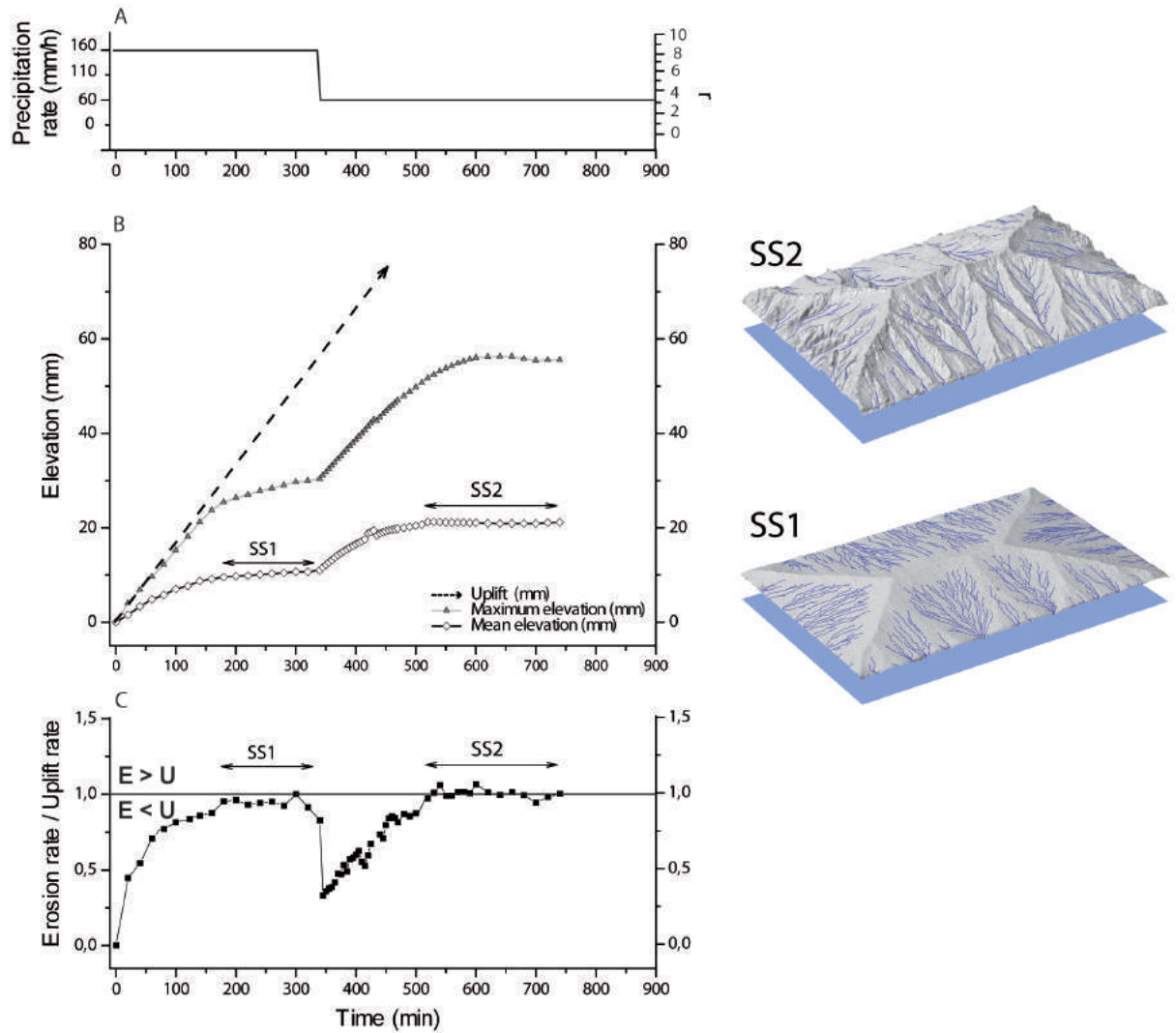


Figure 1 : Evolution of a typical experiment (Experiment MOD2) forced by an instant drop ($T_p=0$) in precipitation rate. (A) Precipitation applied and corresponding water-to-rock-ratio (r). (B) Evolution of the mean and maximum elevation. The dotted line indicated the amount of applied uplift, that is, elevation of the model if no erosion occurred. Periods of constant mean and maximum elevations indicate steady-state (erosion rate=uplift rate) (C) Evolution of mean erosion rate (E) of the landscape calculated from mass balance. Erosion rates are normalized to the uplift rate (U). Periods of normalized uplift rates of 1 correspond to steady-state. Two examples of steady-state landscapes (SS1 and SS2) are shown on the right (3D view of DEMs; size 60×40 cm).

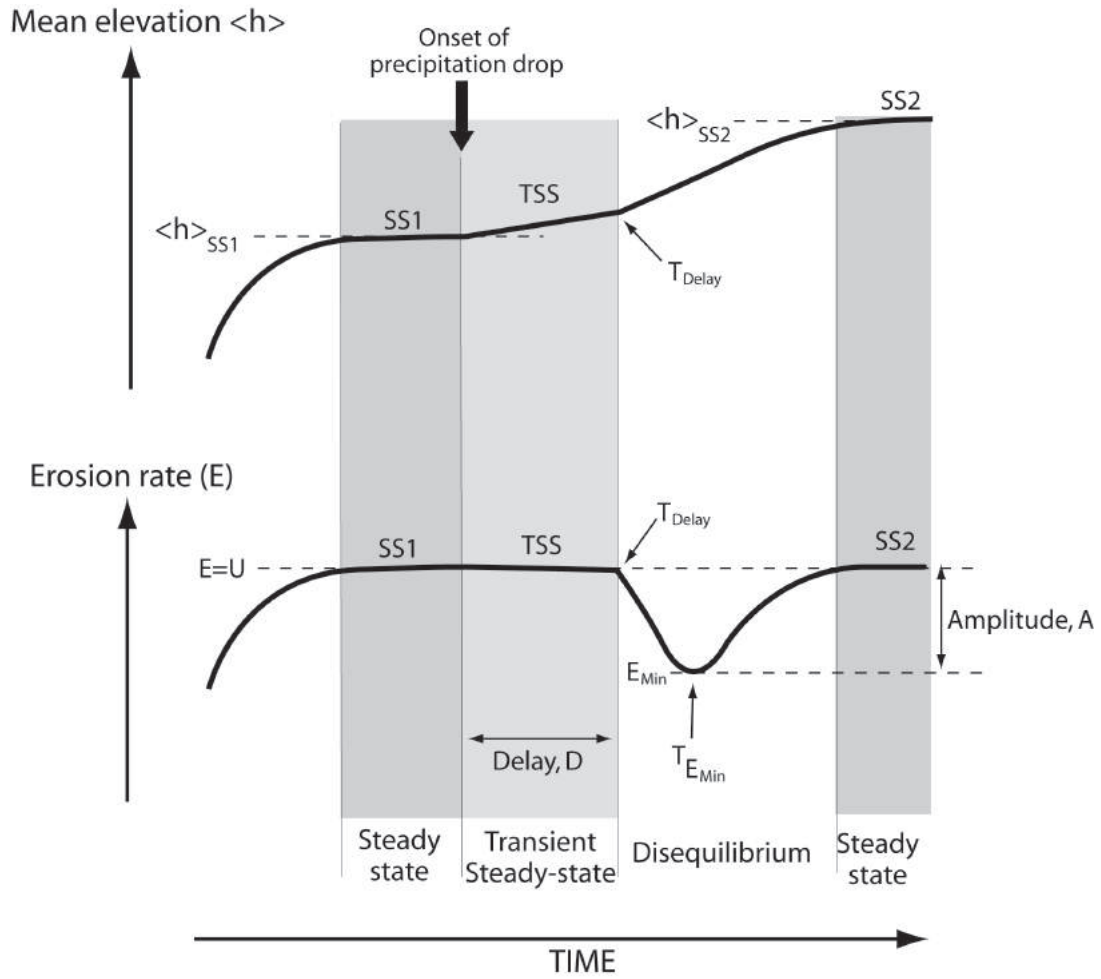


Figure 2 : Schematic evolution of an experiment forced by finite drop in precipitation rate ($T_p > 0$) illustrating the terminology used in this study. SS1: Steady-State 1; SS2: Steady-State 2; TSS: Transient Steady-State; $\langle h \rangle_{ss1}$: mean elevation at SS1; $\langle h \rangle_{ss2}$: mean elevation at SS2; D: Delay between the onset of the precipitation drop and the onset of the geomorphic and erosional response. T_{Delay} : Time at the onset of the geomorphic and erosional response; E_{min} : Minimum erosion rate at disequilibrium; A: Amplitude of the drop in erosion rate; $T_{E_{min}}$: Time at E_{min} .

Table 1 - Precipitation forcing use in this study		
Mean spatial precipitation rate <P> (mm/h)	Coefficient of variation of precipitation rate (%)	Water-to-Rock- ratio (r)
160 ± 23	14	8.4
146 ± 19	13	7.7
129 ± 20	15	6.8
120 ± 14	12	6.3
108 ± 14	13	5.7
100 ± 14	14	5.3
91 ± 10	11	4.8
81 ± 10	12	4.3
75 ± 9	12	3.9
65 ± 10	15	3.4
60 ± 9	15	3.2

3. Results

3.1. Steady-state landscapes

All experiments began with a flat plateau that was uplifted and then progressively dissected by multiple channels that initiated on the four sides of the models. They form channel networks that propagated in toward the center of the model, while the mean elevation of the landscape increased (Figure 1). Under constant uplift and precipitation forcing the mean and maximum elevations then stabilized, which implies that the erosional flux balanced the uplift one, thus defining a steady-state landscape (SS1). On the basis of experiments presented here (Table 2) and from previous experiments of Babault et al. (2005; 2007), Turowski et al. (2006), Bonnet (2009) as well as from some unpublished experiments, we observe a co-evolution of the mean elevation of experiments at steady state ($\langle h \rangle_{ss}$) with rainfall and uplift rates (Figure 3). As already noticed by Bonnet and Crave (2006) using a limited dataset, $\langle h \rangle_{ss}$ is inversely proportional to the precipitation rate (Figure 3A), however we observe a large dispersal of the $\langle h \rangle_{ss}$ values for a given precipitation rate because of the dependency of $\langle h \rangle_{ss}$ with the uplift rate. Similarly, we observe that $\langle h \rangle_{ss}$ is proportional to the uplift rate (Figure 3B) but with a large dispersal of the $\langle h \rangle_{ss}$ values because of the dependency with the rainfall rate. To take into account the co-variation of $\langle h \rangle_{ss}$ with uplift and precipitation, we considered the water-to-rock-ratio (r) defined by Hasbargen and Paola (2000) and used in subsequent studies (Hasbargen and Paola, 2003; Paola et al., 2009; Reinhardt and Ellis, 2015):

$$r = \frac{\rho_w \times P}{\rho_s \times U} \quad (V.1)$$

with ρ_s is the material density (1.9 g/cm³), ρ_w the water density, P the precipitation rate, and U the uplift rate. This ratio is a qualitative measure of the erosive efficiency of precipitation

compared to uplift (Reinhardt and Ellis, 2015) with low or high values indicating a dry or more wetter climate. On the basis of the compilation of 68 values of $\langle h \rangle_{ss}$, we observe a clear non-linear inverse dependency of $\langle h \rangle_{ss}$ as a function of r , with a limited dispersion of the data (Fig. 3C). In a bilogarithmic scale (inset on Figure 3C) data align along a line which can be described by power law on the form:

$$\langle h \rangle_{ss} = 42.75 \cdot r^{(-0.56)} \quad (V.2)$$

In the following, the effect of precipitation drop from 160 to 60 mm/h is investigated here for a similar value of U of 10 mm/h in all the experiments, which translate into a drop in r from 8.4 to 3.2 (Table 1). As illustrated on Figure 3D, the drop of r should drive a surface uplift of the landscape toward a higher $\langle h \rangle_{ss}$. Note that equation 2 allows to predict $\langle h \rangle_{ss}$ for any value of precipitation and uplift forcing and will be used in the following to compare the actual evolution of elevation of the experiments with the predicted one (using equation 2) if the experiments always remained at steady-state during the drop in precipitation and r . Any departure between the observed and predicted mean elevation of the landscapes will then be use to highlight a disequilibrium state of the experiment, along with the direct comparison between the uplift rate and the erosion rate.

Table 2 - Experimental conditions and main parameters derived from elevation and erosion rate histories.

	Tp (min)	Précip. drop rate (mm/h)	$\langle h \rangle_{ss1}$ (mm)	$\langle h \rangle_{ss2}$ (mm)	Delay, D (min)	TE_{min} (min)	Amplitude A (%)	Critical Water-to- Rock-ratio r_c
MOD2	0	instant	10.8	20.4	0	340	67	—
MOD23	60	100	10.6	24.5	31	390	58	5.7
MOD4	300	20	10.9	22.5	200	562	46	4.91
MOD24	500	12	9.8	26.1	300	777	36	5.26
MOD25	700	8.57	10.3	23.4	430	945	24	5.18

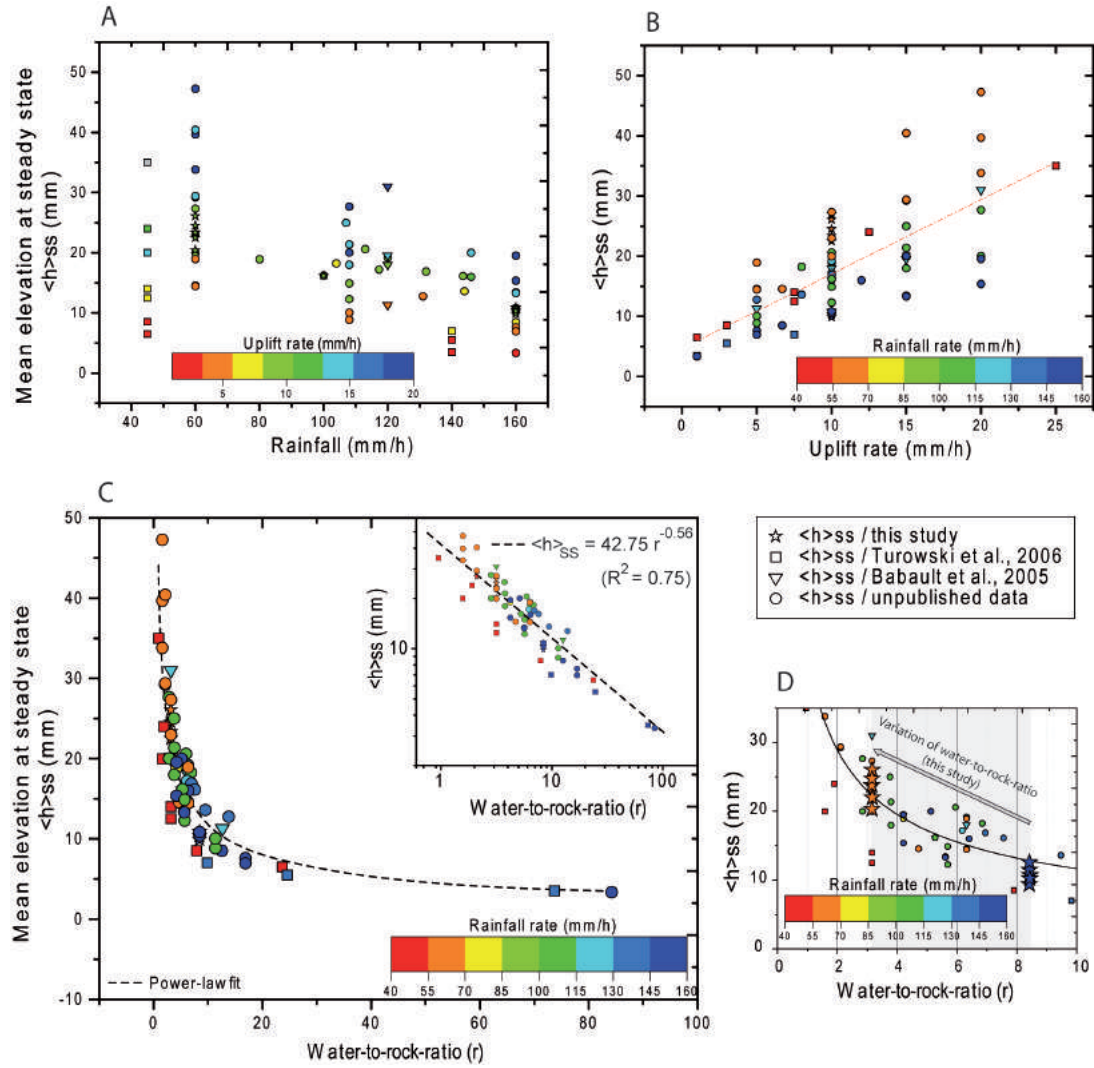


Figure 3 : Compilation of mean elevation of experimental landscapes at steady-state, from this study, bibliography and unpublished data showing relationship with precipitation rate (A), uplift rate (B) and water-to-rock ratio (C). Graph in D is an enlargement of graph C that shows the drop in water-to-rock-ratio (8.4 to 3.2) considered in this study (grey area) and the expected change in the steady-state mean elevation of the landscapes.

3.2. Landscape response to rainfall drop

3.2.1. Mean elevation histories

As already documented by Bonnet and Crave (2003), an instantaneous drop ($T_p=0$; Figures 1 and 4) drives an increase in the mean elevation of the landscape (surface uplift) and then its stabilization to a higher value, which indicates that landscape recovered a new steady-state (SS2). As already discussed by Bonnet and Crave (2003), the computation of the mean erosion rate indicates that the rain drop actually drives a sudden drop in the erosion rate, which subsequently increased to recover its steady-state value (Figure 1C). The delay between the precipitation drop and the recovery of steady-state conditions illustrate the response time of

the landscape to the precipitation change (Whipple, 2001). It is estimated here of 70.8 ± 2.3 minutes by fitting an exponential function to the mean elevation curve.

In experiments with $T_p > 0$, a phase of rapid surface uplift up to new steady state (SS2) conditions occurred (Figure 4), the mean elevation of all experiments stabilizing to a close value, in average of 23.3 ± 2.1 mm ($\langle h \rangle_{ss2}$, Table2), whatever T_p , in agreement with the steady-state mean elevation predicted using equation (2) (22.7 mm). However, the details of their elevation histories are different. For experiment with the shorter T_p (MOD 23, $T_p=60$) the surface of the experiment is uplifted at a fast rate (~ 5.3 mm), very soon after the onset of precipitation drop, in a very similar way as in experiment with $T_p=0$ (surface uplift of ~ 5.4 mm/h). This contrasts with the elevation histories of the three experiments with longer T_p that all show a first period of slow surface uplift compared to the imposed uplift rate (surface uplift of ~ 0.4 mm/h against uplift forcing of 10 mm/h). Then their elevation departs from this trend and the topographies are uplifted at a higher rate before to stabilize and to reach the new steady-state SS2. The rate of this fast phase of surface uplift decreases with the duration of the precipitation drop, being of 3.4, 2.3 and 1.3 mm/h respectively for values of T_p of 300 (MOD 4), 500 (MOD 24) and 700 min (MOD 25): Figure 5B. The onset of this fast surface uplift (TD, see Figure 2) also differs between experiments and occurs later for longer T_p (Figure 4). We observe that the delay between the onset of the precipitation drop and the onset of the fast phase surface uplift (D on Figure 2) increases linearly with T_p (Fig 5A).

We show on Figure 6 the comparison between the observed elevations of the landscapes during the drop in precipitation with the steady-state elevation as predicted using equation (2) for any corresponding r value. This graph shows that the observed elevations initially well match the steady-state ones during the drop in precipitation. Then, this graph shows a clear deviation of the observed elevations toward higher values than the steady-state ones. These two contrasted situations correspond respectively to the successive periods of slow and fast surface uplift described above (Figure 4). It indicates that landscape constantly remains at steady-state during the slow surface uplift period, its mean elevation being constantly adjusted to the decrease in precipitation and r . Here after, we will refer to this period as to a Transient Steady-State (TSS on Figure 2).

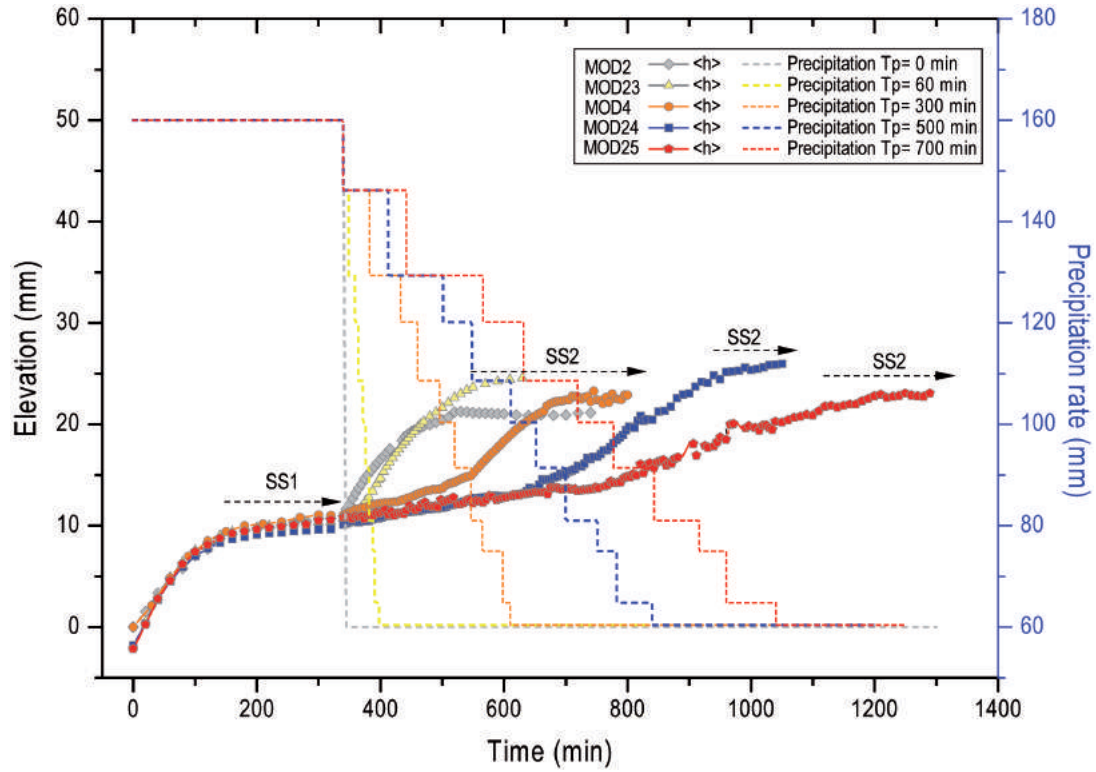


Figure 4 : Mean elevation histories of experiments performed in this study and associated precipitation forcing. The uplift rate is the same for all these experiments (10 mm/hr).

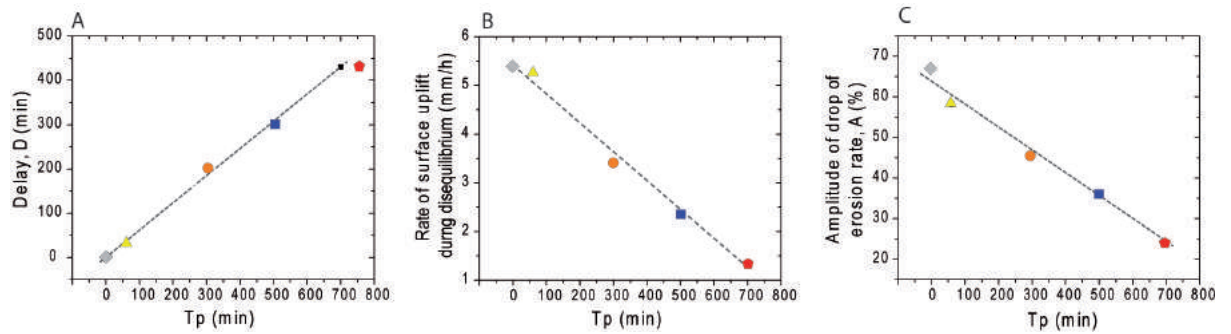


Figure 5 : Delay (A), rate of surface uplift during disequilibrium (B) and amplitude of the drop in erosion rate expressed by the amplitude (%) of its departure from steady-state (C). Symbols are the same as in Figure 4.

3.2.2. River profile histories and knickpoints propagation

Longitudinal profiles at steady-state with regard to high and low precipitation and r values are characterized by different concavities, estimated from exponents of slope-area relationships (Flint, 1974) to be respectively of 0.07 (SS1) and 0.2 (SS2). These values are low compared to natural rivers (e.g. Kirby and Whipple, 2012) but are in the range of exponents classically observed in such experiments (0.05-0.3; see discussion below and in Lague et al., 2003; Bonnet and Crave, 2006; Singh et al., 2015). On experiments here, the temporal sequences of longitudinal profiles, shown here every 20 minutes for clarity (Figure 7), also reveal different evolution histories, as for mean landscape elevation, according to T_p . A schematic illustration of the evolution of the longitudinal profiles is shown on Figure 7F for clarity. Globally, the disruption of the SS1 landscape by precipitation drop sets the uplift of the former (SS1) longitudinal profiles and the migration of a knickpoint until a new steeper equilibrium profile (SS2) is reached, with a higher concavity value, following the mechanism described by Whipple and Tucker (1999) from analytical modelling. It is worth noting that in all the experiments the downstream ends on the profiles always remained pinned to the borders of the erosion box, representing the base-level for erosion. We never observed any major surface uplift of the downstream ends of the profiles and their disconnection relative to base-level. During knickpoint propagation, the upstream segment retains its initial shape inherited from SS1 period, while the downstream segment gradually steepens to the final steady-state SS2 profile.

For the experiment with an instantaneous drop ($T_p = 0$; Fig. 7A), knickpoints initiate immediately after the variation of rainfall rate. However, for three of the experiments with $T_p > 0$ ($T_p = 60, 300$ and 500 min: Fig. 7) the longitudinal profiles first rise slightly while maintaining in overall their initial concavity and knickpoints initiate and propagate only on a second phase. This first period coincides with the slow surface uplift period and TSS described above. The onset of knickpoint propagation is not synchronous in all the experiments (Figure 8), but occurs after a longer delay D for the longer T_p . It is worth noting that although the rate of surface uplift depends on T_p (Fig. 3 and Fig. 5B), the rate of knickpoint propagation is similar in all experiments, of about 150 mm/h. Finally, this peculiar evolution of the longitudinal profiles is not well defined for the experiment with the longer T_p (Fig. 7E) as a propagating knickpoint is not clearly visible. The sequence of longitudinal profiles rather shows a gradual evolution between the two steady-state profiles.

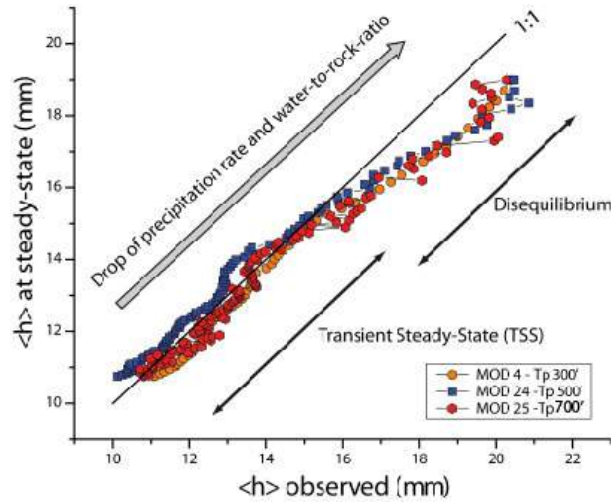


Figure 6 : Mean elevation of the landscapes observed during precipitation drop compared with the predicted mean elevation at steady-state related to the drop in the water-to-rock-ratio as calculated using equation (2). See text for comments.

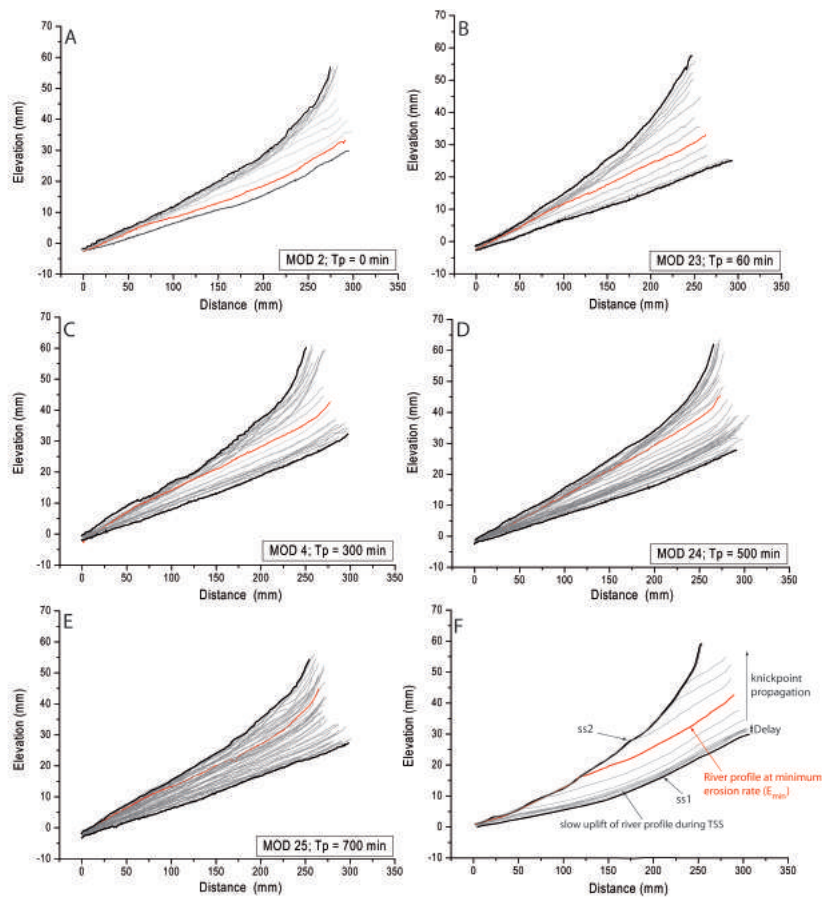


Figure 7 : A-E: Sequence of evolution of the longitudinal profiles during precipitation drop, from SS1 to SS2 (time-interval between each profile is 20 minutes). Profiles in F are schematic and are shown here to guide the interpretation.

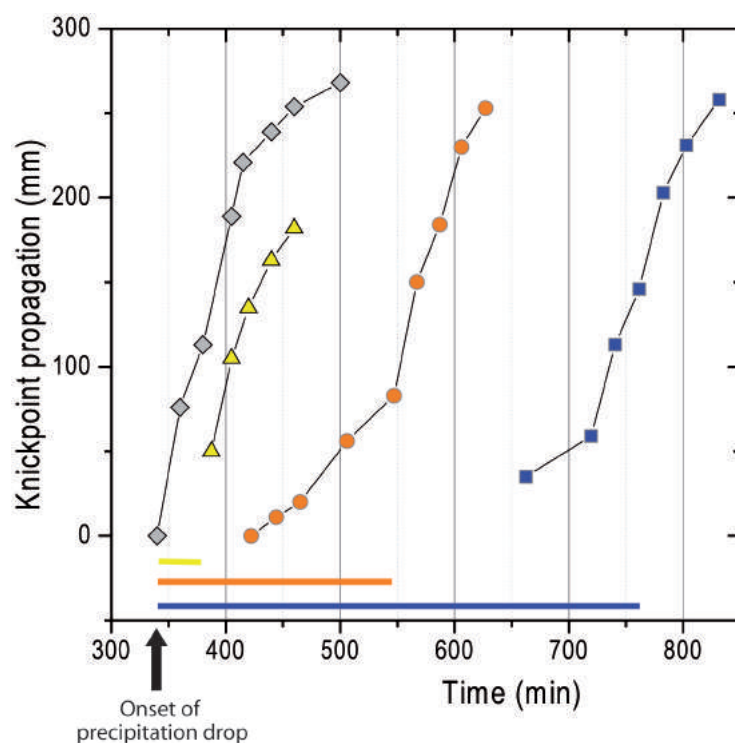


Figure 8 : Pattern of knickpoint propagation through time for experiments with T_p between 0 and 500 min. Experiment done with $T_p=700$ min do not show a clear propagation of knickpoint (Figure 7E) and is consequently not shown here. Color bars at the bottom of the graph show the delay D for each experiment. It illustrates that knickpoint start to propagate at the end of the Transient Steady-State period. Note that the pattern and rate of knickpoint propagation is very similar between all experiments. Symbols are the same as in Figure 4.

3.2.3. Erosion rate histories

Erosion rates for experiment with instantaneous drop ($T_p=0$) shows the typical evolution described previously (Figure 1) and already observed by Bonnet and Crave (2003). Precipitation drop drives a strong decrease in the mean erosion rate (Fig. 9A), which represents here about 67 % the uplift rate value (Fig. 5C and Table 2). Then, the erosion rate progressively increases whereas the topography is progressively uplifted and the system finally recovers a steady-state, the erosion rate balancing the uplift rate. For experiences with longer T_p , we also observed this drop in erosion rate, however after a period where erosion rates remained close to the uplift one (Figure 9B-E). It corresponds to the period of slow surface uplift and TSS described on mean elevation histories. Then it is only after the delay D discussed previously (see also Figure 2) that the erosion rate drop down significantly, the onset of erosion drop occurring later for longer T_p . The comparison between all the experiments then illustrated that the erosional response is delayed with regard to the onset of the change in precipitation, whether considering the onset of the erosion drop or the minimum erosion rate (E_{min} on Figure 2). The amplitude of the drop in mean erosion rate (A on Figure 2) also differs between experiments, i.e with T_p (Fig. 9 and Table 2). On the experiment with instantaneous drop, the minimum mean erosion rate

is about 3 mm/h, representing a departure from the uplift rate of about 67 %, whereas for the longest Tp the minimum mean erosion rate is about 8 mm/h, representing a departure from the uplift rate of only 24 %. The amplitude of the drop in erosion rate decreases linearly with Tp (Figure 5C), which indicates that the erosional response is damped for longer Tp.

3.2.4. Evidence for a geomorphic threshold related to critical rainfall and water-to-rock ratio

The response of experiments to rainfall drop in terms of elevation and erosion rate histories and longitudinal profiles evolution is characterized by a delay between the onset of precipitation drop and the onset of these responses, at the end of the TSS. Given the rates of precipitation drops, we used the delay D (Table 2) of each experiment to determine the value of the precipitation rate and r at the end of the TSS. We observe that the end of the TSS, i.e. the onset of the geomorphic responses, coincides with very similar values of precipitation rate and r , being in average of 99.7 ± 6.2 mm/h and 5.3 ± 0.3 respectively (Figure 10). Hence, it indicates that the landscape response to the precipitation variation is controlled by a critical value of the precipitation rate and r (hereafter referred to as critical r , r_c : Table 2). Before crossing this value, during the TSS period, landscapes keep pace with decreasing precipitation and equilibrium is maintained. Then, once r_c is crossed, landscape is of equilibrium and is uplifted much faster than if it remained at steady-state with the decreasing r (e.g. Figure 6) and a drop in erosion rate is observed. This critical value r_c then controls the time at which disequilibrium occurs. Given that we considered linear drops in precipitation, it explains why the resulting time lag increases linearly with the duration of drop (Fig. 5A).

Our data show that once the critical rainfall and corresponding r_c are crossed, the longitudinal profiles depart from steady-state and are passively uplifted while knickpoints initiate at their downstream ends and propagate upward (Figure 7). This suggests that the landscape response to the precipitation drop involved a geomorphic threshold. The nature of this threshold can be discussed on the basis of slope-area data of experiments (Figure 11). At high r values, slope-area data of steady-state landscapes show a unique linear trend in log-log coordinates for areas higher than $5\text{-}10\text{ mm}^2$, with a low concavity exponent value (Flint, 1974), of about 0.1 or less. The corresponding longitudinal profiles are almost linear (profiles at SS1 on Figure 7). On the opposite all steady-state experiments with low r value show a disruption of this trend at areas of about $50\text{-}100\text{ mm}^2$ (Figure 11), with a higher concavity exponent downward, of about 0.15-0.20. Longitudinal profiles at SS2 shown on Figure 7 correspond to this domain with a higher concavity. The development of this domain of higher concavity coincides with the initiation of knickpoints migration at the end of the TSS period, and to the time when the critical rainfall and r_c are crossed. It suggests that these critical values correspond to a geomorphic transition, that is likely related to a change in the processes of erosion and transport acting on the experiments (see below).

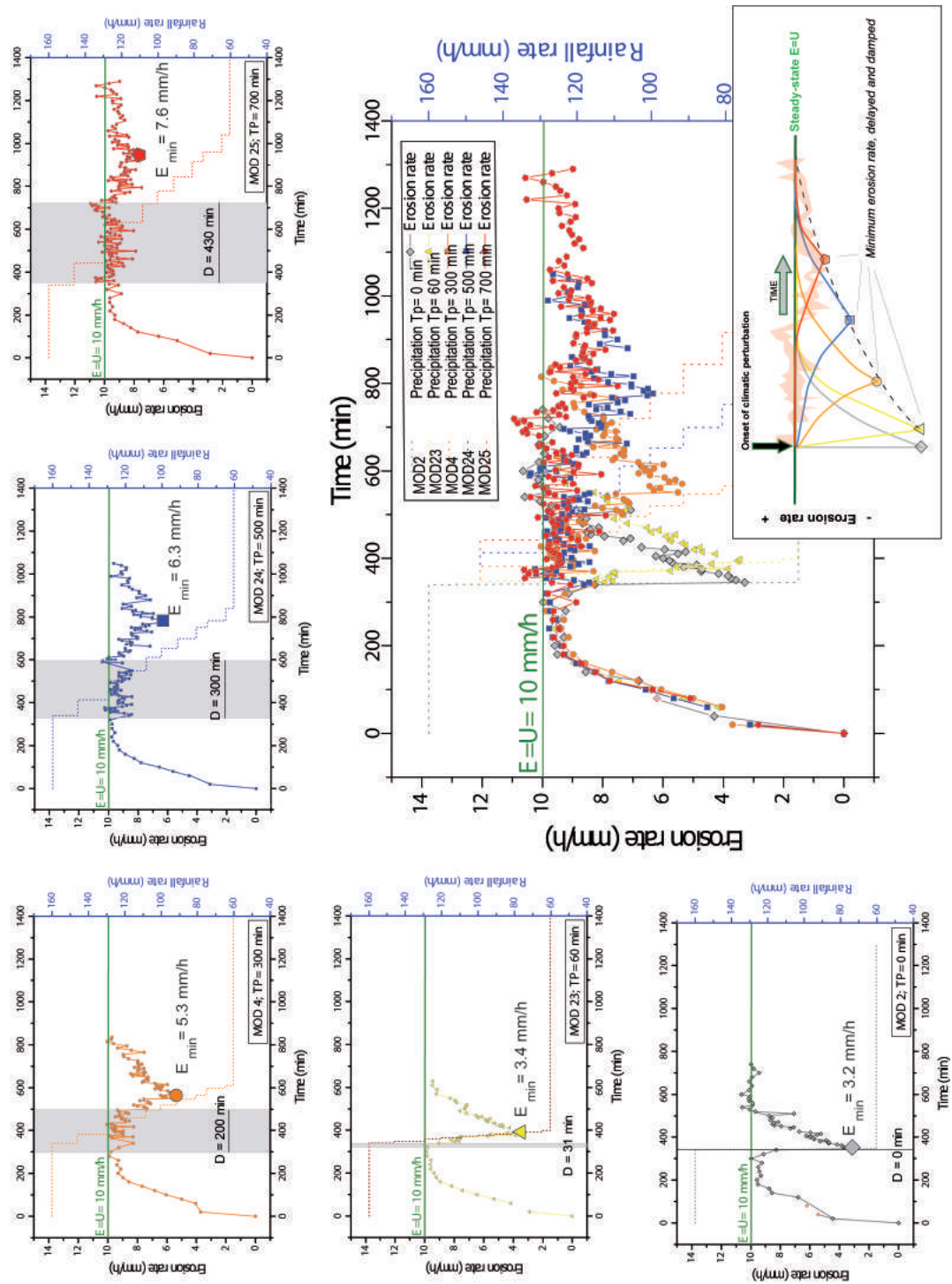


Figure 9

Figure 9 : Mean erosion rates (E) calculated from mass balance. Green line indicates the uplift rate (U) used in these experiments (10 mm/h). Periods with $E=U$ correspond to steady-state conditions. In experiments with $T_p > 0$, the departure of the erosion rate from its steady-state value occurs after a delay D (grey area) compared to the onset of precipitation drop (at 340 minutes). The duration of D increases with T_p (see also Figure 5A). At disequilibrium, the amplitude (A) of the dropdown in erosion rate (minimum erosion rate E_{min}) decreases with T_p (see also Figure 5C), showing a damping of the erosional signal according to the duration of the precipitation drop T_p . Note that the time when the erosion rate is minimum also depends on T_p which also indicates a delayed response.

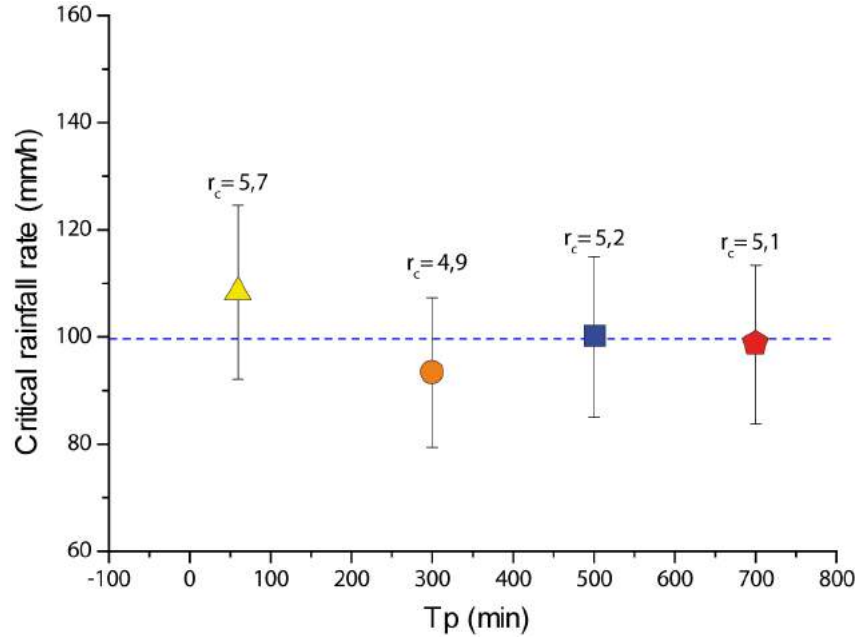


Figure 10 : Precipitation rate at the transition between Transient Steady-State and disequilibrium phases (T_{Delay} on Figure 2) for experiment with $T_p > 0$. Also shown is the corresponding value of the water-to-rock-ratio, r_c (see text).

4. Interpretation and discussion

4.1. Importance of a rainfall-related geomorphic threshold on the macroscale dynamics of landscapes

At high precipitation and r values, landscapes are characterized by very low concavity channels, with concavity of about 0.1 or less. Such very-low concavity channels are classically observed in similar experiments (Lague et al., 2003; Hasbargen and Paola, 2003; Bonnet and Crave, 2006; Singh et al., 2015), and may correspond to unchanneled valleys by reference to natural systems (e. g. Montgomery and Foufoula-Georgiou, 1993). On the opposite, once r_c is crossed, channels with larger concavity, of about 0.15-0.20, developed during the transient phase

TSS. These channels with a larger concavity are characteristics of the steady-state landscapes under low precipitation and r values. Channels with concavity on the range 0.15-0.30 are classically observed in experimental landscapes and are interpreted as channels shaped by fluvial-like processes (Lague et al., 2003; Hasbargen and Paola, 2003; Bonnet and Crave, 2006; Singh et al., 2015) even if fluvial channels in Nature rather show concavity on the range of 0.40-0.60 (e.g. Kirby and Whipple, 2012). However, designs used in experimental modeling of landscapes have never succeeded in producing channels with this exact range of concavity values. Here, we propose that the critical value of water-to-rock ratio r_c corresponds to a transition from unchanneled valleys to fluvial channels driven by an onset of fluvial channelization.

The issue of channel initiation is acknowledged for a long time as a major issue for understanding the landscape response to climate variations (e.g. Montgomery and Dietrich, 1992; Rinaldo et al., 1995; Tucker and Slingerland, 1997). The location of channel heads may be set by the competition between diffusive and advective transport processes (Smith and Bretherton, 1972; Perron et al., 2009; Sweeney and Roering, 2015) or by the existence of a geomorphic threshold for runoff erosion related to shear stress (Horton, 1945; Montgomery and Dietrich, 1992). Because diffusive hillslope processes are of limited extent in the kind of experiments used here (Lague et al., 2003; Sweeney and Roering, 2015) the competition between diffusive and advective processes is unlikely the main driver of the geomorphic transition that we observed. We consequently rather consider that the transition from unchanneled valleys to fluvial channels is controlled by a threshold of channelization. Given the importance of this transition in the dynamics of the experimental landscape, this specific issue will require however some further investigations.

In our experiments, steady-state landscapes characterized by unchanneled valleys (high water-to-rock ratio) or fluvial channels (low water-to-rock ratio) differ by their macroscopic properties, such as their mean elevation at steady state. During precipitation drop, the change in process from unchanneled valleys to fluvial channels corresponds to a threshold that is controlled by a critical value of the water-to-rock ratio and this change is the main mechanism that imprints a signature in terms of mean elevation and erosion rate histories. It drives a transient period of incision propagation through knickpoints, which coincides with a drop in the mean erosion rate of the landscape and consequently its surface uplift. The applicability of this finding to natural landscapes is not straight forward because a complete scaling of experimental landscapes is intractable due to inescapable scale distortions between experiments and nature (see discussions in Lague et al., 2003; Bonnet and Crave, 2003; 2006; Bonnet, 2009; Singh et al., 2015; Sweeney and Roering, 2015; as well as Paola et al., 2009 for a thorough review of scaling problems in experimental geomorphology). Despite scaling problems, slope-area data can be used however to suggest some analogies between experimental and natural landscapes (Bonnet and Crave, 2006). Trends observed on power law plots of slope versus drainage area from landscape experiments (e.g. Figure 11) are very similar to those observed on natural landscapes (compare for example slope-area trends of SS2 (Figure 11) with Figure 4 of Montgomery and Foufoula-Georgiou (1993) or Figure 1 of Ijjasz-Vasquez and Bras (1995)). The inflection observed here at $\sim 100 \text{ mm}^2$ (SS2 on Figure 11; Bonnet and Crave, 2006) occurs in Nature for critical drainage areas of 0.1 to 5 km^2 (Montgomery and Foufoula-Georgiou, 1993; Ijjasz-Vasquez and Bras, 1995;

Stock and Dietrich, 2003; Kirby and Whipple, 2012; D’Arcy and Whittaker, 2014; Lague, 2014). On the basis of this analogy, we can assume to a gross approximation that drainage basins in our experiments (maximum drainage area of $\sim 20\,000\text{ mm}^2$: Figure 11), represent in Nature drainage basins with size of 20 to 1000 km^2 , i.e. with length of 4.5 to 30 km by considering a classical empiric law between drainage basin length and area (e. g. Montgomery and Dietrich, 1992). If we consider a two-side landscape, it indicates that our landscape experiments could be viewed as analogs of topographic ranges with width of some tens of kilometers, typically the size of uplifted blocks observed in basin-and-range-like topographies, in both compressional and extensional settings (Hovius, 1996; Talling et al., 1997). Then, our experiments do not pretend to represent the evolution of landscape of whole mountain belts and their related drainage networks, but rather smaller-scale topographic features. These ranges are however important in setting the geophysical relief of an area (Champagnac et al., 2012) and in delivering sediments to large river systems. This is in this kind of natural landscapes that the dynamics that we described here and their signatures (knickpoints between unchanneled valleys and fluvial channels for example) should be investigated in future studies.

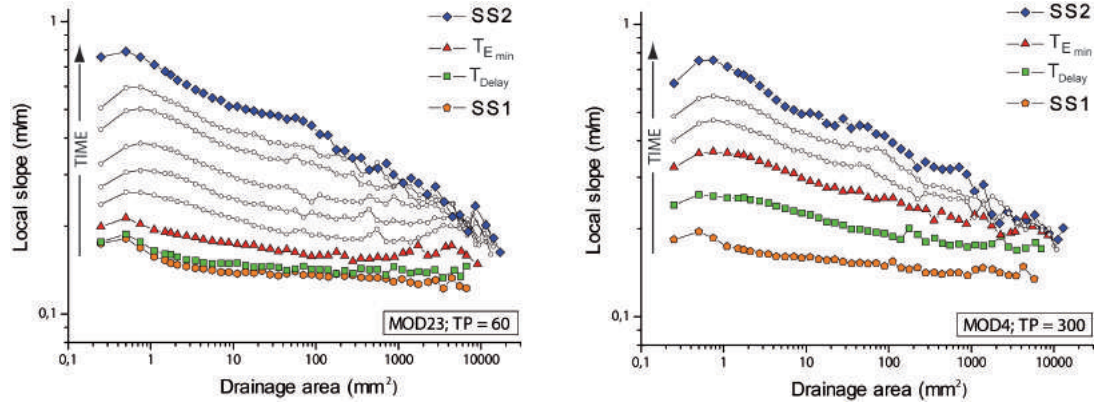


Figure 11 : Log-log plots of slope-area data for selected steps (see Figure 2) in the evolution of experiments MOD23 and MOD4 and some intermediate steps (open symbols) between TE_{min} and SS2. See text for comments.

4.2. A damped and delayed erosional response to long-term precipitation variations: implications

Our study illustrates the damping of the erosional response to precipitation drop according to the duration T_p of the climatic perturbation (Figure 9) with an amplitude of erosion rate departure from its steady-state value that decreases from 67% for instant perturbation to only 23 % for the longer T_p tested here (Fig. 5C). From data on Figure 5C we can reasonably speculate that an experiment done with a longer T_p , of about 1200 minutes here, should not show any significant departure of the erosion rate from its steady-state value imposed by the uplift rate. Such a lack of erosional response to long-term climatic variations has already been inferred from numerical simulations of landscape response to cyclic rainfall variations by Godard et al. (2013) and Braun et al. (2015). Using a landscape evolution model that simulates both hillslope and fluvial processes, Godard et al. (2013) observed that the departure of erosion rate from the uplift rate approaches zero for oscillation periods of rainfall that are on the

order of hundreds of thousands years to millions years, depending on the erodability. The same conclusion has been addressed by Braun et al. (2015) using analytical solutions of the stream power law, with a response amplitude that approaches zero for long forcing periods, over the million year, whatever the m and n value of the stream power law that they considered. Here, we cannot scale physically our experiments and transfer time in experiments into time in natural landscapes (see discussions in Bonnet and Crave, 2006 and Paola et al., 2009) however by comparison with results obtained from numerical modelling we consider that the damped effects that we document should probably applied on natural systems for long-term (10⁵ to 10⁶ yrs) climatic variations, not at the scale of shorter Milankovitch-controlled climatic cycles for example. The damping effect that we document is observed for durations of rainfall drop T_p that are significantly longer than the response time of the landscape to abrupt rainfall variations (of about 150 min in experiment shown on Figure 1), which also indicates that we are documenting processes that would likely occurred at the million-year time-scale in natural systems. Actually, even if the response time of landscapes is a critically unknown in nature, there is a general agreement to consider that it is rather a question of million(s) of years (Whipple and Meade, 2004). Thus we propose that the damping effect that we document could occur in Nature in response to long-term climate change such as the long-term climatic evolution that characterized the Cenozoic for example (Zachos et al., 2001). As already pointed out by Braun et al. (2015), it implies that long-term variations in precipitation may have a weak impact on the erosion of landscapes and on the delivery of siliciclastic material to large rivers and sedimentary basins. It indicates in particular that the ability of sediment archives to record changes in precipitation, such as those related to monsoon development for example (Clift et al., 2014), critically depends on the time scale of the variations, brief intensification events being more liable to produce an erosional response. This finding is important for interpreting terrigenous supply from continents to oceans at the geological timescale (10^{6–7} yr) as gathered from clastic volumes preserved in sedimentary basins (e.g. Leturmy et al., 2003; Rouby et al., 2009; Guillocheau et al., 2012; Grimaud et al., 2017). It is however important to notice that although long-term precipitation variations may weakly influence erosion rate values, they however impact the elevation of the landscapes. Thus, we can speculate that long-term climate change, through precipitation, may impact the state of stress of an orogen and consequently its tectonic evolution through variations of its topography, without any major, detectable, variations on its erosion rates.

Another important outcome of our study is that the erosional response to precipitation drop is delayed with regard to the onset of the precipitation perturbation. In our experiments this delay exists because the geomorphic response to the changing climate is controlled by a threshold. Before crossing this threshold, landscape continuously adjust to the changing climate during a transient steady-state period. The duration of this period, i.e. of the delay, depends on timescale of the precipitation drop. A time lag between a tectonic or climatic forcing and its geomorphic response is observed in numerical simulations (e.g. Kooi and Beaumont, 1996; Braun et al., 2015) in the case of periodic forcing variations when the periodicity of forcing is close to the response time of the geomorphic system. Actually if the periodicity of forcing is longer, then the system always remains at equilibrium (“reactive landscape” of Allen, 2008); on the opposite, the system never fully adjusts to forcing and always remains out of equilibrium

(“buffered landscape” of Allen, 2008). This is consequently for “intermediate” forcings (Kooi and Beaumont, 1996) that a time lag between forcing and response may exist. In our experiments here, the time lag is not related to a similar mechanism but to the existence of a geomorphic threshold that dictates the timing of the onset of the geomorphic and erosional responses during the ongoing precipitation variation. However as already pointed out by Allen (2008) it indicates that great caution must be taken when one aims to infer the timing of a climatic event on the basis of the age of its sedimentary response.

5. Conclusions

We investigated the landscape and erosive responses to climate change on laboratory experiments, by considering the response of landscapes already at steady-state to precipitation drop of different durations. We observe in all our experiments that a drop in the precipitation rate, whatever its duration, drives the uplift of the landscape from an initial steady-state mean elevation value to a highest one, accordingly to the corresponding change in the forcing as expressed by the water-to-rock ratio. However, the transient histories are very different between experiments. On one hand, experiment with a sudden drop in precipitation shows a transient phase of disequilibrium that initiates immediately after the drop. As already described by Bonnet and Crave (2003) it is characterized by a surface uplift of the landscape and the propagation of knickpoints and by a strong drop in the erosion rate. On the other hand, in the experiments forced by a finite duration of the precipitation drop, this phase of disequilibrium only occurs after a first period, defined here as a Transient Steady-State (TSS) period, when the landscape remains at steady-state despite the lowering of the precipitation rate and related water-to-rock ratio. It is only when a critical value of the precipitation rate and rainfall-to-rock ratio are crossed that a response of these landscapes is observed in term of surface uplift or departure of erosion rate from its steady-state value. Our data suggest that this critical value corresponds to a threshold that controls a change in the transport processes acting on the landscape. We observe that the geomorphic and erosional responses to precipitation drop are delayed compared to the onset of the drop in precipitation. We also observe the amplitude of the drop down in erosion rate decreases according to the duration of the precipitation drop, which indicates a damping of the erosional signal.

It suggests that long-term variations in precipitation may have a weak impact on the erosion of landscapes and on the delivery of siliciclastic material to large rivers and sedimentary basins.

References

- Allen, P.A., 2008. Time scales of tectonic landscapes and their sediment routing systems. In: Gallagher, K., Jones, S.J., Wainwright, J. (Eds.), *Landscape evolution: Denudation, climate and tectonics over different time and space scales*. Geological Society, London, Special Publications, 296, 7-28.
- 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. *Geology* 33(4), 301–304.
- Babault, J., Bonnet, S., Driessche, J. Van Den and Crave, A., 2007. High elevation of low-relief surfaces in mountain belts: does it equate to post-orogenic surface uplift? *Terra Nova* 19(4), 272–277, doi:10.1111/j.1365-3121.2007.00746.x.
- von Blanckenburg, F., 2005. The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment. *Earth Planet. Sci. Lett.* 237(3–4), 462–479, doi:10.1016/j.epsl.2005.06.030.
- Bonnet, S., 2009. Shrinking and splitting of drainage basins in orogenic landscapes from the migration of the main drainage divide. *Nat. Geosci.* 2(11), 766–771, doi:10.1038/ngeo666.
- 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), 123–126.
- Bonnet, S. and Crave, A., 2006. Macroscale dynamics of experimental landscapes. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 253(1), 327–339.
- Bookhagen, B., and Burbank, D.W., 2006. Topography, relief, and TRMM-derived rainfall variations along the Himalaya. *Geophys. res. Lett.* 33, L08405, doi:10.1029/2006GL026037.
- Bookhagen, B. and Strecker, M.R., 2012. Spatiotemporal trends in erosion rates across a pronounced rainfall gradient: Examples from the southern Central Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 327–328, 97–110, doi:10.1016/j.epsl.2012.02.005.
- Braun, J., Voisin, C., Gourolan, T., and Chauvel, C., 2015. Erosional response of an actively uplifting mountain belt to cyclic rainfall variations. *Earth Surf. Dynam.* 3, 1-14, doi:10.5194/esurf-3-1-2015.
- Burbank, D.W., Blythe, A.E., Putkonen, J., Pratt-Sitaula, B., Gabet, E.J., Oskin, M., Barros, A.P. and Ojha, T.P., 2003. Decoupling of erosion and precipitation in the Himalayas. *Nature* 426(6967), 652–655, doi:10.1038/nature02187.
- Carretier, S., Regard, V., Vassallo, R., Aguilar, G., Martinod, J., Riquelme, R., Pepin, E., Charrier, R., Hérail, G., Farías, M., Guyot, J. L., Vargas, G. and Lagane, C., 2013. Slope and climate variability control of erosion in the Andes of central Chile. *Geology*, 41(2), 195–198.
- Champagnac, J.D., Molnar, P., Sue, C. and Herman, F., 2012. Tectonics, climate, and mountain topography. *J. Geophys. Res.* 117(2), doi:10.1029/2011JB008348.
- Clift, P.D., Wan, S., and Blusztajn, J., 2014. Reconstructing chemical weathering, physical erosion and monsoon intensity since 25 Ma in the northern South China Sea: A review of competing proxies. *Earth Sci. Rev.* 130, 86-102.
- D’Arcy, M. and Whittaker, A.C., 2014. Geomorphic constraints on landscape sensitivity to climate in tectonically active areas. *Geomorphology* 204, 366–381, doi:10.1016/j.geomorph.2013.08.019.

- Dahlen, F. A., Suppe, J. and Davis, D., 1984. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges: Cohesive Coulomb Theory. *J. Geophys. Res.*, 89(B12), 10087–10,101, doi:10.1029/JB089iB12p10087.
- Deeken, A., Thiede, R.C., Sobel, E.R., Hourigan, J.K. and Strecker, M.R., 2011. Exhumational variability within the Himalaya of northwest India. *Earth Planet. Sci. Lett.* 305(1–2), 103–114, doi:10.1016/j.epsl.2011.02.045.
- Flint, J.J., 1974. Stream gradient as a function of of order, magnitude, and discharge. *Water Resour. Res.* 10, 969-973.
- Godard, V., Tucker, G.E., Fisher, G.B., Burbank, D.W., and Bookhagen, B., 2013. Frequency-dependent landscape response to climatic forcing. *Geophys. Res. Lett.* 40, 1-5, doi:10.1002/grl.50.253.
- Godard, V., Bourlès, D. L., Spinabella, F., Burbank, D.W., Bookhagen, B., Burch Fisher, G., Moulin, A. and Léanni, L., 2014. Dominance of tectonics over climate in himalayan denudation, *Geology* 42(3), 243–246.
- Grimaud, J.-L., Rouby, D., Chardon, D., and Beauvais, A., 2017. Cenozoic sediment budget of West Africa and the Niger delta. *Basin Res.* doi:10.1111/bre.12248.
- Guillocheau F., Rouby, D., Robin, C., Helm, C., Rolland, N., Le carlier de Veslud, C., and Braun, J., 2012. Quantification and causes of the terrigenous sediment budget at the scale of a continental margin: a new method applied to the Namibia-South Africa margin. *Basin Res.* 24, 3-30.
- Hasbargen, L.E. and Paola, C., 2000. Landscape instability in an experimental drainage basin. *Geology* 28(12), 1067–1070.
- Hasbargen, L.E. and Paola, C., 2003. How predictable is local erosion rate in eroding landscapes? *Predict. Geomorphol.* 135, 231–240, doi:10.1029/135GM16.
- Herman, F., Seward, D., Valla, P.G., Carter, A., Kohn, B., Willett, S.D. and Ehlers, T.A., 2013. Worldwide acceleration of mountain erosion under a cooling climate. *Nature* 504(423), doi:10.1038/nature12877.
- Horton, R.E., 1945. Erosional development of streams and their draiange basins: Hydrological approach to quantitative morphology. *Geol. Soc. Am. Bull.* 56, 275-370.
- Hovius, N., 1996. Regular spacing of drainage outlets from linear mountain belts. *Basin Res.* 8, 29-44.
- Ijjasz-Vasquez, E.J. and Bras, R.L., 1995. Scaling regimes of local slope versus contributing area in digital elevation models. *Geomorphology* 12, 299-311.
- Kirby, E. and Whipple, K.X., 2012. Expression of active tectonics in erosional landscapes. *J. Struct. Geol.* 44, 54-75.
- Kooi, H., and Beaumont, C., 1996. Large-scale geomorphology: Classical concepts reconciled and integrated with contemporary ideas via a surface process model. *J. Geophys; Res.* 101, 3361-2286.

- Lague, D., 2014. The stream power river incision model: evidence, theory and beyond. *Earth Surf. Process. Landforms* 39, 38-61.
- Lague, D., Crave, A. and Davy, P., 2003. Laboratory experiments simulating the geomorphic response to tectonic uplift. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 108(B1), doi:10.1029/2002JB001785.
- Leturmy, P., Lucazeau, F., and Brigaud, F., 2003. Dynamic interactions between the gulf of Guinea passive margin and the Congo River drainage basin:1. Morphology and mass balance. *J. Geophys Res.* 108, 2156-2202.
- Montgomery, D.R., and W.E. Dietrich, 1992. Channel initiation and the problem of landscape scale. *Science* 255, 826-830.
- Montgomery, D.R., and Foufoula-Georgiou, E., 1993. Channel network source representation using digital elevation models. *Water Resour. Res.* 29(12), 3925-3934.
- Moon, S., Page Chamberlain, C., Blisniuk, K., Levine, N., Rood, D.H. and Hilley, G.E., 2011. Climatic control of denudation in the deglaciated landscape of the Washington Cascades. *Nat. Geosci.* 4, 469-473.
- Paola, C., Straub, K., Mohrig, D. and Reinhardt, L., 2009. The “unreasonable effectiveness” of stratigraphic and geomorphic experiments. *Earth Sci. Rev.* 97, 1-43, doi:10.1016/j.earscirev.2009.05.003.
- Perron, J.T., Kirchner, J.W., and Dietrich, W.E., 2009. Formation of evenly spaced ridges and valleys. *Nature* 460, 502-505.
- Reiners, P.W., Ehlers, T.A., Mitchell, S.G. and Montgomery, D.R., 2003. Coupled spatial variations in precipitation and long-term erosion rates across the Washington Cascades. *Nature* 426(6967), 645-647, doi:10.1038/nature02111.
- Reinhardt, L. and Ellis, M.A., 2015. The emergence of topographic steady state in a perpetually dynamic self-organized critical landscape. *Water Resour. Res.* 51, 4986-5003, doi:10.1002/2014WR016223.
- Riebe, C.S., Kirchner, J.W., Granger, D.E. and Finkel, R.C., 2001. Minimal climatic control on erosion rates in the Sierra Nevada, California. *Geology* 29(5), 447-450.
- Rinaldo, A., Dietrich, W.E., Rigon, R., Vogel, G.K., and Rodriguez-Iturbe, I., 1995. Geomorphological signature of varying climate. *Nature* 374, 632-635.
- Rouby, D., Bonnet, S., Guillocheau, F., Gallagher, K., Robin, C., Biancotto, F., Dauteil, O., and Braun, J., 2009. Sediment supply to the Orange sedimentary system over the last 150 Myr: An evaluation from sedimentation/denudation balance. *Marine Pet Geol.* 26, 782-794.
- Singh, A., Reinhardt, L. and Foufoula-Georgiou, E., 2015. Landscape reorganization under changing climatic forcing: Results from an experimental landscape. *Water Resour. Res.* 51, 4320-4337, doi:doi:10.1002/2015WR017116. Smith, T.R., and Bretherton, F.P., 1972. Stability and conservation of mass in drainage basin evolution. *Water Resour. Res.* 8(6), 1506-1529.

- Stock J. and Dietrich, W.E., 2003. Valley incision by debris flows: Evidence for a topographic signature. *Water Resour. Res* 39, 1089, doi:10.1029/2001WRR001057.
- Sweeney, K.E., Roering, J.J. and Ellis, C., 2015. Experimental evidence for hillslope control of landscape scale. *Science* 349, 51–53.
- Talling, P.J., Stewart, M.D., Stark, C.P., Gupta, S., and Vincent, S.J., 1997. Regular spacing of drainage outlets from linear fault blocks. *Basin Res.* 9, 275–302.
- Thiede, R.C., Bookhagen, B., Arrowsmith, J.R., Sobel, E.R. and Strecker, M.R., 2004. Climatic control on rapid exhumation along the Southern Himalayan Front. *Earth Planet. Sci. Lett.* 222(3–4), 791–806, doi:10.1016/j.epsl.2004.03.015.
- Tucker, G.E., and Slingerland, R., 1997. Drainage basins response to climate change. *Water Resour. Res.* 33, 2031–2047.
- Turowski, J. M., Lague, D., Crave, A. and Hovius, N., 2006. Experimental channel response to tectonic uplift, *J. Geophys. Res.* 111(F3).
- Whipple, K.X., 2001. Fluvial landscape response time: How plausible is steady-state denudation? *Am. J. Sci.* 301(4–5), 313–325, doi:10.2475/ajs.301.4-5.313.
- Whipple, K.X., 2009. The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts. *Nature Geosci.* 2, doi:10.1038/ngeo413.
- Whipple, K.X. and Meade, B.J., 2006. Orogen response to changes in climatic and tectonic forcing. *Earth Planet. Sci. Lett.* 243(1), 218–228, doi:10.1016/j.epsl.2005.12.022.
- 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. *J. Geophys. Res.* 104(B8), 661–674.
- Whipple, K.X., Kirby, E., and Brocklehurst, S.H., 1999. Geomorphic limits to climate-induced increases in topographic relief. *Nature* 401, 39–43.
- Willenbring, J.K., and Jerolmack, D.J., 2016. The null hypothesis: global steady rates of erosion, weathering fluxes and shelf sediment accumulation during the Late Cenozoic mountain uplift and glaciation. *Terra Nova* 28, 11–18.
- Willett, S.D., 1999. Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts. *J. Geophys. Res.* 104(B12), 28,957–28,981, doi:10.1029/1999JB900248.
- Zhang, P., Molnar, P., and 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.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. and Billups, K., 2001. Trends, rythms, and aberrations in global climate 65 Ma to Present. *Science* 292, 686–693.

V.3 Discussion complémentaire

Le travail présenté dans le manuscrit soumis pour publication de ce chapitre montre comment ce qui est interprété comme un seuil d'érosion contrôle la réponse des reliefs aux chutes de précipitation et de water-to-rock-ratio (r). Dans le chapitre IV, la différence entre les topographies qui montrent un domaine chenalisé en aval (appelé domaine IV) et celles qui n'en montrent pas avait déjà été discuté (figure IV.29) et nous avons cherché à établir une sorte de « diagramme de phase » d'existence de ce domaine IV en fonction du soulèvement et des précipitations (figure IV.31 et figure V.2). Dans ce diagramme pour des valeurs de $r < 4$ nous observons toujours le domaine IV. A l'opposé pour $r > 8$ le domaine IV n'est jamais observé. Entre 4 et 8 les conditions d'apparition ou non du domaine IV restent assez imprécises. Dans l'article présenté ici nous proposons que l'existence ou non de ce domaine IV soit contrôlée par une valeur seuil du water-to-rock-ratio, de l'ordre de 5 (figure V.2). A l'avenir il serait important de compléter ce jeu de données pour vérifier si dans des conditions d'uplift différent par exemple l'apparition du domaine chenalisé (IV) se fait toujours pour une valeur de r_c proche de 5. Ou au contraire si les conditions d'apparition du domaine IV dépendent principalement des conditions de précipitations ou de surrection.

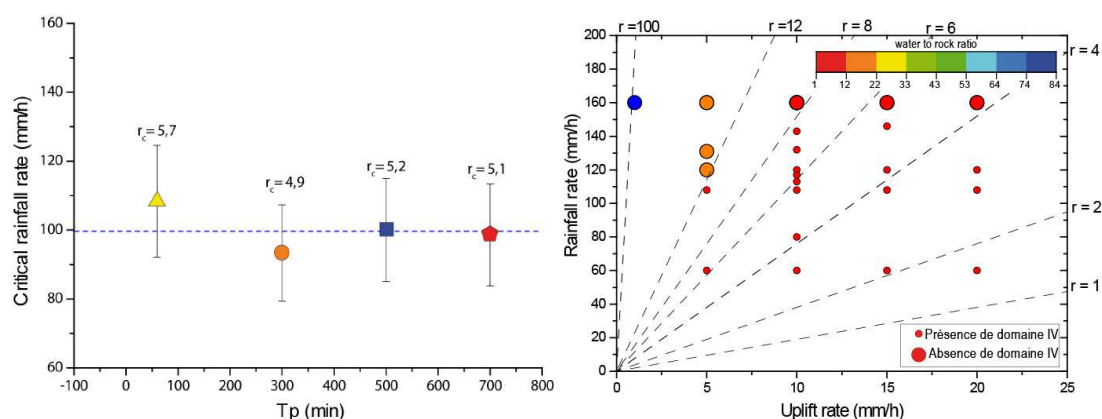


FIGURE V.2 – Comparaison entre les résultats présentés dans le manuscrit de ce chapitre concernant l'hypothèse d'une valeur critique du water-to-rock-ratio (r_c) contrôlant la chenalisation (à gauche) et la compilation des conditions d'observation de ce domaine chenalisé (domaine IV) dans le chapitre IV (à droite; figure IV.31).

Dans les expériences présentées dans ce manuscrit, nous observons deux comportements des expériences lors des chutes de précipitation :

- des phases d’ajustement continu du relief aux chutes de précipitation (Transient Steady-State) pendant lesquelles le relief se soulève en fonction de la décroissance du water-to-rock-ratio (r). L’altitude moyenne du relief au cours du temps peut alors être prédite par la relation $\langle h \rangle_{ss} = 42,75 \cdot r^{-0.56}$
- des phases de déséquilibre caractérisées par un fort soulèvement de la topographie, la propagation de knickpoints, etc lorsque r_c est franchi. Dans notre interprétation cette phase de déséquilibre est lié à un changement de processus d’érosion et de transport sur les expériences.

Pour assoir ces conclusions il serait nécessaire de réaliser de nouvelles expériences avec chute du water-to-rock-ratio (r) de part et d’autre de $r_c=5$, mais pour des combinaisons différentes de P et U , par exemple en considérant principalement un changement d’Uplift. Cela permettrait de vérifier que ces différences de dynamique sont bien liées à un seuil unique r_c . Il serait également intéressant de réaliser des expériences avec chute de water-to-rock-ratio (r) pour des valeurs supérieures ou inférieures à r_c , mais sans franchir r_c . Si notre interprétation est correcte ces expériences devraient rester continuellement à l’équilibre et ne pas montrer de soulèvement rapide de surface ni montrer de variations significatives de vitesses d’érosion. Ces expériences permettraient de mieux comprendre les conditions dans lesquelles un changement climatique peut s’enregistrer dans la topographie par exemple sous forme de soulèvement de topographies reliques ou de propagation de knickpoints (figure V.3).

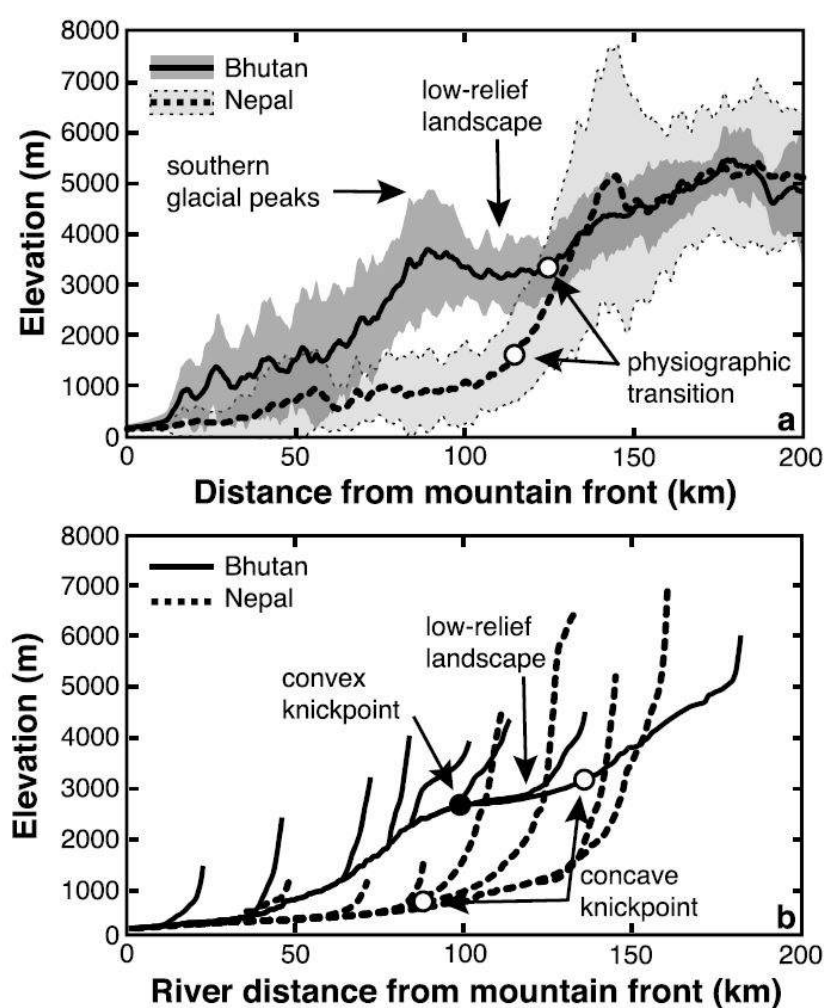


FIGURE V.3 – Différence de topographie entre deux topographies de l'Himalaya, au Népal et au Boutan (Figure de [Adams *et al.*, 2016](#)). Par rapport au Népal, la topographie du Boutan montre des paléosurfaces reliques soulevées (low-relief landscape) associées à des profils de rivières qui sont caractérisés par la présence de knickpoints importants. Selon [Grujic *et al.* \(2006\)](#), le soulèvement de ces paléosurfaces et le développement des knickpoints associés seraient la conséquence d'un soulèvement de surface induit par une chute de pluviométrie.

Enfin dans cet article nous discutons de l'analogie qui peut être faite entre nos expériences de laboratoire et les reliefs naturels. Comme nous l'avons abordé au chapitre IV (??), du point de vue géométrique la forme des reliefs expérimentaux telle que décrite par la relation pente-aire drainée correspond très bien à la forme des reliefs naturels (figure IV.29A et figure IV.30). Du point de vue des processus, si on veut donner une analogie, le domaine III est l'équivalent de vallées non chenalisées (« unchanneled valleys » ; [Montgomery, 1993](#)), tandis que le domaine IV correspond aux vallées fluviales (« fluvial channels », [Montgomery et Dietrich, 1992](#); [Montgomery, 1993](#); [Kirby et Whipple, 2012](#)). Comme dans les systèmes naturels (figure IV.30 par exemple), la transition entre ces deux domaines peut être très claire dans les relations pente-aire drainées des expériences et être très bien marquée également visuellement dans la topographie (figure V.4). Dans l'article du manuscrit nous proposons de se baser sur la valeur de l'aire drainée de cette transition pour faire une analogie entre nos expériences et la nature et sur cette base nous proposons que les expériences soient l'équivalent de chainons montagneux de quelques dizaines de kilomètres de large, une centaine au maximum. A titre d'exemple la figure V.5 montre un relief naturel qui présente d'excellente similitude avec les expériences en terme de relation pente-aire drainée mais aussi simplement visuellement. Ce type de paysage constitue probablement la meilleure analogie que l'on puisse faire entre les expériences et la Nature.

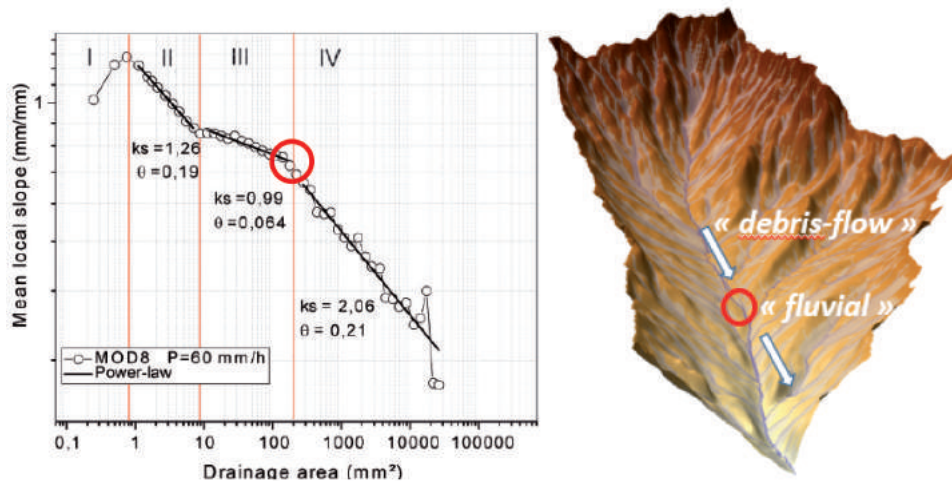


FIGURE V.4 – Relation pente-aire drainée d'une topographie expérimentale montrant la transition entre les domaines III (« unchanneled valley », formée par exemple par des débris flow) et IV (« fluvial channel ») et son expression dans la topographie. Nous proposons dans l'article présenté dans ce manuscrit d'utiliser la valeur d'aire drainée de cette transition (cercle rouge) pour donner une analogie entre les reliefs expérimentaux et la nature en terme de dimension.

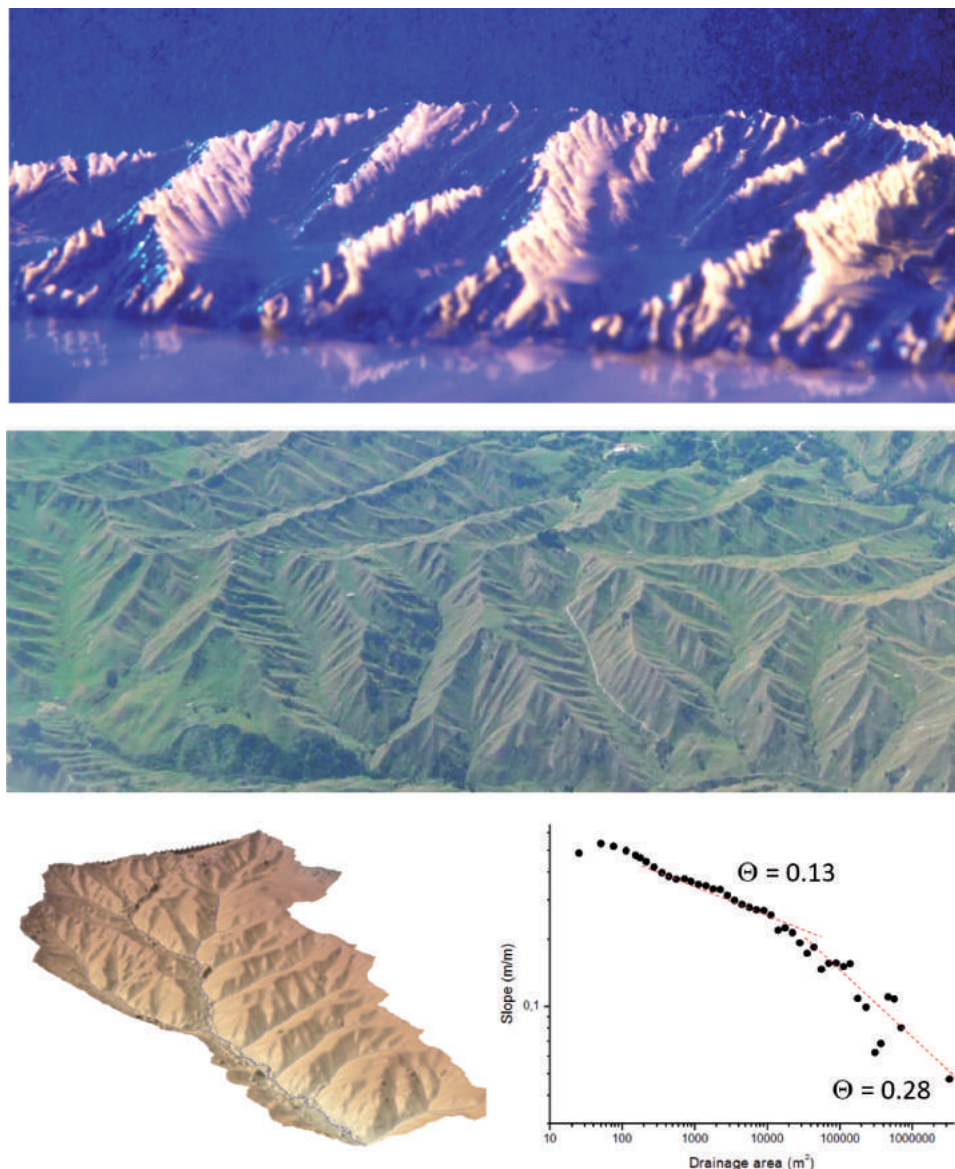


FIGURE V.5 – Haut : Photographie d’une expérience. Milieu : photographie aérienne d’une topographie de Nouvelle Zélande montrant une très bonne analogie de forme avec les expériences (cliché S. Bonnet). Bas : Vue 3D du MNT d’un bassin versant de cette topographie néo-zélandaise et relation pente-aire drainée correspondante. On observe les mêmes domaines I à IV dans cette topographie comme dans les expériences et les valeurs de concavité des domaines III et IV de cette topographie sont très proches de celles observées dans les expériences (comparer avec la figure V.3 par exemple).

CHAPITRE VI

Migration des crêtes et des rivières liée à un gradient latéral de précipitation

Sommaire

VI.1 Motivation de l'étude	182
VI.2 La dissymétrie des vallées du piémont nord-pyrénéen : Caractérisation et hypothèse d'un contrôle climatique	185
VI.2.1 Contexte général	185
VI.2.2 L'asymétrie des vallées du piémont nord des Pyrénées	187
VI.2.3 Asymétrie des vallées nord-pyrénéennes et terrasses fluviales	191
VI.2.4 Morphologie des vallées du piémont nord des Pyrénées : discussion et hypothèses de travail.	191
VI.3 Effet d'un gradient de précipitation perpendiculaire aux crêtes et aux chenaux : étude expérimentale	197
VI.3.1 Protocole expérimental	197
VI.3.2 Description générale de l'évolution des topographies	199
VI.3.3 Migration latérale des rivières et des crêtes et asymétrisation des vallées	202
VI.3.4 Variation spatiale de l'érosion au cours du temps : érosion différentielle directionnelle et migration latérale des crêtes et des rivières.	202
VI.3.5 Impact du taux de surrection sur la mobilité latérale des crêtes et des rivières	204
VI.3.6 Description des phénomènes de captures observés	211
VI.3.7 Synthèse et discussion : migration latérale des crêtes et des rivières et développement d'une topographie asymétrique	214
VI.4 Discussion et Conclusion du chapitre	216

VI.1 Motivation de l'étude

Nous avons montré dans les chapitres précédents comment les taux de précipitation (P), les taux de surrections (U) contrôlent la forme des reliefs et leur évolution. Nous avons vu que la surrection tectonique (U) et les conditions climatiques représentées par les taux de précipitations (P) influencent très nettement les temps de réponse des reliefs leur hauteur moyenne de ceux-ci et leur morphologie (steepness, concavité). Ces observations sont globalement cohérentes avec celles déjà réalisées en modélisations expérimentale (ex. [Bonnet et Crave, 2003](#); [Lague *et al.*, 2003](#); [Babault *et al.*, 2005, 2007](#); [Turowski *et al.*, 2006](#) etc.) et numérique ([Whipple *et al.*, 1999](#) par exemple) et soupçonnées dans les systèmes naturels ([Kirby et Whipple, 2012](#); [D'Arcy et Whittaker, 2014](#)). Dans le détail nos conclusions diffèrent des études expérimentales précédentes. Nous montrons assez clairement (chapitre IV) que dans les expériences, l'érosion n'est pas une fonction linéaire de la pente comme cela était admis auparavant ([Lague *et al.*, 2003](#); [Bonnet et Crave, 2006](#); [Turowski *et al.*, 2006](#)). Une conséquence importante par exemple est que les temps de mise à l'équilibre des reliefs dépend de la surrection contrairement à ce qui était admis ([Lague *et al.*, 2003](#); [Babault *et al.*, 2005, 2007](#)). Nous avons également montré des chutes de taux de précipitations modifient la réponse érosive des reliefs et l'histoire transitoire de ceux-ci en relation avec l'existence d'un seuil géomorphologique (cf chapitre V). Ce seuil correspond à une valeur critique du water-to-rock-ratio, et donc des précipitations et/ou de l'Uplift, qui contrôle l'apparition de la chenalisation dans les expériences (domaine IV des relations pente-aire drainée). Cependant toutes ces observations sont très difficiles à mettre en évidence ou à discriminer dans les systèmes naturels et restent de grandes sources d'interrogations. En effet, pour ce qui est des taux de précipitations, son impact à long terme sur les paysages naturels est très mal contraint et suscite plusieurs interrogations, du fait par exemple (1) d'un manque de données sur les taux de précipitations passés, (2) de la représentativité des taux de précipitations actuels et de leur extrapolation dans le passé, (3) du rôle de la variabilité des précipitations ([Carretier *et al.* \(2013\)](#) par exemple), (4) des effets orographiques qui compliquent les relations théoriques pluie-altitude ([Whipple *et al.* \(1999\)](#); [D'Arcy et Whittaker \(2014\)](#)). Ainsi, comme cela a été abordé dans l'introduction (cf figures VI.2 et VI.3 par exemple), il est très difficile de mettre en évidence un contrôle des précipitations sur l'érosion et les reliefs. La piste que nous explorons dans ce chapitre consiste à s'intéresser aux effets morphologiques des gradients spatiaux de précipitation, comme cela a déjà été abordé par [Bonnet \(2009\)](#). L'auteur a montré dans son étude que de tels gradients avaient une signature morphologique qu'il a pu observer dans des expériences et dans la nature.

Dans toutes les modélisations présentées jusqu'à présent dans ce manuscrit de thèse (voir chapitre IV et chapitre V) et dans la majorité des modélisations issues de la littérature (voir chapitre II pour les références), les auteurs ont choisi de travailler avec une répartition spatiale des précipitations la plus homogène possible, la variabilité spatiale des précipitations étant en général de l'ordre de 10% à 20%. Dans cette configuration des précipitations, les topographies obtenues sont relativement symétriques par rapport à la ligne de partage des eaux (crête principale ou divide) et leur géométrie spatiale est globalement stable au cours du temps. L'étude de [Reinhardt et Ellis \(2015\)](#) par exemple (cf figure VI.1) montre que même si les lignes de

crête sont toujours un peu mobile latéralement pendant une expérience avec précipitations homogènes, leur répartition générale à l'échelle du paysage est stable, quelque soient les valeurs d'Uplift ou du water-to-rock-ratio. A l'opposé [Bonnet \(2009\)](#) a abordé la question de la mobilité horizontale des réseaux de rivières et des lignes de partage des eaux, en appliquant un gradient spatial de précipitation sur des expériences de laboratoire. Dans son étude, le gradient de précipitation est perpendiculaire à la crête principale qui se développe à la surface des topographies expérimentales. Par convention nous qualifierons par la suite ce gradient de Nord-Sud (figure VI.3). Dans cette configuration perpendiculaire à la crête principale, [Bonnet \(2009\)](#) observe une migration de la ligne de partage des eaux vers la portion la plus aride de la topographie (figure VI.2) qui devient dissymétrique. Cette migration de la crête principale a également pour effet de subdiviser les bassins versants qui se développent du côté aride de la topographie en plusieurs sous bassins de plus petites tailles. Ces observations en modélisation lui permettent ainsi de caractériser les différentes étapes de la réponse des topographies soumises à un gradient de précipitation de ce type et de proposer un modèle d'évolution des topographies asymétrique en domaine actif tel qu'il est observé dans la Sierra Aconquija en Argentine. Dans la continuité des travaux de [Bonnet \(2009\)](#), l'objectif de ce chapitre est d'explorer l'effet de gradient de précipitations sur les reliefs dans le but de chercher une signature du climat sur la forme des topographies. Nous allons étudier pour cela l'effet d'un gradients Est-Ouest des précipitations (figure VI.3), perpendiculaires aux réseaux de vallées et de crêtes des expériences. Dans ce

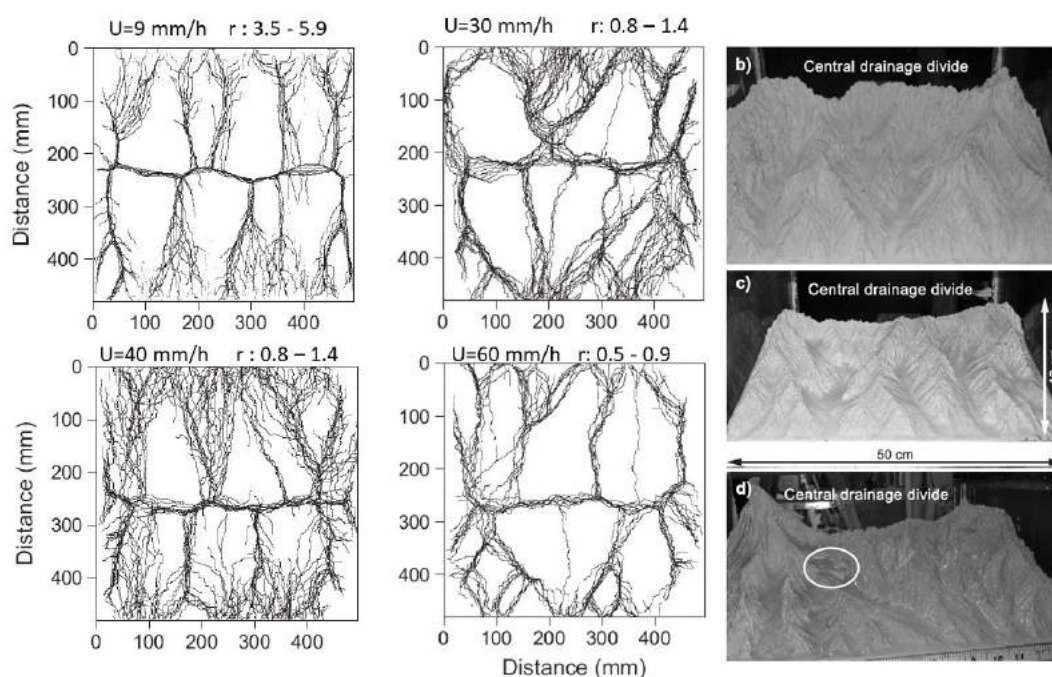


FIGURE VI.1 – Exemple de modélisations de paysage réalisées à l'Université du Minnesota (cf chapitre II) et montrant la stabilité générale des lignes de crête des expériences lorsque les précipitations sont homogènes spatialement, quelque soient les valeurs de surrection (U) et du water-to-rock-ratio (r). D'après [Reinhardt et Ellis \(2015\)](#).



FIGURE VI.2 – Mobilité d’une ligne de partage des eaux induite par un gradient spatial de précipitations. D’après [Bonnet \(2009\)](#).

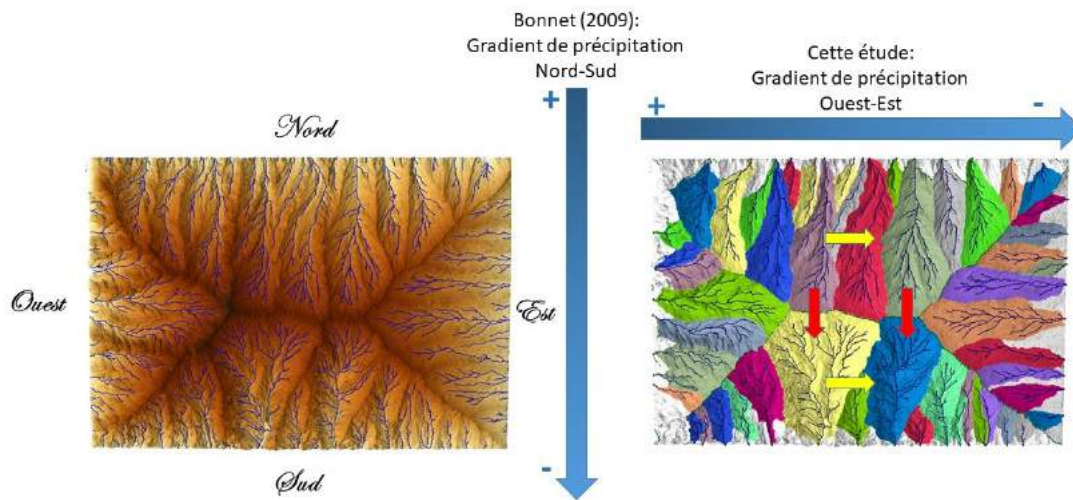


FIGURE VI.3 – Gradient de précipitation Nord-Sud étudié par [Bonnet \(2009\)](#), perpendiculaire à la principale ligne de partage des eaux, ce qui induit son déplacement (flèches rouges). Dans ce chapitre nous présentons les résultats d’expériences réalisées selon un gradient Ouest-Est dans le but de documenter d’éventuels déplacements des lignes de crête et des réseaux de rivières (flèches jaunes).

chapitre, nous nous proposons d'aborder en modélisation expérimentale, l'effet d'un gradient latéral Ouest-Est des taux précipitations et de caractériser son empreinte sur la dynamique des surfaces topographiques, et en particulier sur la migration latérale des réseaux de crêtes et de rivières (figure VI.3). Ce travail est également motivé par des observations effectuées sur la topographie du piedmont nord-pyrénéen, qui montre en particulier une dissymétrie des vallées. Cette portion du piémont nord des Pyrénées offre un domaine d'étude de premier choix car il présente une forte asymétrie des lignes de crêtes et de nombreux marqueurs de mobilité du réseau hydrographique.

Dans la suite de ce chapitre, je présente dans un premier temps des observations et analyses qui conduisent à proposer que le système de crêtes et de rivières du piémont nord-pyrénéen migre en réponse à un gradient de précipitations. Ce gradient serait à l'origine de l'asymétrie de ces vallées. Je testerais cette hypothèse dans un deuxième temps à partir de quelques expériences préliminaires.

VI.2 La dissymétrie des vallées du piémont nord-pyrénéen : Caractérisation et hypothèse d'un contrôle climatique

VI.2.1 Contexte général

La zone dont nous tenterons de caractériser la dynamique de surface, appartient au versant nord de la chaîne pyrénéenne. Cette chaîne de plus de 400 km de long d'Est en Ouest et de 100 à 140 km de large du Nord au Sud, est née de la collision au crétacé supérieur de la plaque européenne à la micro plaque ibérique (Choukroune, 1992; Dubos *et al.*, 2003; Souriau *et al.*, 2001). Elle présente une structuration simple comme le montre la figure VI.4. Elle peut en effet être subdivisée en 5 grandes unités, du nord au sud :

- L'avant pays Nord, qui se situe au nord du Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen (CFNP) et qui correspond à la portion sud du bassin aquitain.
- La Zone Nord Pyrénéens (ZNP), qui est une unité essentiellement composée de sédiment mésozoïque. Et qui chevauche le bassin aquitain au sud et qui est, elle même bordé au sud par la faille Nord Pyrénéenne.
- La Zone Axiale (ZA), qui représente le cœur de la chaîne et qui renferme les plus hauts reliefs (3400m environ pour le Pic d'Aneto). Elle est composée des massifs paléozoïques.
- La Zone Sud Pyrénéen (ZSP), qui est constitué de matériel sédimentaire allochtone plissé, mésozoïques et cénozoïques et qui est bordé au sud par la faille sud pyrénéenne.
- Le bassin de l'Ebre, qui est une vaste cuvette comblée par des sédiments cénozoïques, et qui borde la chaîne pyrénéenne au sud (du côté espagnol).

Cette chaîne de montagne présente une certaine singularité morphoclimatique comme le souligne Calvet *et al.* (2008). Sa position charnière (entre la latitude 42-43 °) en fait une importante barrière qui perturbe la circulation atmosphérique garantissant ainsi un apport abondant de précipitation sur le bassin aquitain (Calvet *et al.*, 2008; Calvet, 2004). Celles-ci étant en moyenne > 1m/an et pouvant dépasser les 2m/an dans la partie ouest de la chaîne.

VI.2. La dissymétrie des vallées du piémont nord-pyrénéen : Caractérisation et hypothèse d'un contrôle climatique

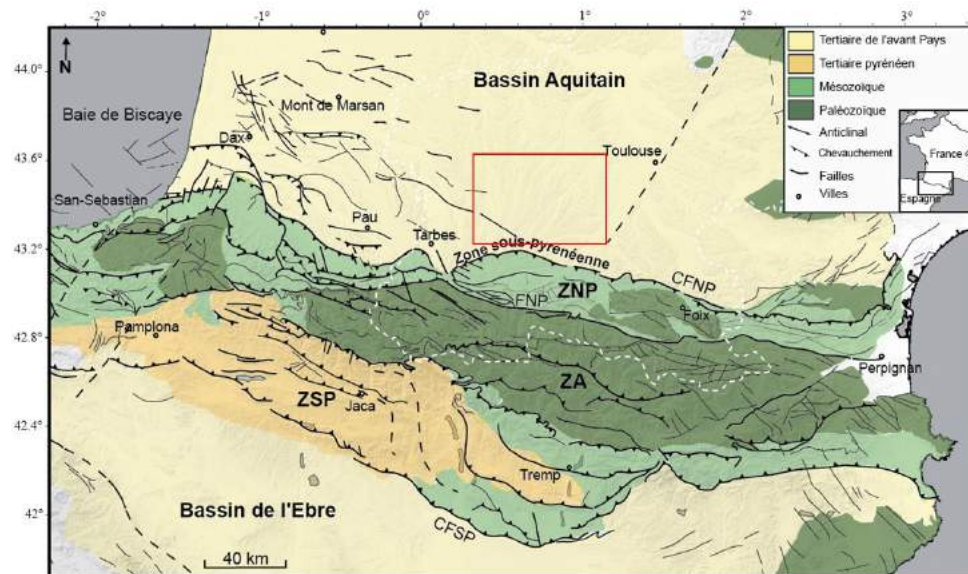


FIGURE VI.4 – Situation géographique et présentation des principales unités structurales des Pyrénées avec AFB : Bassin d'Aquitaine Foreland, NPFZ, SPFZ : zones de failles des Pyrénées du Nord et du Sud, EFB : bassin de l'Ebre Foreland). Carte des principales unités structurales des Pyrénées. La ligne en pointillés blancs représente la limite administrative de la région Midi-Pyrénées. D'après [Lacan \(2008\)](#).

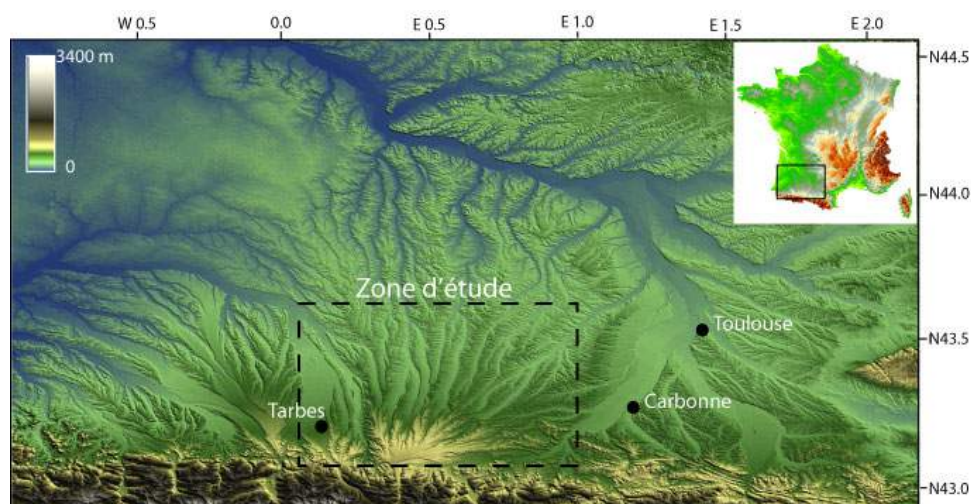


FIGURE VI.5 – Topographie de l'avant-pays nord-pyrénéen montrant l'extension de la zone de migration latérale vers l'Est des cours d'eau et à topographie dissymétrique. La zone d'étude est indiquée en encadré noir sur la carte.

VI.2.2 L'asymétrie des vallées du piémont nord des Pyrénées

Dans cette étude, nous nous intéresserons au piedmont Nord de cette chaîne de montagne dans l'extrême sud du bassin d'Aquitaine (voir figure VI.5). En effet, dans l'avant-pays nord-pyrénéen, immédiatement adossé à la Zone nord pyrénéenne, sur la partie haute du Lannemezan, existe une bande d'une centaine de km d'Est en Ouest (globalement de Tarbes à Carbonne, au Sud de Toulouse : figure VI.5), qui présente des vallées systématiquement dissymétriques à l'échelle régionale. Les versants à exposition Ouest (rives droites) sont systématiquement plus raides que les versants à exposition Est (rives gauches) : figure VI.6. Nous avons caractérisé cette asymétrie en considérant la distribution des pentes le long d'une crête séparant deux des vallées de la zone d'étude : figure VI.7A. Sur ce relief nous avons calculé la pente locale ainsi que l'azimut des pixels (orientation de la topographie, exprimée par la normale aux pixels). L'histogramme des orientations des pixels est bimodal et montre deux directions de pente prédominantes (figure VI.7B), une direction majoritaire entre N75 et N95 (pixels orientés vers l'Est) et une direction secondaire entre N275 et N295 (pixels orientés vers l'Ouest). Les valeurs de pente des pixels représentées dans une « rose des vents » (figure VI.7C) montrent que les pixels orientés vers l'Est, si ils sont plus nombreux, ont toutefois des pentes plus faibles que ceux orientés vers l'Ouest. Si on combine ces deux informations sur un profil Nord-Sud (figure VI.7D) on retrouve très bien cette dualité, qui est particulièrement bien marquée au Sud. En allant vers le Nord on note un changement d'orientation des pentes fortes vers la distance 817000 km sur la figure VI.6D et passé cette zone la distribution bimodale est beaucoup moins claire.

L'asymétrie de la topographie peut également être illustrée à partir des relations pente-aire drainée de la topographie. Les graphs de la figure VI.8 montrent les données pour les bassins versant du Gers et de la Baïse, en considérant séparément les pentes orientées vers l'Est ou l'Ouest. Ces graphs montrent aussi très bien les différences de pente de la topographie suivant l'orientation. Ces graphs montrent également que l'asymétrie existe quand on considère des aires drainées inférieures à 1 km², c'est-à-dire pour les versants de la topographie. Pour des superficies plus importantes, la distribution des pentes est identique, quel que soit l'orientation de la topographie.

VI.2. La dissymétrie des vallées du piémont nord-pyrénéen : Caractérisation et hypothèse d'un contrôle climatique

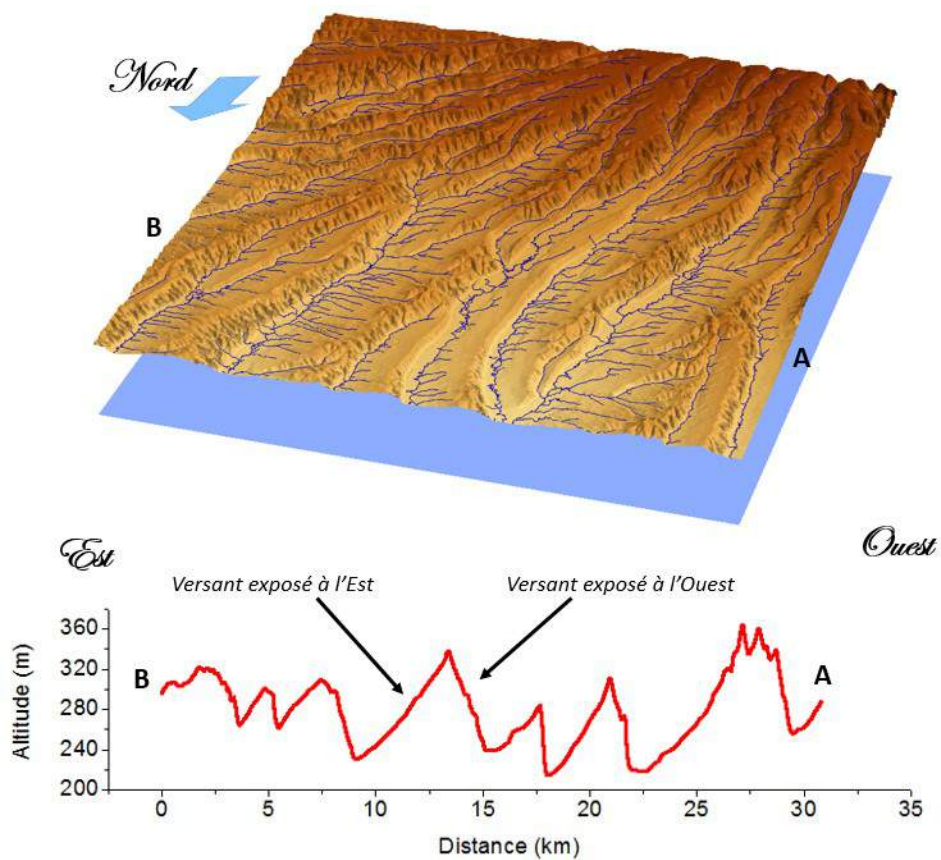


FIGURE VI.6 – Vue en perspective 3D d'un secteur de la zone d'étude (approx. 30x30 km) montrant la dissymétrie générale des vallées comme cela s'observe également sur le profil topographique A-B. Les versants exposés à l'Ouest (rives droites des rivières) sont systématiquement plus inclinés que les versants exposés à l'Est (rives gauches).

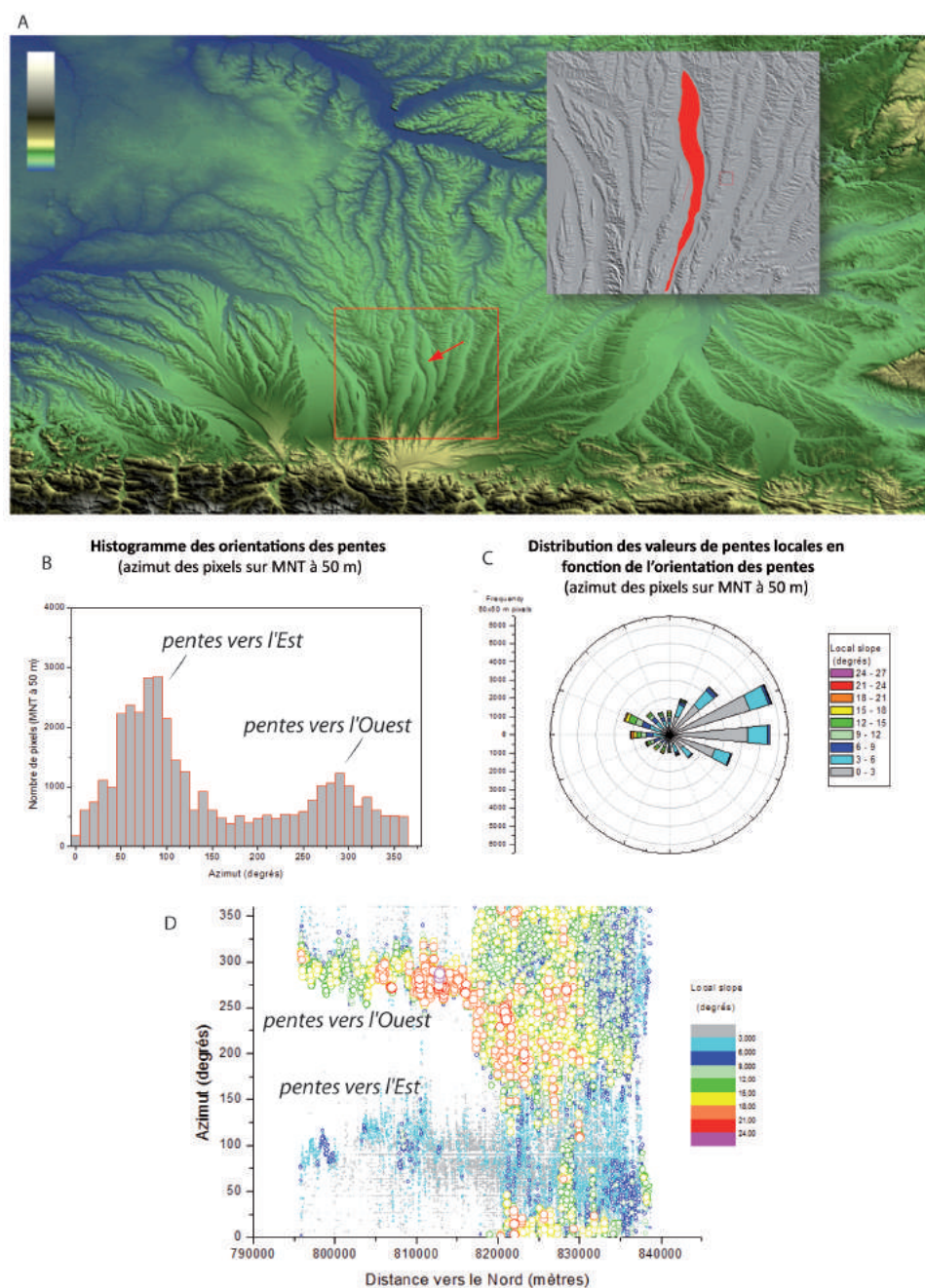


FIGURE VI.7 – Distribution des valeurs de pente de la topographie en fonction de leur orientation pour un chaînon topographique séparant deux vallées de la zone d'étude (chaînon en rouge A). (B) : Histogramme montrant la répartition bimodale des orientations des pentes. Les directions correspondent aux normales des pixels de la topographie. (C) : Rose des vents montrant les valeurs de pente selon leur orientation. (D) : Distribution des azimuts et des pentes des pixels selon un profil Nord-Sud. La taille et la couleur des symboles dépendent de la pente de la topographie.

VI.2. La dissymétrie des vallées du piémont nord-pyrénéen : Caractérisation et hypothèse d'un contrôle climatique

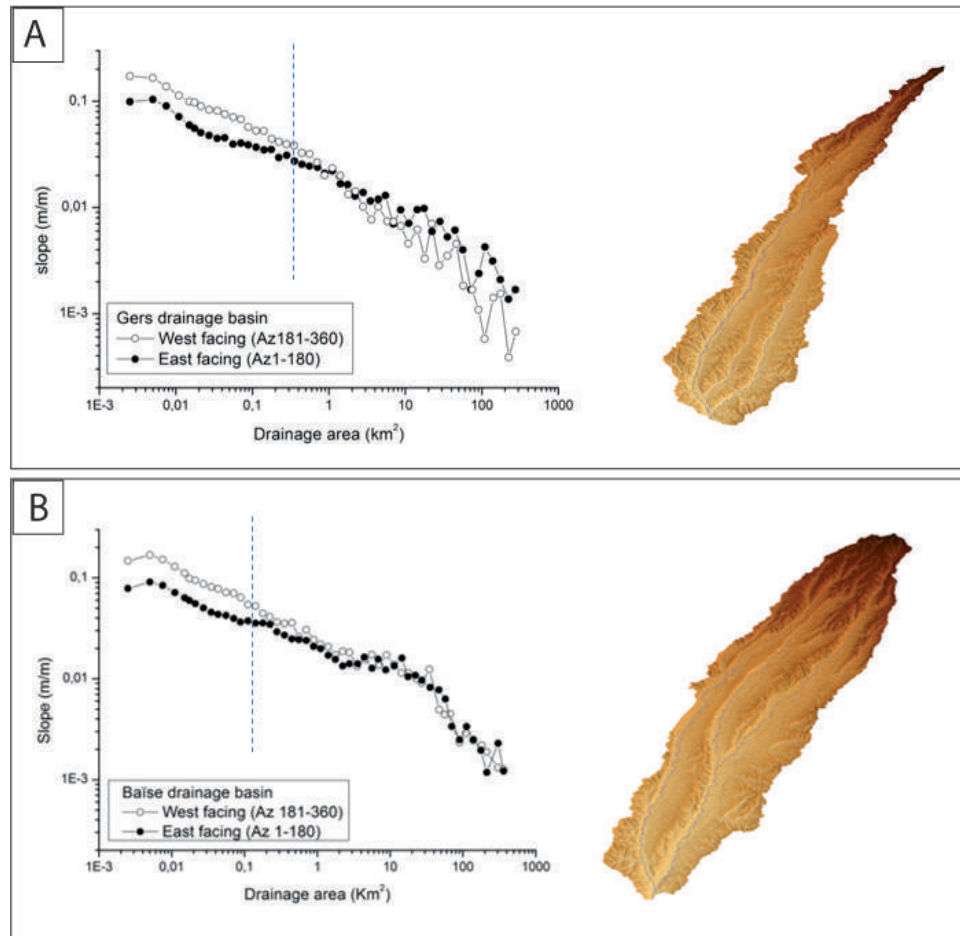


FIGURE VI.8 – Exemple de relation pente aire drainées pour deux bassins versants, les bassins du Gers et de la Baïse, pour lesquels on a séparé les pentes orientées vers l'Est (azimut 1-180) et l'Ouest (azimut 181-360). On observe une relation différente entre les faces orientées vers l'ouest et celles orientées vers l'est pour des aires drainées $< 1 \text{ km}^2$. (A) cas du bassin versant du Gers et (B) cas du bassin versant de la Baïse.

VI.2.3 Asymétrie des vallées nord-pyrénéennes et terrasses fluviales

En plus d'être asymétrique comme vu précédemment, les vallées de la zone centrale du piémont Nord-Pyrénéen ont aussi comme caractéristique de présenter des systèmes de terrasses étagées impaires, reconnues depuis très longtemps (par exemple [Fabre \(1898\)](#)). En effet, les vallées montrent un cortège de terrasses sur leur rive gauche, c'est à dire sur les versants en pente douce orientés vers l'Est, tandis qu'il n'y a généralement pas de terrasses sur leur rive droite. La Garonne est le meilleur exemple de cette distribution très dissymétrique (figure VI.9). La coupe présentée sur cette figure montre bien également la dissymétrie associée de la vallée. Cette distribution s'observe sur la majeure partie des vallées de la zone d'étude, même sur les vallées plus petites que la Garonne comme on peut le voir sur la figure VI.10. Sur les coupes de ces deux figures, on peut noter que les cours d'eau actifs sont systématiquement situés le long des rives droites des vallées, le long des versants à pente forte.

Enfin, on peut noter que l'ensemble de la région montre de nombreuses évidences de coudes brutaux dans le cours des rivières qui suggèrent des captures (Fig. VI.11A), comme noté très tôt par [Fabre et Marchand \(1899\)](#) par exemple. Dans certains cas, les terrasses en présence permettent de s'assurer que cette géométrie particulière résulte effectivement de captures comme cela est illustré sur la figure VI.12.

VI.2.4 Morphologie des vallées du piémont nord des Pyrénées : discussion et hypothèses de travail.

Les observations précédentes montrent que les vallées de la zone centrale du piedmont nord-pyrénéen sont globalement asymétriques, les versants à exposition Ouest (rives droites) étant systématiquement plus raides que les versants à exposition Est (rives gauches). Les cours d'eau sont systématiquement localisés le long des rives droites des vallées, le long des versants très abrupts. Enfin, les vallées présentent des cortèges de terrasses impairs qui suggèrent une migration vers l'Est des rivières. Toutes ces observations suggèrent que l'ensemble du réseau hydrographie migre vers l'Est, migration qui aurait comme conséquence la formation de vallées asymétriques avec des terrasses uniquement en rive gauche et de localiser les rivières le long des flancs raides. On peut supposer que les captures sont également le résultat de cette migration généralisée des rivières.

Comme mentionnée auparavant, la dissymétrie généralisée des vallées dans l'avant-pays pyrénéen a été mentionnée très tôt, dès la fin du 19^{ième} siècle ([Fabre, 1898](#); [Fabre et Marchand, 1899](#)). Les observations géologiques et géomorphologiques de ces auteurs les ont conduits à poser très tôt la question des liens entre la migration des cours d'eau vers l'Est et la dissymétrie des vallées. Ainsi, [Fabre \(1898\)](#) note par exemple : « L'observation des faits prouve que les cours d'eau progressent vers l'est, délaissant leur rive occidentale ». Les travaux de [Fabre \(1898\)](#) et de [Fabre et Marchand \(1899\)](#) ont convaincu la communauté de l'époque que migration latérale des cours d'eau et la dissymétrie des vallées résultaient de la dissymétrie des précipitations, contrairement à l'idée d'un effet de la rotation de la Terre admise jusque-là (« Loi de Baer », in [Laurent \(1911\)](#)) : figure VI.13.

A la suite des travaux de [Fabre \(1898\)](#) quelques travaux ont discuté d'une possible influence

VI.2. La dissymétrie des vallées du piémont nord-pyrénéen : Caractérisation et hypothèse d'un contrôle climatique

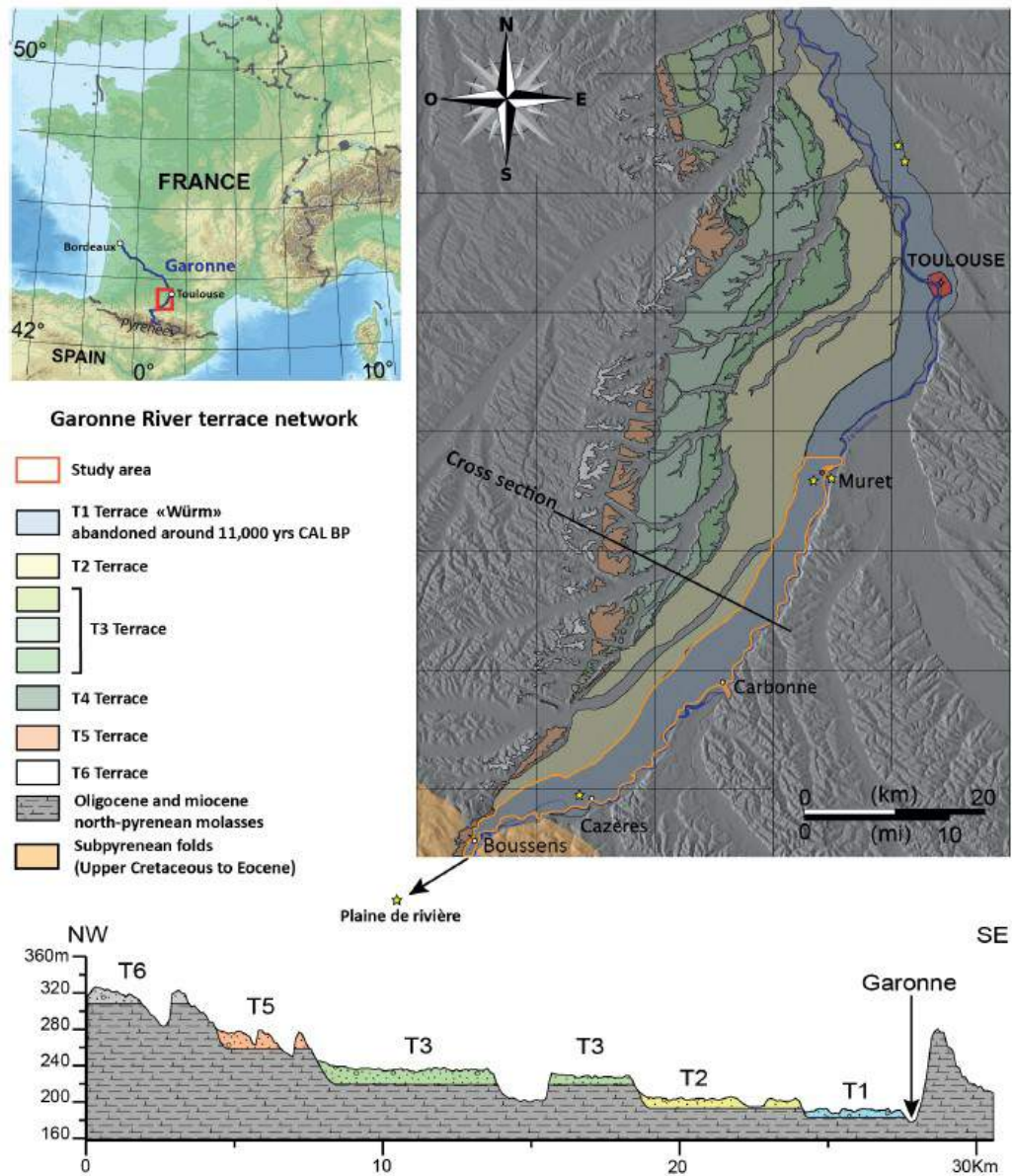


FIGURE VI.9 – Distribution des terrasses de la Garonne sur le piémont Nord-Pyrénéen, jusqu'en aval de Toulouse (d'après Christophoul et al., soumis).

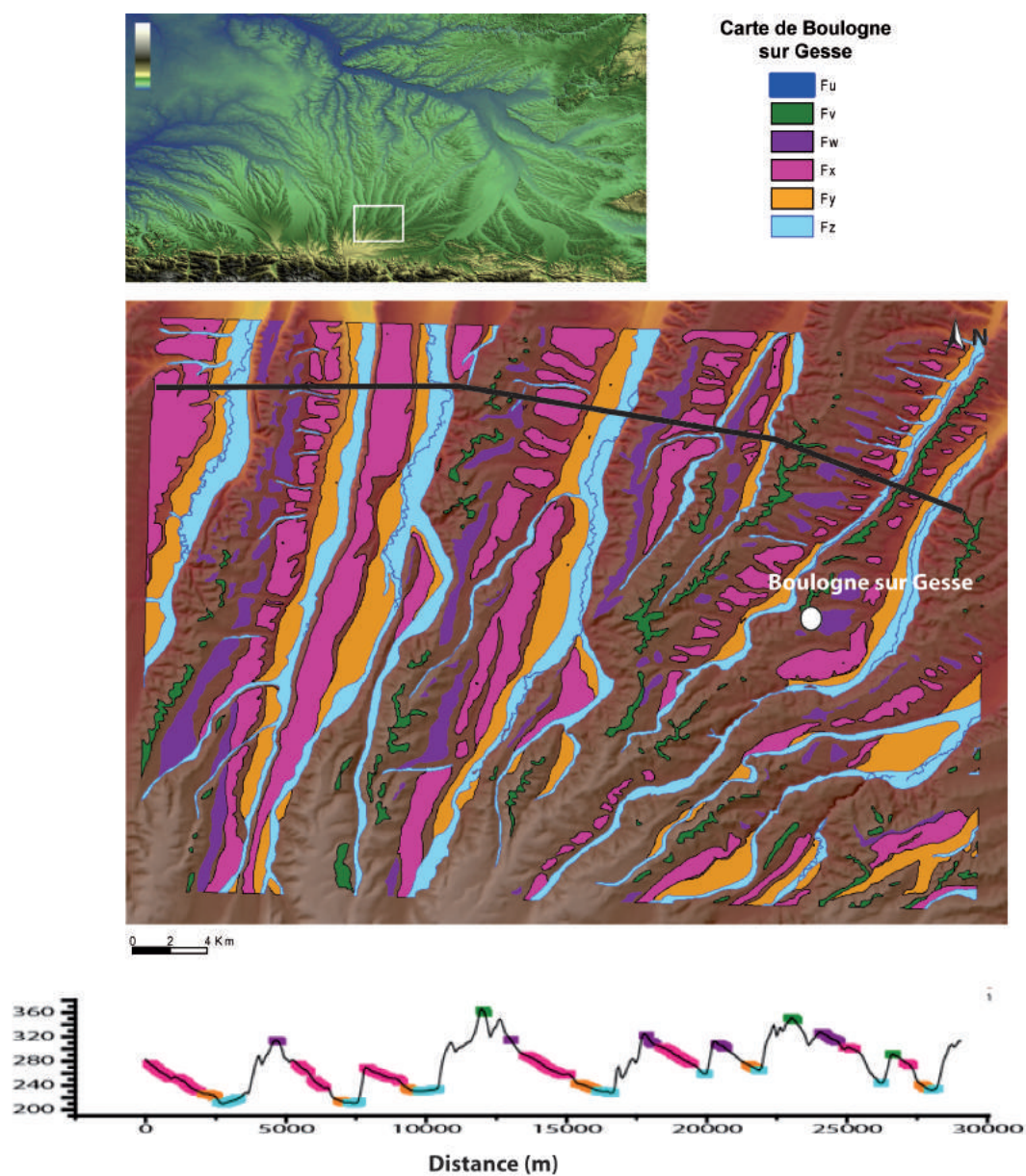


FIGURE VI.10 – Asymétrie des vallées et distribution des terrasses dans la région de Boulogne-sur-Gesse. Les terrasses sont redessinées à partir de la carte géologique au 1/50 000 de Boulogne-sur-Gesse (éditions BRGM).

VI.2. La dissymétrie des vallées du piémont nord-pyrénéen : Caractérisation et hypothèse d'un contrôle climatique

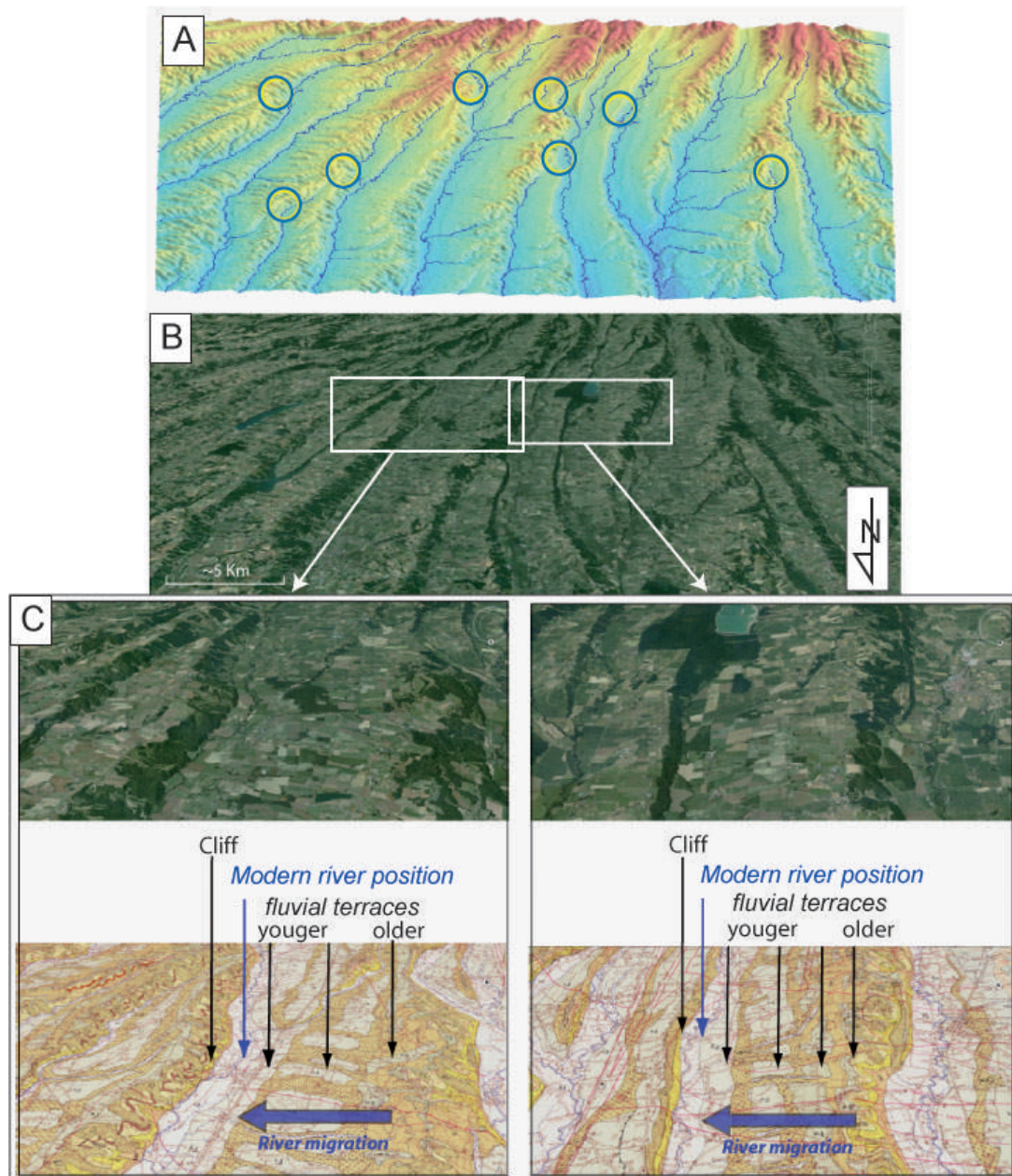


FIGURE VI.11 – Vue en perspective (A) MNT et (B) Google Earth d’une partie de la zone d’étude illustrant la dissymétrie des vallées. Notes que les vues sont vers le Sud. Les cercles bleus indiquent les sites de capture fluviale repérés sur la zone d’étude. (C) Vue en perspective (vue vers le Sud) de la carte géologique au 1/50 000 de deux vallées de la zone d’étude montrant l’étagement des terrasses en rive gauche des cours d’eau (à droite sur les images) et la localisation actuelle de ces cours d’eau au pied des versants abrupts en rive droite. La disposition des terrasses implique une migration générale des cours d’eau vers l’Est (côté gauche des images ici).

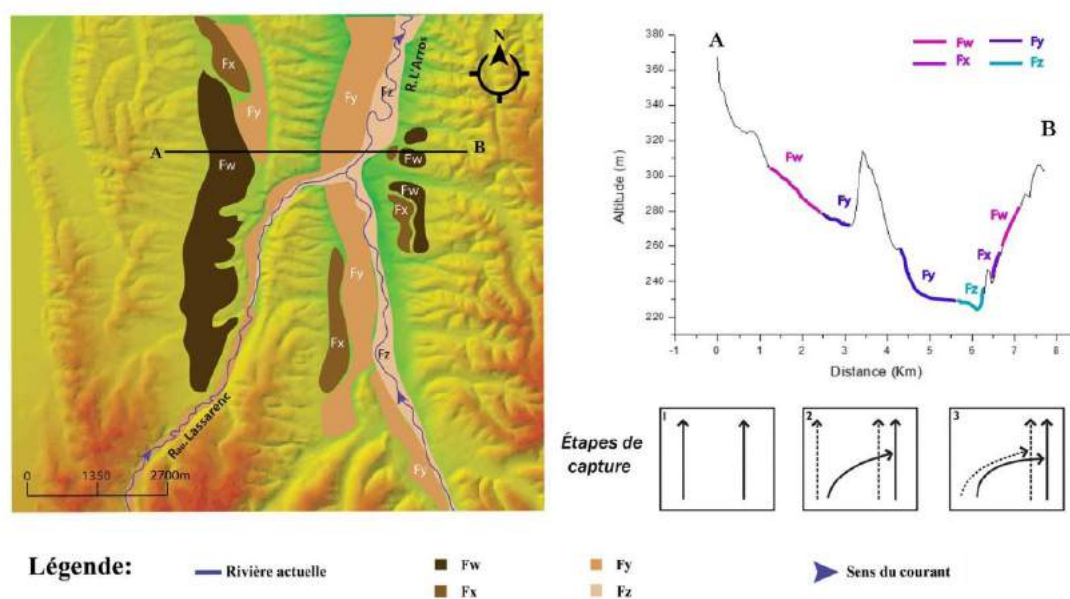


FIGURE VI.12 – Exemple de capture observable dans la zone d'étude (capture du Lassarens par L'Arros). La cartographie des terrasses est issue de la carte au 1/50 000 de Tarbes. figure de Al Reda, 2015, Evolution et réorganisation des réseaux hydrographiques du piedmont Nord-Pyrénéen. Mémoire de Master 2, Univ Paul Sabatier).

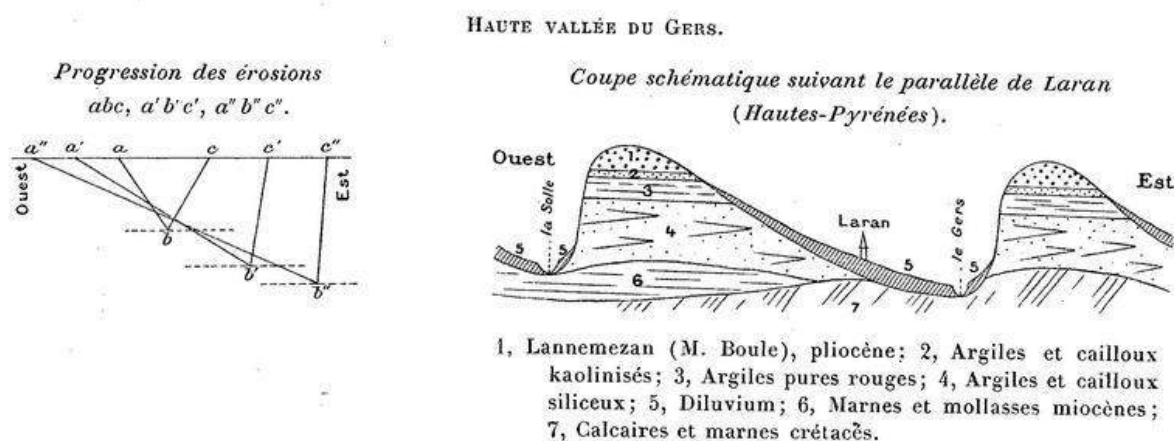


FIGURE VI.13 – figure issue de Fabre (1898) illustrant la dissymétrie de la vallée du Gers. Notez l'indépendance de l'asymétrie avec la structure du substratum constitué de couches sub-horizontales. A gauche, modèle de migration des cours d'eau vers l'Est durant l'incision proposé par Fabre (1898).

VI.2. La dissymétrie des vallées du piémont nord-pyrénéen : Caractérisation et hypothèse d'un contrôle climatique

des processus éoliens (Faucher, 1928) et périglaciaires (Taillefer, 1944) sur la morphologie des versants eux-mêmes (indépendamment de la migration des cours d'eau) tandis que les différences de cortèges pédogénétiques des versants ont également été mis en évidence Icole (1968). Mis à part le levé des cartes au 1/50 000 dans les années 60-70, levés qui illustrent parfaitement le déplacement vers l'Est des cours d'eau (cf figure VI.10 par exemple), très peu d'études ont été mené pour approfondir notre compréhension de leur mobilité et des conséquences de celle-ci, dans la continuité des travaux précurseurs de la fin du 19^{ième} siècle. A noter toutefois que récemment, cette dissymétrie des vallées a été interprétée comme le résultat de processus de basculement régional en liaison avec une déformation active du piedmont pyrénéen (Stange *et al.*, 2014); cette tectonique serait active puisqu'elle contrôlerait l'évolution des cours d'eau jusqu'à l'actuel. Selon ces auteurs, un axe de soulèvement maximum se situerait au niveau du plateau de Lannemezan, et celui-ci induirait une migration des rivières vers l'Est ou l'Ouest selon qu'elles sont situées respectivement à l'Est ou à l'Ouest de l'axe du soulèvement. Il apparaît que cela ne correspond pas à la géométrie régionale puisque l'ensemble des cours d'eau du plateau migrent uniquement vers l'Est (les rivières situées à l'Ouest migrent aussi vers l'Est). Par ailleurs, l'étagement des terrasses de ces cours d'eau tel que proposé par ces même auteurs (figure VI.14) ne montre pas le basculement des terrasses qu'une tectonique synchrone de la formation des vallées aurait dû induire.

L'objectif du travail présenté par la suite est donc de tester en modélisation expérimentale l'effet d'un gradient de précipitation sur la dynamique de surface et de vérifier l'hypothèse d'une action des précipitations sur la dissymétrie topographique observée dans le piémont nord pyrénéen et sur la mobilité associée des rivières.

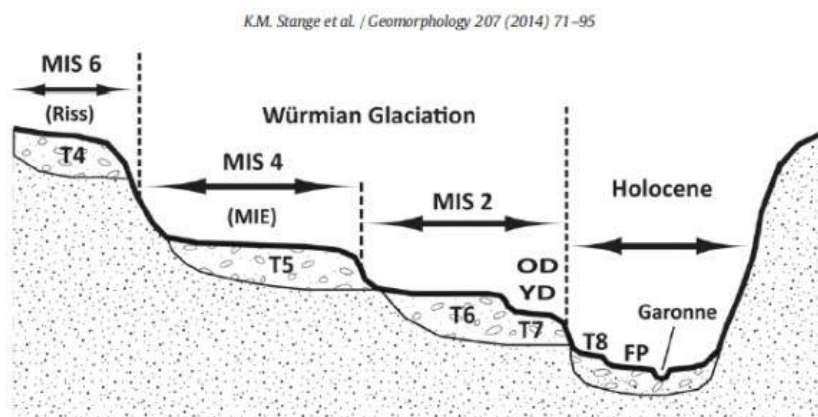


FIGURE VI.14 – Schéma issu de Stange *et al.* (2014) montrant la chronologie et la disposition des terrasses de la Garonne (voir aussi figure ??), indiquant la migration du cours d'eau vers l'Est. Selon ces auteurs, cette migration est la conséquence d'un basculement régional lié à une tectonique active contemporaine de la formation des vallées. Si cela était effectivement le cas, les terrasses devraient être basculées vers l'Est, et ce d'autant plus qu'elles sont plus âgées, ce qui n'est pas observé, ou en tout cas pas représenté ici.

VI.3 Effet d'un gradient de précipitation perpendiculaire aux crêtes et aux chenaux : étude expérimentale

VI.3.1 Protocole expérimental

Dans l'étude que nous présentons ici, nous avons soumis les surfaces topographiques à un gradient de précipitation qui a été calibré perpendiculairement au système de crêtes et vallées qui structurent les topographies expérimentales, comme on peut le voir sur la figure VI.3 par exemple. Nous avons calibré ce gradient en appliquant des ouvertures différentes sur les électrovannes proportionnelles (voir tableau VI.1 pour l'expérience MOD26), ce qui nous a permis d'obtenir un gradient Est-Ouest des taux de précipitations. Nous présentons ici les résultats issus de deux expériences différentes : l'expérience MOD26 que nous avons réalisée spécifiquement pour cette étude et l'expérience Manip 14 issue de la base de données de Géosciences Rennes. L'expérience Manip24 a été réalisée avec un taux d'uplift de 10 mm/h. Pour l'expérience MOD26, nous avons fait varier les taux de surrection au cours du temps après avoir atteint un état proche de l'équilibre ($U=10$, $U=15$, 20, 25 mm/h) (voir tableau 2). Dans les deux expériences, le gradient de précipitation a été appliqué dès le début d'expérience et nous avons laissé la topographie évoluer progressivement vers un état d'équilibre. Les taux de précipitations calibrés dans les deux cas sont très différents. Pour Manip 14, ils sont en moyenne de 124 mm/h avec une pente relativement faible alors que pour la modélisation MOD26, nous avons fait le choix d'un gradient de précipitation à forte pente dans l'espoir d'observer un peu plus de migration que dans la Manip 14. Le taux de précipitation est en moyenne égal à 75 mm/h à la surface du modèle avec environ 105 mm/h à l'Ouest et à 45 mm/h à l'Est : figure VI.15. Dans la suite de ce chapitre, nous discuterons essentiellement de la dynamique résultant du gradient de précipitation en intégrant l'effet des variations de surrection pour MOD26. Ces résultats seront finalement discutés au regard des caractéristiques des vallées du piémont nord des Pyrénées qui présentent à titre d'hypothèse des évidences de dynamique de surface influencée par un gradient de précipitation.

Tableau VI.1 – Paramètre appliqués aux électrovannes pour la calibration des taux de précipitations

Electrovanne	Ouverture (%)	Débit (L/min)
EV1	16	0,22
EV2	17	0,16
EV3	16	0,15
EV4	28	0,24

VI.3. Effet d'un gradient de précipitation perpendiculaire aux crêtes et aux chenaux : étude expérimentale

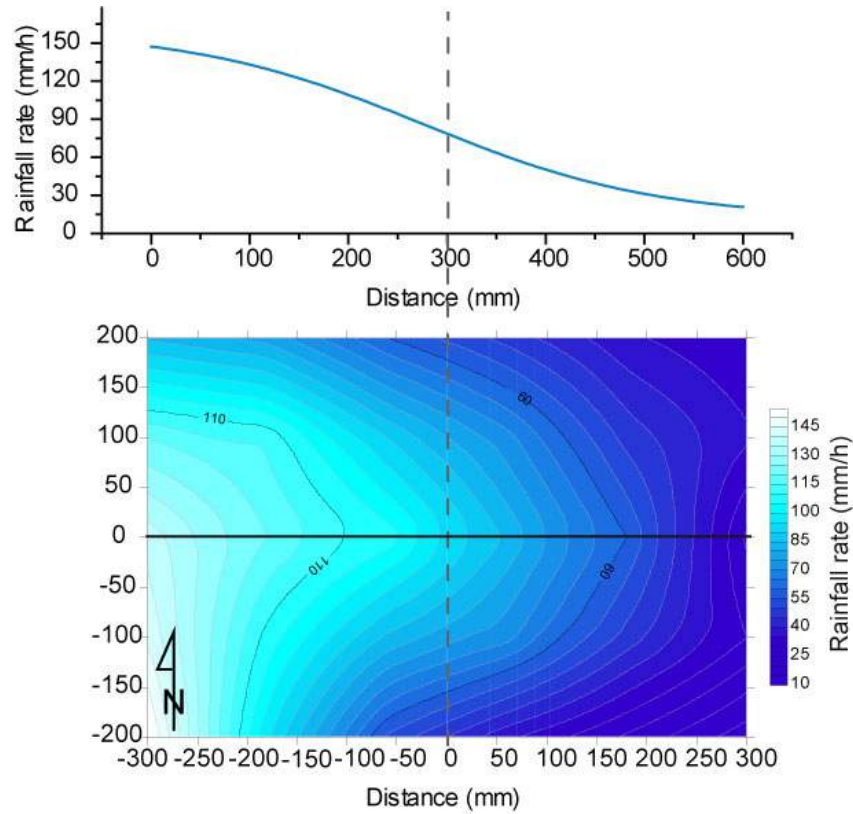


FIGURE VI.15 – Variation spatiale des précipitations de l'expérience MOD26.

Tableau VI.2 – Evolution des taux de surrection appliqués au cours du temps pour la modélisation (MOD26)

Vitesse d'uplift (mm/h)	10	15	20	25
Durée (mm)	0-365	365-540	540-750	750-930

VI.3.2 Description générale de l'évolution des topographies

Comme dans les expériences décrites précédemment (voir chapitre IV), la topographie est incisée au cours du temps et permet le développement d'un relief relativement important qui présente la particularité de présenter ici une dissymétrie globale. Le profil topographique d'équilibre terminal Est-Ouest (en fin de modélisation) de l'expérience MOD26 est représenté sur la figure VI.16 et permet de voir que la portion la plus humide de la topographie (à l'Ouest) présente des altitudes plus faibles que la portion plus aride (Est). Ce changement longitudinal d'altitude est cohérent avec la décroissance d'altitude d'équilibre en fonction du water to rock ratio que nous avons présenté dans les chapitres précédents.

La figure VI.17 montre l'évolution au cours du temps des hauteurs moyennes et maximales des topographies de l'expérience MOD26. Nous avons noté que contrairement aux modélisations avec une distribution homogène des taux de précipitation, les modélisations avec gradient de précipitation peinent à atteindre un véritable état équilibre des hauteurs moyennes et maximales (même après 350 min d'expérience). Les hauteurs maximales, qui représentent la moyenne des hauteurs les plus élevées (hauteurs des crêtes), évoluent quasi linéairement au cours du temps sans se stabiliser (voir figure VI.17). Le temps caractéristique calculé dans la première phase d'évolution du relief (pour $U=10\text{mm/h}$) est cependant du même ordre de grandeur que celui que nous avons obtenu dans le cas de pluviométries homogènes. Il est ici de l'ordre de 153,8 min soit 2,56 h pour un taux de précipitation moyen de 75mm/h à la surface de la topographie. A titre de comparaison, le temps caractéristique d'une topographie et celui d'une topographie qui évolue sous un taux de précipitation homogène de 60 mm/h est d'environ 152,9 min soit $\sim 2.54\text{h}$.

VI.3. Effet d'un gradient de précipitation perpendiculaire aux crêtes et aux chenaux : étude expérimentale

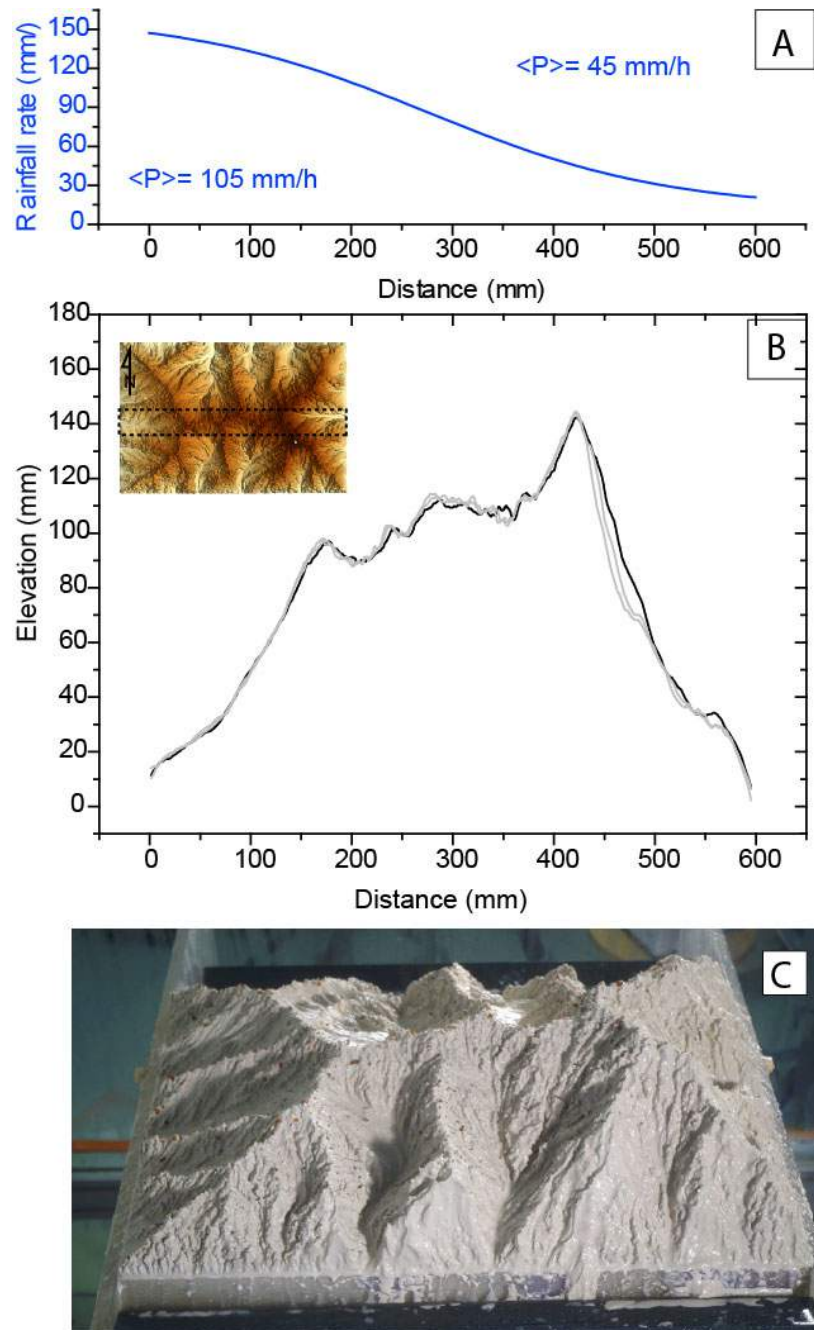


FIGURE VI.16 – Profil topographique de l'expérience MOD26 en fin de modélisation. (A) Gradient de précipitation appliqué; (B) Profil topographique moyen réalisé sur la portion de topographie représentée en pointillées sur le MNT; (C) Vue photographique de la topographie en fin d'expérience

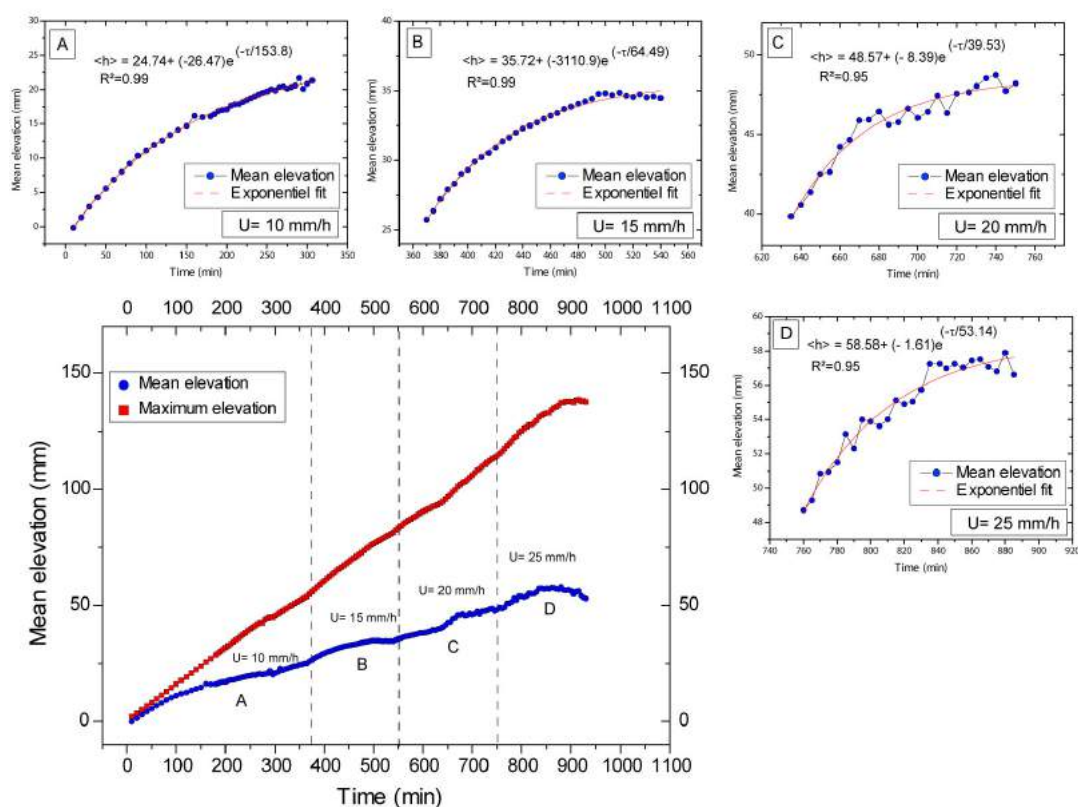


FIGURE VI.17 – Evolution au cours du temps des hauteurs moyennes et maximales de l'expérience MOD26. Les droites en pointillés marquent la variation des taux de surrection. Notez la stabilisation des altitudes moyennes pour chaque taux d'uplift, ce qui indique qu'en moyennes les topographies atteignent l'équilibre. Mais cet équilibre n'est pas parfait puisque les altitudes maximales elles ne se stabilisent pas. Les petits encadrés (A, B, C, D) montrent le détail de l'évolution des hauteurs moyennes au cours du temps et les fits exponentiels réalisés sur ces courbes.

VI.3.3 Migration latérale des rivières et des crêtes et asymétrisation des vallées

Comme mentionné précédemment l'érosion des modèles avec un gradient de précipitation débute également par de petites incisions marginales qui s'organisent progressivement en un réseau relativement dense de crêtes et de rivières. L'observation des topographies au cours du temps pour les valeurs d'Uplift de mm/h permet de mettre en évidence une très forte mobilité des crêtes et des rivières (figure VI.18). Cela est également illustré sur la figure VI.19, qui montre les positions des cours d'eau au cours du temps. Nous pouvons noter que les crêtes et les rivières migrent progressivement en direction de la région la plus aride, vers l'Est (Voir figure VI.18 et VI.19). Cette migration vers l'Est a pour effet de créer un réseau de vallées asymétriques comme on peut le voir sur les figure VI.18 et VI.20. Les pentes les plus fortes sont globalement orientées celles à regard Ouest, en direction des précipitations les plus importantes. Cette asymétrie est également mise en évidence par les profils des indices de pentes présentés sur la figure VI.18, qui montre une bonne corrélation entre les versants orientés vers les précipitations les plus importantes (à l'ouest) et les valeurs de steepnes index les plus élevées.

VI.3.4 Variation spatiale de l'érosion au cours du temps : érosion différentielle directionnelle et migration latérale des crêtes et des rivières.

L'analyse de l'expérience MOD 26 dans sa phase à 10 mm/h met en évidence une migration des crêtes et des rivières vers le secteur à taux de précipitation le plus faible (migration vers l'Est) (figures VI.18 à VI.20). La comparaison des profils topographiques successifs entre eux (figure VI.21) permet de voir que l'érosion au cours du temps est asymétrique, supérieure à l'uplift sur les versants exposés vers les précipitations les plus importantes, et inférieure à l'érosion sur les versants exposés vers les précipitations faibles. Cela aboutit à une érosion différentielle que l'on peut qualifier de directionnelle car elle dépend de l'exposition des versants vis-à-vis du gradient de pluviométrie. En présence de surrection, une érosion différentielle de part et d'autre d'une crête comme cela est observé sur les expériences induit par effet de bilan une migration latérale de la crête au cours du temps comme cela est représenté schématiquement sur la figure VI.22. La vitesse de migration des crêtes et des rivières de la topographie MOD 26 ont été déterminées localement à partir de la position successive des points hauts et bas le long d'un profil topographique (figure VI.23). Ces vitesses de migration nous permettent de noter que les rivières migrent en moyenne plus vite que les crêtes sur l'ensemble de la topographie. Dans cet exemple les vitesses de migrations varient entre -7.5 mm/h et 16.5mm/h pour les crêtes et entre 15 mm/h et 20 mm/h pour les rivières. Nous proposons que l'asymétrie observée, avec des versants raides exposés vers les plus fortes précipitations, résulte de cette migration différentielle des crêtes et des rivières (figure VI.24). Ces résultats sont très préliminaires et mériteraient d'être mieux documentés mais ils suggèrent que l'asymétrisation de la topographie qui est observée (figure VI.18 et VI.20) résulte donc d'un contraste de vitesse de migration latérale des crêtes et des rivières.

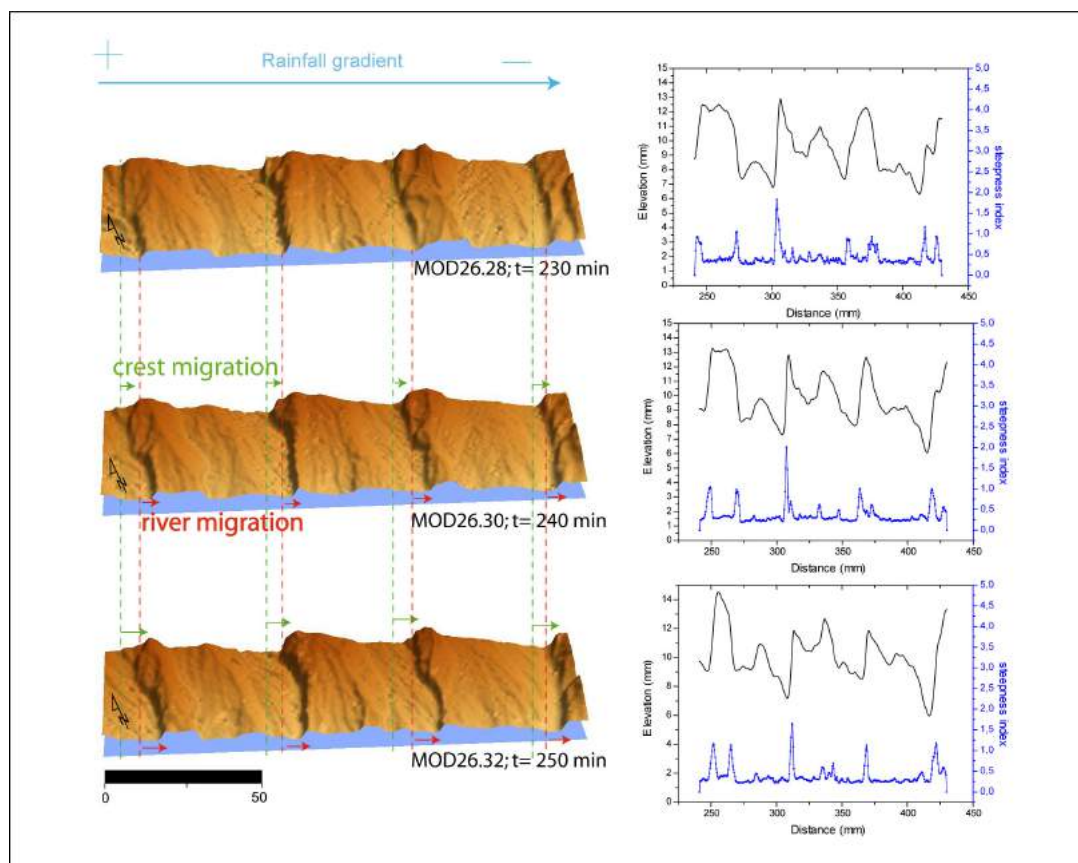


FIGURE VI.18 – Topographies successives de l'expérience MOD26 illustrant la migration des principales crêtes et rivières vers l'Est, c'est-à-dire vers le côté le plus aride de l'expérience, ainsi que l'asymétrie de la topographie. A droite sont représentés les profils topographiques moyens de chaque portion de topographies et les indices de pentes moyen des chacune d'elles (steepness index). On montre ici également que les pentes les plus fortes sont corrélées aux principaux versant orientés vers l'ouest.

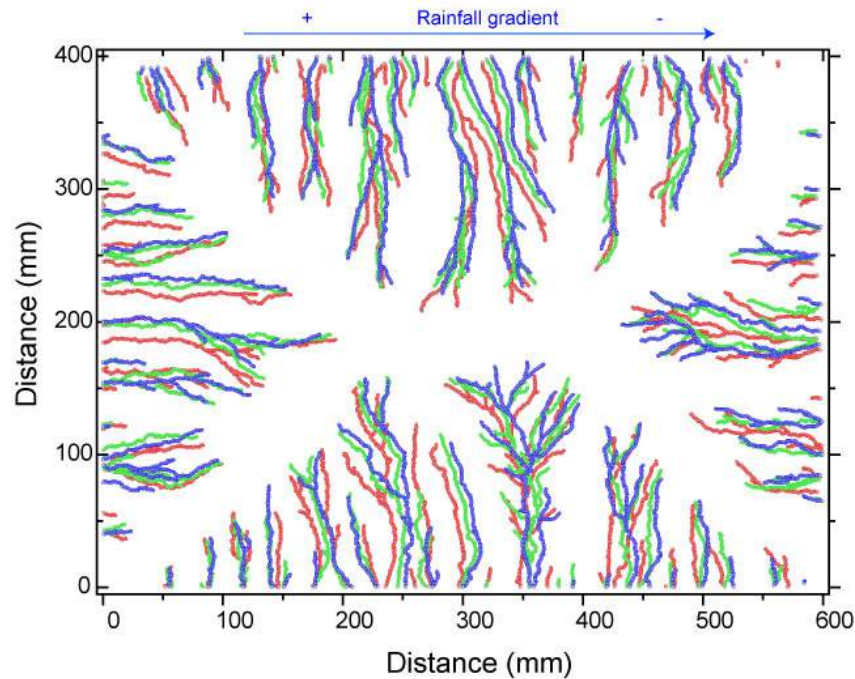


FIGURE VI.19 – Evolution du drainage de l'expérience MOD26 entre trois stades d'évolution à 260 (rouge), 280 (vert) et 300 minutes (bleu). Notez que les rivières se déplacent globalement vers le côté le plus aride. Uplift : 10 mm/h

VI.3.5 Impact du taux de surrection sur la mobilité latérale des crêtes et des rivières

Dans l'expérience MOD26, nous avons fait varier le taux de surrection (U) en cours d'expérience pour voir si celui-ci avait un effet notable sur la migration latérale. Nous les avons ainsi fait passer de 10mm/h en début de modélisation à 15mm/h puis 20mm/h et enfin 25mm/h en fin de modélisation. Chaque augmentation des taux de surrection a pour effet de déstabiliser la topographie qui évoluait progressivement vers un équilibre (figure VI.17). Nous observons que l'augmentation de surrection a également pour effet de réduire sensiblement la mobilité des rivières et des crêtes qui est observé pour $U=10$ mm/h. Nous observons ainsi une plus grande stabilité du drainage dès le passage à $U=15$ mm/h (figure VI.25). Contrairement à $U=10$ mm/h, les rivières apparaissent donc moins mobiles. En ce qui concerne les crêtes, celles-ci apparaissent moins mobiles latéralement et nous n'observons plus la migration latérale systématique que nous avons caractérisé dans la première phase ($U=10$ mm/h) (figure VI.26). Enfin le point majeur que l'on observe est le développement d'une topographie dont l'asymétrie est inverse par rapport à celle qui a été décrite auparavant dans cette étude. A partir d'un taux de surrection de 15 mm/h (figure VI.26) puis pour les taux supérieurs (figure VI.27 et VI.28), on observe que la topographie est asymétrique mais avec cette fois les versants exposés aux précipitations les plus importantes qui ont des pentes plus faibles.

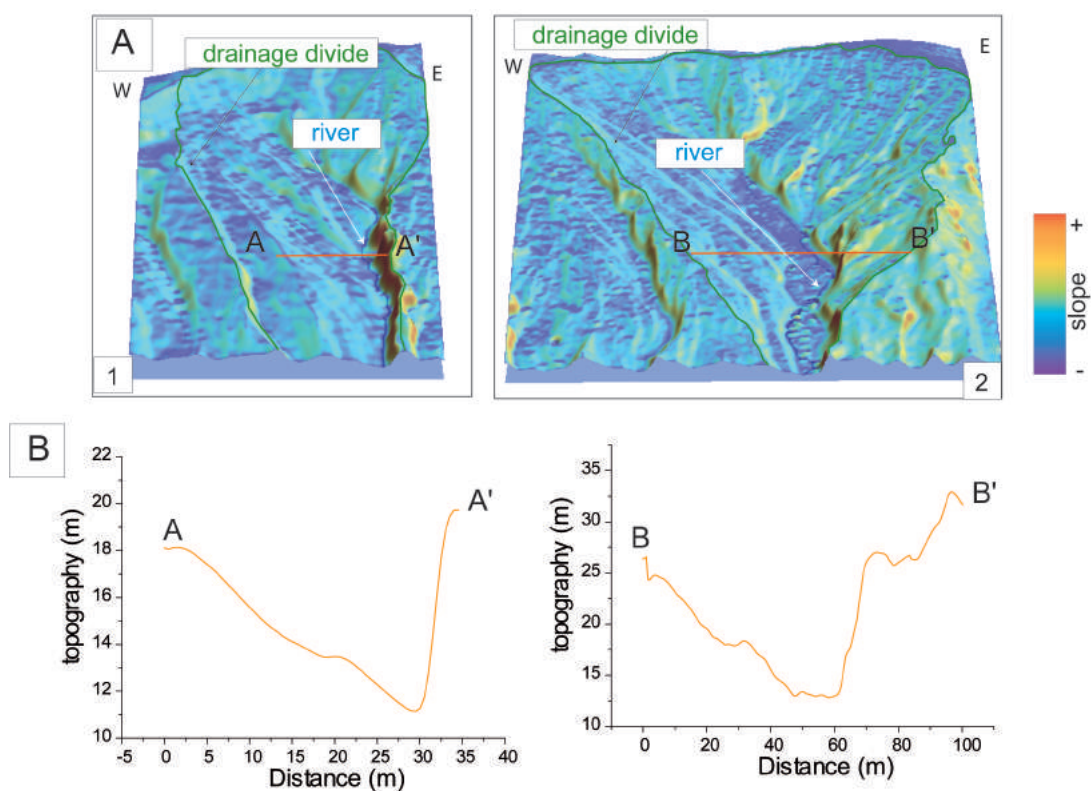


FIGURE VI.20 – (A) : Portions d'un MNT de l'expérience MOD26 (vue vers le nord) présentant deux bassins versant sur lesquels il est possible d'observer une forte asymétrie des vallées. Comme nous pouvons le voir, les versants à regard Ouest (humide) présentent des pentes plus importantes que les versants à regard Est (moins humide). IL en résulte des vallées asymétriques comme illustré par les profils topographiques des deux bassins versants présenté en bas (B). Sur ces profils notez des petits replats sur les versants doux, ce sont des terrasses. Uplift : 10 mm/h

VI.3. Effet d'un gradient de précipitation perpendiculaire aux crêtes et aux chenaux : étude expérimentale

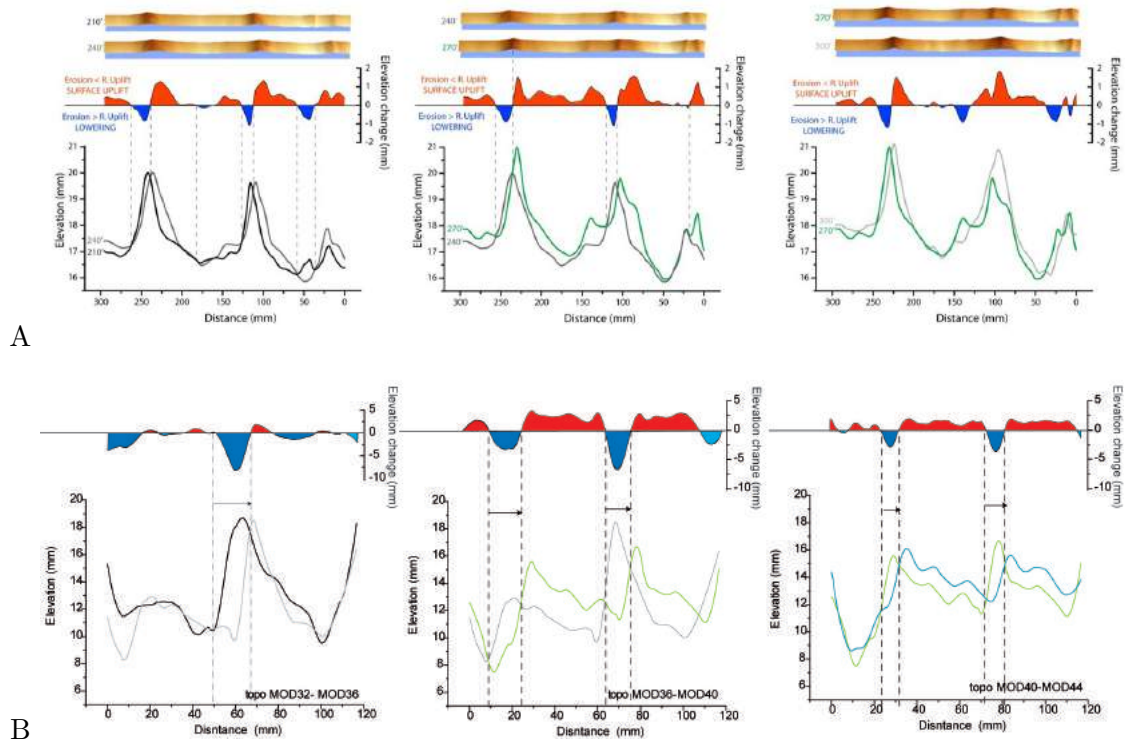


FIGURE VI.21 – (A) profils topographiques successifs (intervalle de 30 minutes) extraits de l'expérience Manip 14 et bilan d'érosion entre deux stades successifs. En rouge les secteurs où l'érosion est inférieure à l'uptift. Ces zones se soulèvent donc. En bleu les secteurs où l'érosion est supérieure à l'uptift, zones qui s'abaissent donc. On peut noter également que la mobilité se fait dans le sens du gradient de précipitation appliqué et induit une érosion différentielle. (B) Idem pour MOD26 (stade $U=10$ mm/h ; intervalle de 20 minutes)

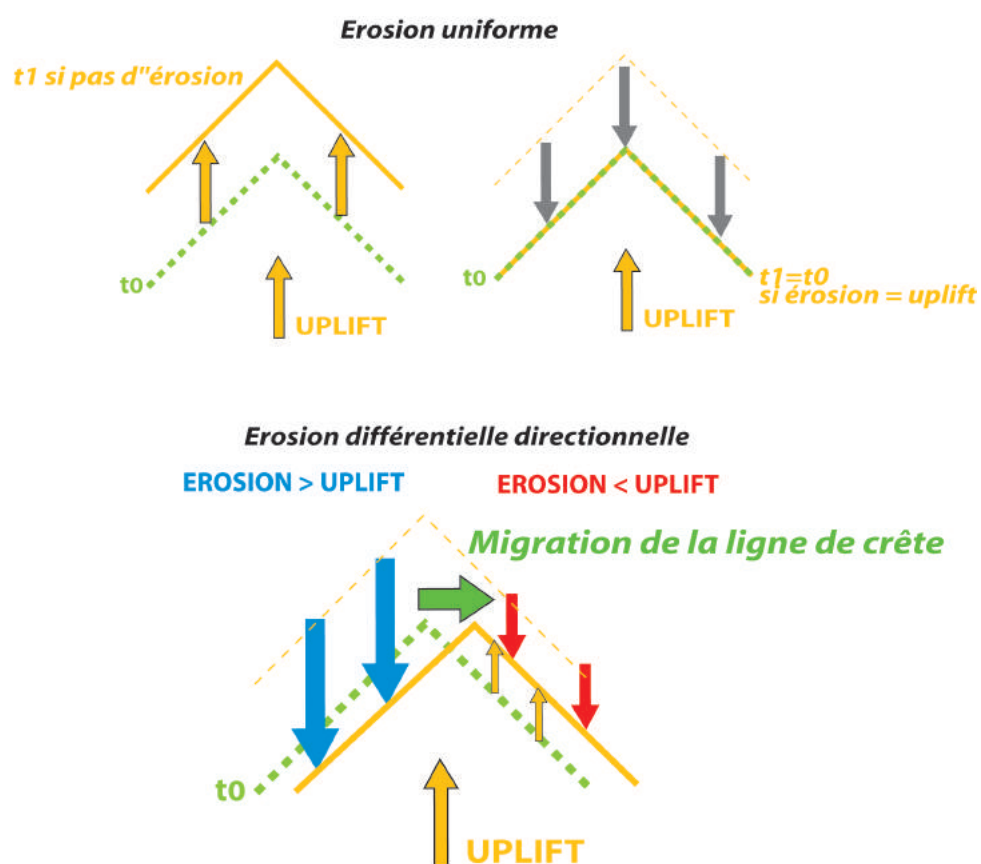


FIGURE VI.22 – Mécanisme de migration des lignes de crête lié à une érosion différentielle de part et d'autre d'une crête en contexte de surrection.

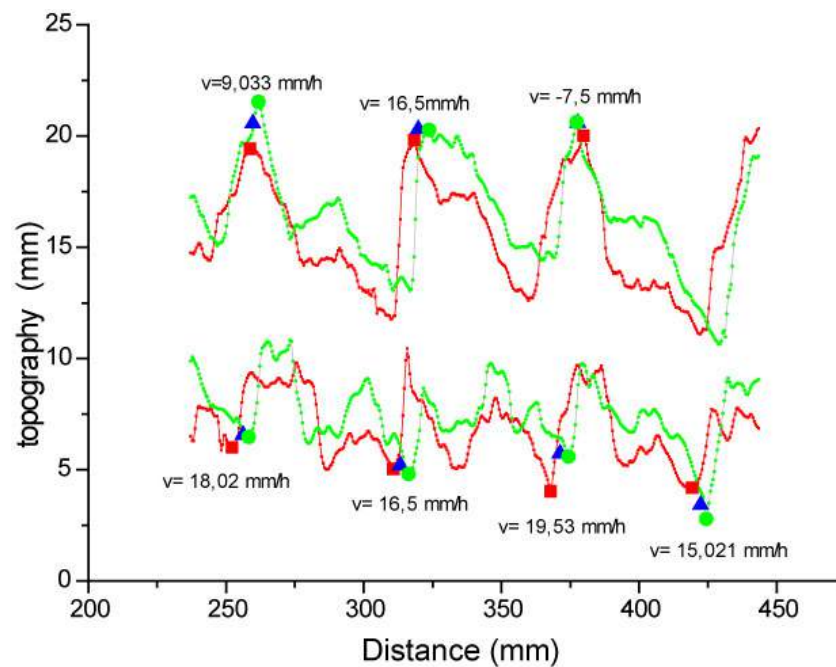


FIGURE VI.23 – Profil moyen d'un secteur de la topographie de MOD 26 (stade $U=10 \text{ mm/h}$) à 10 minutes d'intervalle. Chacune des courbes représente la hauteur maximale moyenne (en haut) et la hauteur minimale moyenne (en bas). Deux stades d'évolution pris à 20 minutes d'intervalle sont représentés (rouge : $t=230$ minutes ; vert : $t=250$ minutes) ainsi que les points les plus hauts (crêtes) et les plus bas (thalwegs) correspondants. Les points hauts et bas d'un stage intermédiaire sont également représentés (triangles bleus : $t=240$ minutes). Les vitesses de déplacement des crêtes et des thalwegs déterminées à partir du déplacement des points hauts et bas sont indiquées. Pour rappel la migration se fait préférentiellement vers l'Est de la topographie, c'est à dire vers la droite ici.

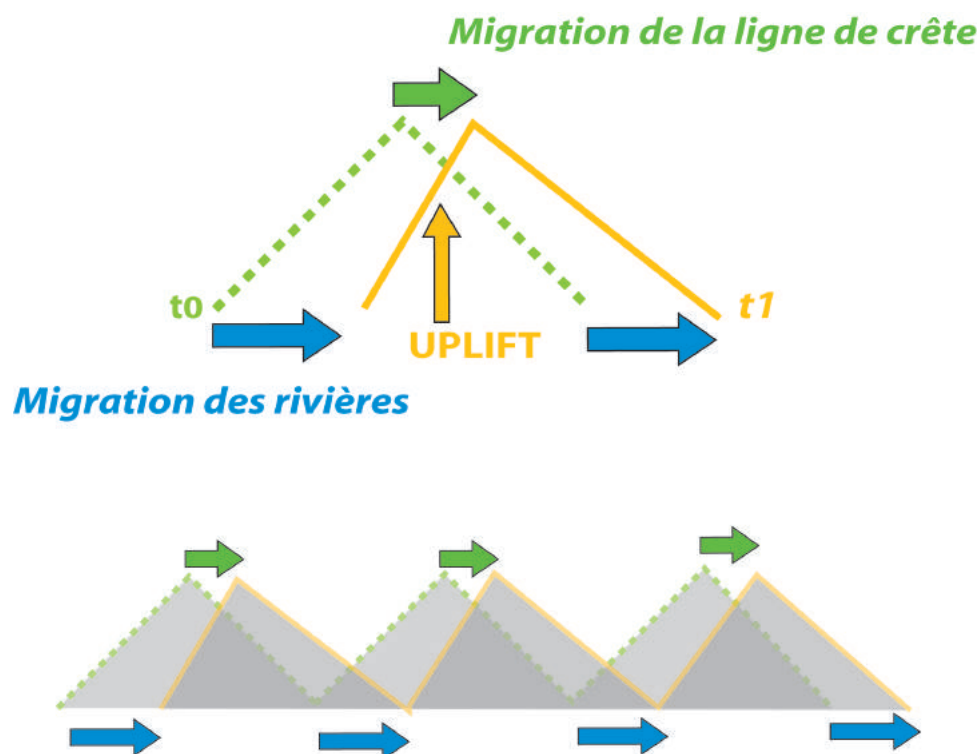


FIGURE VI.24 – Mécanisme de formation d’une topographie asymétrique lié à un contraste de migration latérale entre les crêtes et les vallées.

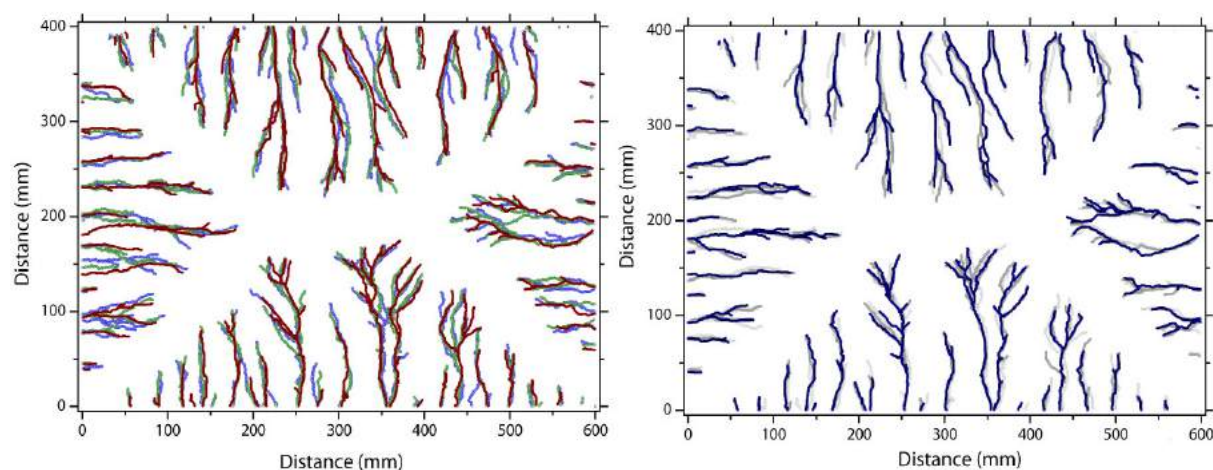


FIGURE VI.25 – Evolution du drainage de l’expérience MOD26 entre trois stades pour des taux de surrection de 15 mm/h (gauche) et 20 mm/h (droite). On peut noter la plus grande stabilité du réseau de drainage par rapport au réseau présenté en figure VI.19 pour $U=10$ mm/h.

VI.3. Effet d'un gradient de précipitation perpendiculaire aux crêtes et aux chenaux : étude expérimentale

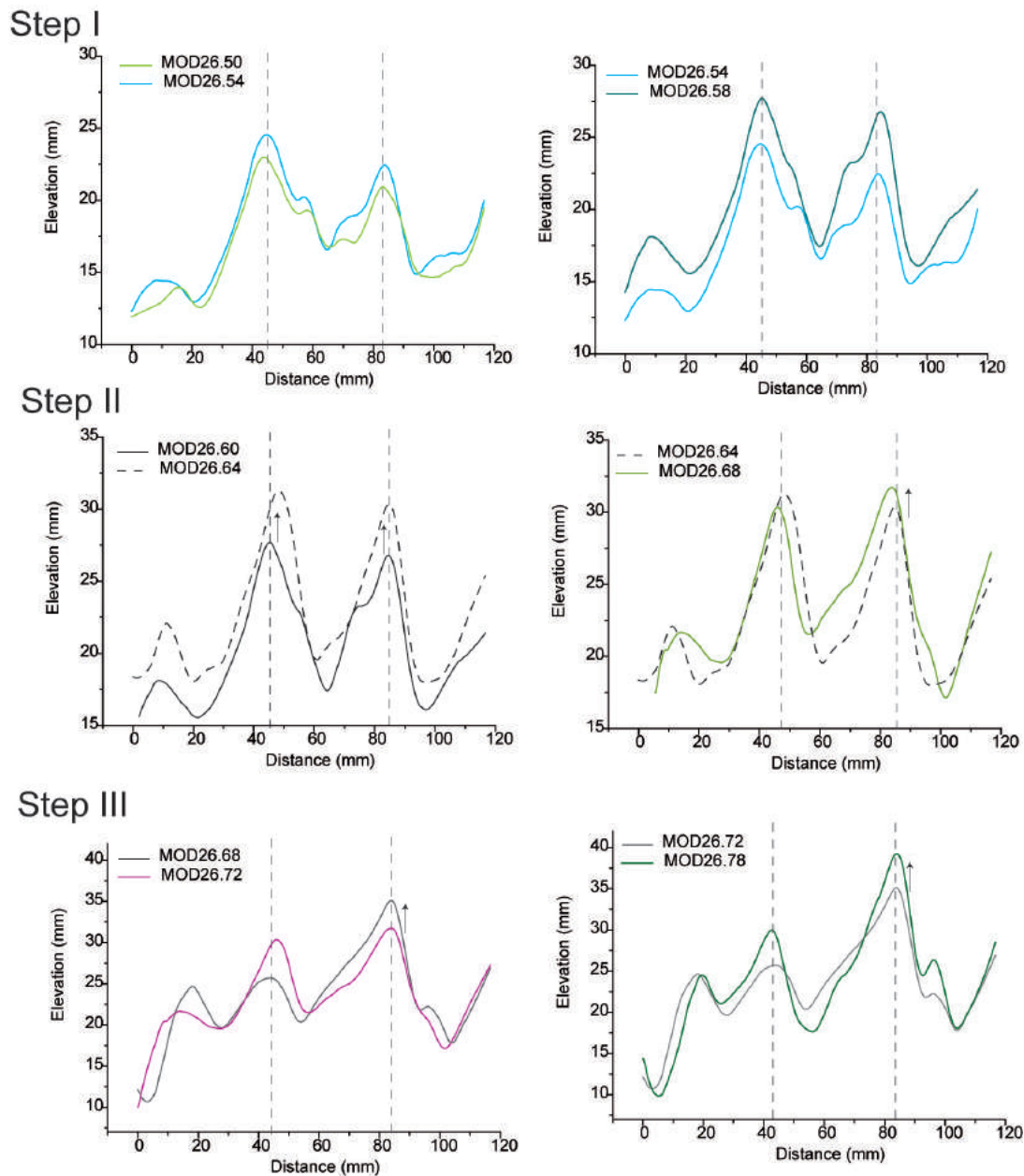


FIGURE VI.26 – Exemples d'évolution de profils topographiques d'une portion de la topographie de l'expérience MOD26 pour des taux de surrection de 15 mm/h. L'intervalle de temps entre chaque profil est de 20 minutes sauf pour le graphe en bas à droite (3 minutes). Les précipitations les plus importantes sont à gauche. La mobilité latérale des crêtes est moins systématique que pour des uplifts plus faibles ($U=10$, figure VI.21). Noter également (Step III) que l'asymétrie s'inverse par rapport à ce qui est observé pour $U=10$ mm/h (comparer avec la figure VI.21) : les versants exposés aux précipitations les plus importantes sont ceux qui présentent les pentes les plus faibles.

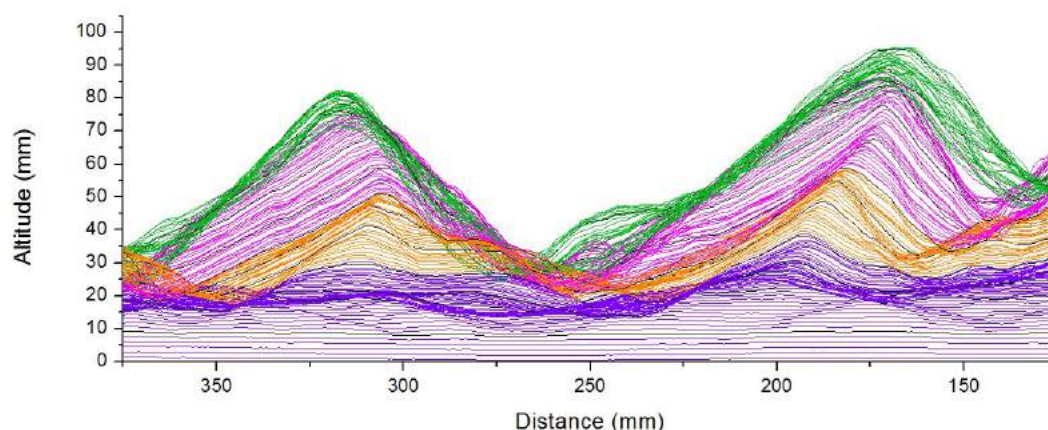


FIGURE VI.27 – Profils successifs transverses à un système de crêtes de MOD26 (intervalle de temps entre chaque profil : 5 minutes). Les précipitations les plus fortes sont à gauche. Les couleurs réfèrent aux taux d'uplift (violet 10 mm/h ; orange 15 mm/h ; rose 20 mm/h ; vert : 25 mm/h). Noter l'asymétrie final de la topographie, les versants exposés vers la gauche (précipitations les plus importantes) étant les moins inclinés.

VI.3.6 Description des phénomènes de captures observés

La mobilité latérale du drainage est une des caractéristiques des topographies évoluant avec un gradient de précipitation, lorsque le taux de surrection n'est pas trop élevé. Cette mobilité a pour effet d'induire de nombreux phénomènes de capture entre bassins versants. Des exemples de captures sont représentés sur la figure VI.29, pour les expériences MOD26 et Manip14. Cependant d'autres mécanismes sont possiblement à l'origine des phénomènes de capture, qu'il serait nécessaire d'étudier via des expériences complémentaires. Nous observons en effet que l'augmentation des taux de surrection et donc à l'augmentation des taux d'érosion induit un élargissement des bassins versant qui semble induire dans certains cas une réorganisation complète des bassins versants au moyen de capture successives. Ainsi les captures se produiraient aussi bien en réponse aux modifications des paramètres tectoniques et climatiques.

VI.3. Effet d'un gradient de précipitation perpendiculaire aux crêtes et aux chenaux : étude expérimentale

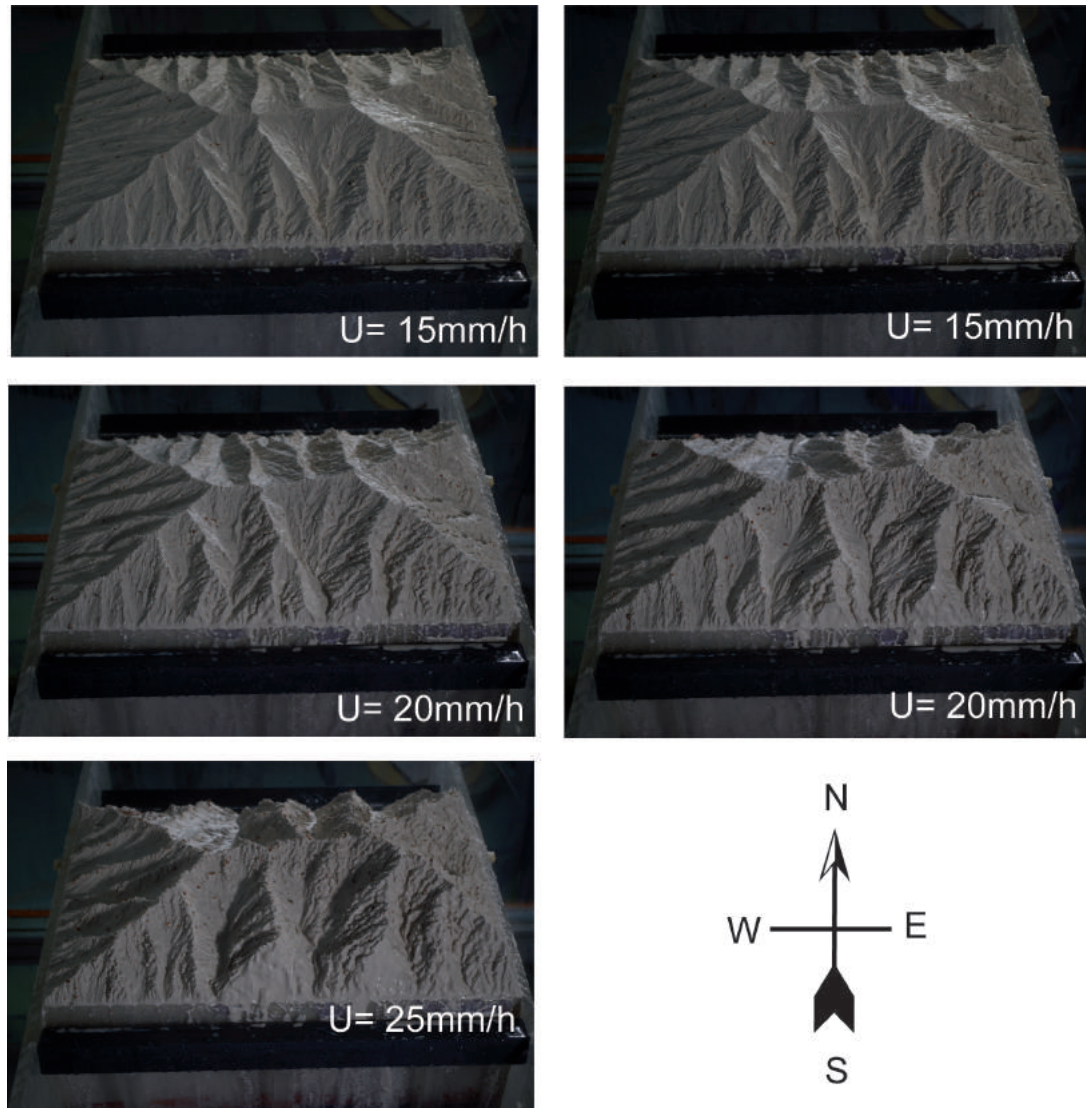


FIGURE VI.28 – Photographies successives de l'expérience MOD26. Les précipitations sont maximales à gauche et minimales à droite. Noter que pour les taux d'uplift supérieurs à 10 mm/h, les versants exposés aux précipitations les plus fortes sont les moins inclinés (voir également figure VI.26).

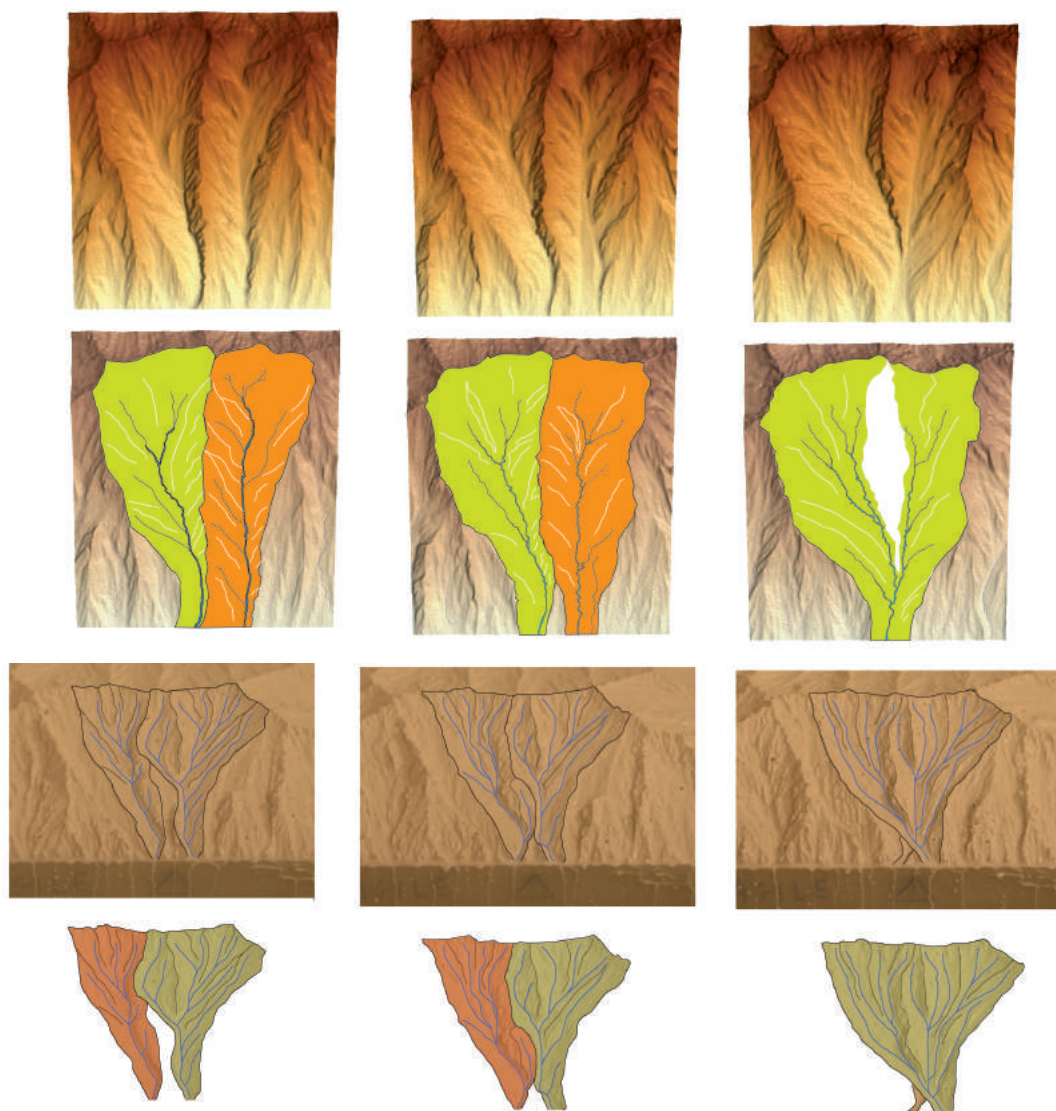


FIGURE VI.29 – Exemples de captures observées dans les expériences MOD26 (haut) et manip14 (bas). Les images sont extraites à pas de temps régulier de 10 minutes.

VI.3.7 Synthèse et discussion : migration latérale des crêtes et des rivières et développement d'une topographie asymétrique

L'approche expérimentale présentée ici est très préliminaire et nécessiterait d'être approfondi pour confirmer et mieux documenter les résultats montrés ici et les premières conclusions que l'on peut en tirer. Ces expériences montrent un comportement et une géométrie différente du relief en réponse à un gradient latéral de précipitation selon la valeur d'uplift faible ou forte (figure VI.30), condition qu'il serait nécessaire d'approcher de façon un peu plus quantitative :

- A faible valeur d'uplift, nous observons le développement d'une topographie dissymétrique, les versants les plus inclinés étant ceux exposés aux précipitations les plus importantes. Dans ces conditions, nous observons une migration des lignes de crête et des réseaux de rivière en direction du côté aride de la topographie. Cette migration se produite à contre-pente de la pente générale du relief imposée par le gradient de précipitation (figure VI.30). Nous proposons que l'asymétrie se développe en raison d'une migration des rivières plus importante que les crêtes. Ainsi les versants exposés aux fortes précipitations ont une pente forte en raison d'une érosion fluviale importante à leur base.
- A plus forte valeur d'uplift, la topographie est également dissymétrique mais de façon inverse. Les versants aux précipitations les plus importantes montrent les pentes les plus faibles. Nous proposons que cette différence soit liée à la diminution voire l'arrêt de la migration latérale des rivières en raison d'une vitesse d'incision importante nécessaire pour que les rivières restent à l'équilibre avec l'uplift [Hancock et Anderson \(2002\)](#).

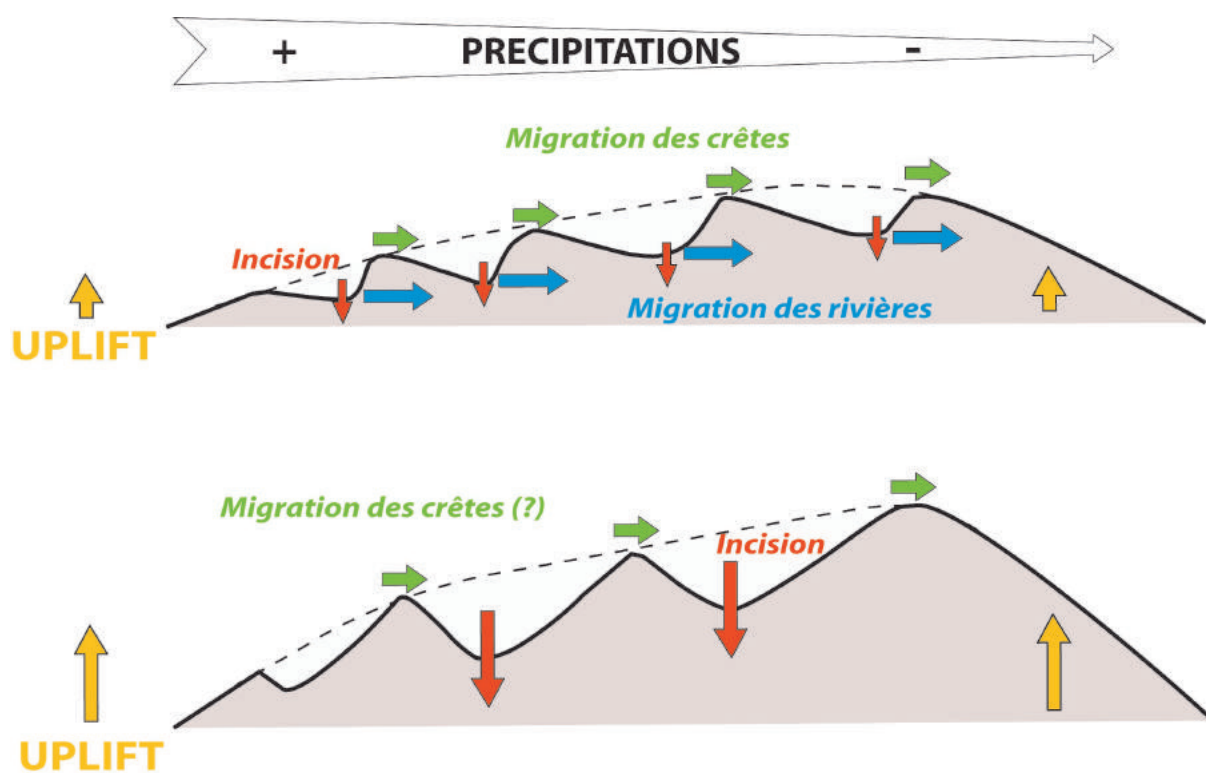


FIGURE VI.30 – Modèles de réponse des reliefs à un gradient latéral de précipitations. Noter que la dissymétrie du relief est différente selon que le soulèvement soit faible ou fort.

VI.4 Discussion et Conclusion du chapitre

Comme nous l'avons souligné dans la présentation des Pyrénées et de son piémont en début de chapitre, cette zone du piémont nord des Pyrénées présente une morphologie très atypique du fait de la dissymétrie des vallées qui s'y développent. Cette dissymétrie a été signalé y très tôt au 19^{ième} siècle (Fabre, 1898; Fabre et Marchand, 1899) et ces auteurs ont émis l'hypothèse d'une action climatique liée au gradient de précipitation causé par la circulation des vents océaniques d'origine atlantique. A l'opposé Stange *et al.* (2014) suggèrent que l'asymétrie des vallées serait le résultat de la migration du réseau de drainage induit par un basculement général de la région. Les expériences préliminaires que nous avons analysées montrent que des gradients latéraux de précipitation entraînent l'émergence de vallées dissymétriques. Cette dissymétrie a probablement deux origines :

1. la dissymétrie des taux de précipitation entre les deux versants d'une crête entraîne un phénomène d'érosion différentielle qui, en présence d'uplift, conduit à la migration latérale des crêtes en direction du domaine le plus aride (phénomène qualifié ici d'« érosion différentielle directionnelle »),
2. la migration latérale du réseau de rivières, qui entraîne une érosion préférentielle des versants du côté de leur migration

Nous proposons que ce second mécanisme soit actif dans le cas des faibles surrections mais qu'il ne le soit pas dans le cas des surrections élevées en raison des vitesses d'incision importante que doit avoir la rivière. Hancock and Anderson (2002) ont en effet proposé que la mobilité latérale des rivières soit réduite quand la surrection augmente. Cette influence de la surrection sur la migration latérale des rivières expliquerait l'inversion de dissymétrie observée en fonction des valeurs de surrection. Ces propositions nécessiteraient d'être confirmées et appuyées à partir d'un jeu de données expérimentales plus conséquent. Le modèle à faible surrection est tout à fait cohérent avec les observations réalisées sur les vallées du piémont nord-pyrénéens. Cette région présente donc un potentiel très important pour comprendre l'impact du climat sur l'érosion et la dynamique des reliefs.

CHAPITRE VII

Conclusion générale et perspectives

Sommaire

VII.1 Conclusion	218
VII.1.1 L'action des forçages sur la géométrie des reliefs expérimentaux	219
VII.1.2 Effet d'une chute de précipitation : rôle de la durée de chute	220
VII.1.3 Effet des gradients latéraux de précipitation sur les surfaces topographiques	223
VII.2 Perspectives	223

VII.1 Conclusion

Les surfaces topographiques sont le résultat d'interactions entre les phénomènes tectoniques, les phénomènes climatiques et les phénomènes de surface (érosion transport). Il est très difficile de contraindre dans la nature, toutes les interactions entre les différents processus mis en jeu tant ils sont nombreux. Ce travail de thèse avait pour objectif d'étudier l'évolution des reliefs continentaux en réponse aux variations du climat, représenté ici par les taux de précipitations. Nous avons discuté au moyen de données de modélisations expérimentales l'impact des taux de surrection et de précipitations sur les géométries d'équilibre des reliefs ainsi que les relations entre variations climatiques temporelles ou spatiales et dynamique transitoire des reliefs.

Le choix a été porté sur la modélisation expérimentale car elle permet de simuler, sous des conditions contrôlées de surrection et de pluviométrie, le développement de montagne reliefs qui dans la nature représenteraient dans notre interprétation des reliefs d quelques dizaines de kilomètres de large (max 100 km). Cette approche expérimentale permet de chercher des critères permettant de discriminer l'action de chacun des paramètres sur l'évolution du relief et de suivre l'histoire transitoire de cette évolution. Un inconvénient par contre est que les effets de couplage sont très limités dans ces expériences.

Après avoir décrit les dispositifs de modélisation de la dynamique des reliefs qui existent à l'heure actuelle, nous avons présenté le dispositif de modélisation utilisé dans cette thèse. Il s'agit d'un dispositif qui a été initialement développé au laboratoire Géosciences Rennes de l'Université de Rennes 1 et qui est maintenant installé au laboratoire Géosciences Environnement Toulouse (GET) de l'Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UPS). Des modifications importantes ont été apportées à ce dispositif initial en vue d'améliorer son automatisation, ce qui en fait aujourd'hui un dispositif unique (mais ce qu'il était déjà auparavant). Une partie importante du travail réalisé pendant cette thèse a porté sur l'installation et la calibration de ce nouveau dispositif. C'est un travail laborieux qui a occupé un temps non négligeable durant cette thèse, de l'ordre de 7 à 8 mois. Les différentes modifications effectuées ont permis de réduire considérablement le temps de numérisation des topographies et de création des MNT par rapport à l'ancien dispositif, avec une intervention humaine qui est aujourd'hui très limitée. Le temps de numérisation est ainsi passé de 30 minutes en moyenne (20 minutes au minimum) dans le dispositif de Rennes à 5 minutes dans le dispositif (temps de numérisation et de création du MNT compris). Ces modifications ont porté d'autre part sur une révision totale du système d'application et de contrôle des précipitations, totalement manuel auparavant et entièrement automatisé dorénavant.

Fort de ce nouveau dispositif, nous avons tour à tour étudié :

- L'impact des taux de surrection (U) et de précipitation (P) sur (1) les hauteurs moyennes d'équilibre $\langle h \rangle_{ss}$, des reliefs expérimentaux, (2) leurs temps caractéristiques d'évolution et (3) leur géométrie au moyen d'une analyse morphométrique basée sur la détermination des indices de concavité θ et d'inclinaison (steepness index) k_{sn} des topographies.
- La réponse érosive des topographies aux variations des taux de précipitation à différentes échelles de temps pour un taux de surrection constant,
- L'effet d'un gradient latéral de précipitation sur la morphologie des reliefs et la dynamique

associée.

VII.1.1 L'action des forçages sur la géométrie des reliefs expérimentaux

Les expériences réalisées dans le cadre de cette thèse, de l'ordre de 25 (à raison d'une semaine par expérience en général), ont très nettement amélioré le jeu de données préexistant et ont ainsi permis des avancées significatives dans la compréhension des reliefs expérimentaux. Les principaux résultats sont les suivants :

- l'étude de l'impact du taux de surrection sur divers paramètres tels les hauteurs moyennes d'équilibre, les temps caractéristiques de mise à l'équilibre des reliefs, ou les steepness index nous amène à proposer que l'érosion des reliefs dépend de la pente locale de façon non linéaire avec un exposant n de la Stream Power Law entre 1,5 et 2. C'est un résultat nouveau car on considérait jusqu'à présent $n=1$ et un résultat important car il est important de connaître précisément ce paramètre pour comprendre les temps de mise à l'équilibre des reliefs par exemple, ou encore pour mettre en évidence et quantifier des variations spatiales de surrection à partir d'une analyse géomorphologique, en particulier à partir de l'analyse des steepness index (Kirby et Whipple, 2012 par exemple). On peut noter ici que c'est véritablement l'étude des temps caractéristiques qui a permis d'affirmer que n est supérieur à 1, notre jeu de données mettant en évidence une claire décroissance des temps caractéristiques avec les taux de surrection ainsi qu'un effet des taux de précipitation sur ceux-ci. A l'opposé les données d'altitude moyenne ou de steepness index ne sont pas suffisamment discriminantes et peuvent aussi bien être expliquées par un modèle linéaire que par un modèle non-linéaire.
- Le jeu de données dont on dispose n'est pas suffisant pour bien contraindre la dépendance des paramètres géométriques à la pluviométrie. Mais, nous permet de montrer que l'action conjuguée de la surrection et des précipitations sur les hauteurs moyennes peut être prédite par une relation en loi de puissance entre hauteur moyenne et le paramètre r (water to rock ratio) de la forme $\langle h \rangle_{ss} = 42.75 \cdot r^{-0.56}$. Cette relation est basée sur la compilation de plus de 80 observations expérimentales apparaît très robuste pour prédire l'altitude d'équilibre d'un relief.
- Nous avons étudié l'influence de la surrection et du taux de précipitation sur les paramètres morphométriques déduits classiquement des relations pente aire-drainée. Comme mentionné précédemment nous confirmons la dépendance prédite théoriquement entre steepness index et taux de surrection, et dans une moindre mesure avec le taux de précipitations. Nos résultats suggèrent également un effet des taux de surrection sur la concavité du domaine chenalisé de la topographie (domaine IV), observation ne qui s'accorde pas avec la vision théorique.
- Notre base de données a permis de montrer que l'apparition d'un domaine chenalisé dans la topographie des expériences dépend de la surrection et de la pluviométrie. Nous proposons que l'apparition de ce domaine soit contrôlée par une valeur seuil du water to rock ratio, de l'ordre de 5.
- Enfin, nous proposons une analogie géométrique entre les reliefs expérimentaux et les reliefs naturels, basée sur la similitude de leur loi pente aire drainée. Sur cette base nous

proposons que les bassins versants observés dans les modèles, de l'ordre de 20 cm de long, représentent dans la nature des bassins versants ayant une longueur de l'ordre de quelques dizaines de kilomètres au maximum (de l'ordre de 30 km).

De très nombreuses expériences complémentaires seraient nécessaires pour assoir certaines de ces conclusions, en particulier en ce qui concerne le rôle d'un seuil critique du water to rock ratio (r) sur l'existence d'un domaine chenalisé, « fluvatile », dans les reliefs expérimentaux. Des expériences visant à mieux contraindre la valeur de n et à préciser le rôle de la pluviométrie sur les géométries seraient nécessaires.

VII.1.2 Effet d'une chute de précipitation : rôle de la durée de chute

A la suite des travaux de [Bonnet et Crave \(2003\)](#), nous avons étudié l'influence d'un changement des conditions climatiques sur la dynamique érosive des paysages à l'équilibre. L'ensemble des modélisations expérimentales entreprises pour ce travail nous a permis de mieux appréhender la dynamique d'un système en érosion soumis à une variation du taux de pluviométrie. Dans un premier temps nous avons effectué une série de modélisation avec chute abrupt des taux de précipitation et nous avons montré que la remise à l'équilibre des topographies se faisait avec un temps de réponse qui varie très peu, quel que soit le taux de précipitation, le taux de surrection et l'amplitude de la chute de pluviométrie.

Dans un second temps nous avons effectué une série de modélisations en variant les temps de chute de précipitations de 0 à 700 minutes, à partir d'une topographie initialement à l'équilibre et en considérant des amplitudes de chute identique. Plusieurs résultats importants découlent de ce travail :

- Dans les expériences réalisées, nous montrons que l'histoire de soulèvement et d'érosion de la topographie consécutive à une chute de précipitation est contrôlée au premier ordre par le moment où le taux de précipitation descend en dessous une valeur de l'ordre de 100 mm/h (pour un taux d'uplift de 10 mm/h), correspondant à un water to rock ratio critique r_c de l'ordre de 5.
- nous observons ainsi deux comportements des expériences lors des chutes de précipitation :
- des phases d'ajustement continu du relief aux chutes de précipitation (Transient Steady-State) pendant lesquelles le relief se soulève en fonction de la décroissance du water-to-rock-ratio (r). L'altitude moyenne du relief au cours du temps peut alors être prédite par la relation $\langle h \rangle_{ss} = 42.75 \cdot r^{-0.56}$.
- des phases de déséquilibre caractérisées par un fort soulèvement de la topographie, la propagation de knickpoints, une chute de la vitesse d'érosion etc lorsque r_c est franchi. Dans notre interprétation cette phase de déséquilibre est liée à un changement de processus d'érosion et de transport sur les expériences.
- En raison de ce comportement contrôlé par un seuil, la réponse géomorphologique et érosive à une chute de pluviométrie est de plus en plus tardive au cours du temps en fonction de la durée de chute (Figure VII.1). On observe ainsi un décalage (« delay ») entre l'initiation de la perturbation climatique et la réponse érosive, décalage d'autant plus important que la perturbation est longue. Ce résultat implique qu'il faut probable-

ment être prudent lorsque l'on veut dater l'initiation d'un phénomène climatique à partir de sa signature sédimentaire.

- Dans le même ordre d'idée, on observe que l'amplitude de la chute de vitesse d'érosion qui accompagne une chute de pluviométrie est de plus en plus faible avec l'augmentation de l'échelle de temps de chute de précipitation (figure VII.1).
- Au vu des conclusions précédentes, on peut raisonnablement supposer qu'une variation de pluviométrie à encore plus long terme que celles testées ici ne produirait pas de signal significatif en terme de variation de vitesse d'érosion.

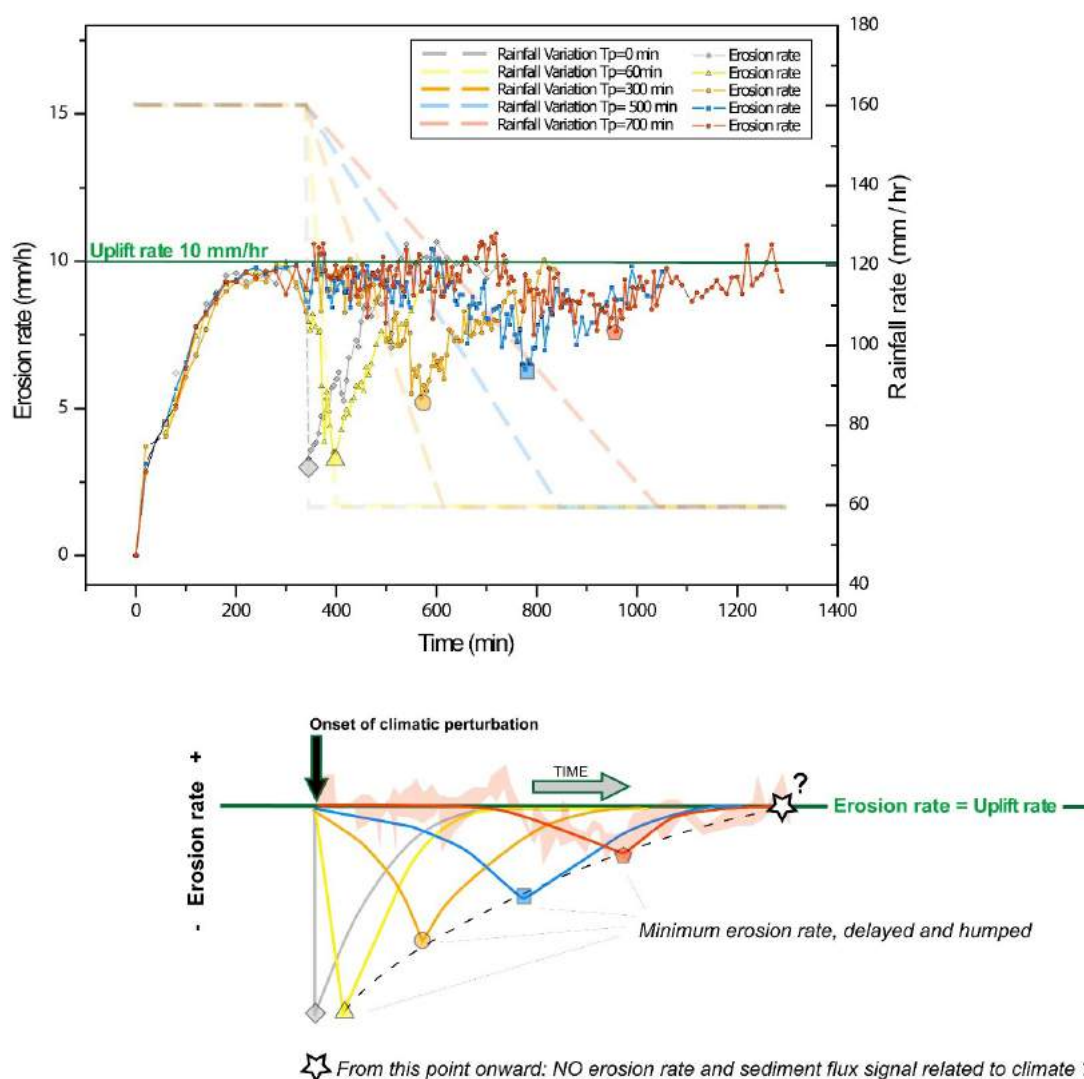


FIGURE VII.1 – Evolution des vitesses d'érosion suite à des chutes de pluviométrie de durées différentes : données (haut) et représentation schématique (bas). Plus la durée de la chute de pluviométrie est longue et plus la réponse érosive (chute de vitesse d'érosion et donc de flux sédimentaire) est décalée dans le temps et d'amplitude faible. On peut ainsi supposer (étoile) qu'une chute de pluviométrie a encore plus long terme que celles testées ici ne produirait pas de signal significatif en terme de variation de vitesse d'érosion.

VII.1.3 Effet des gradients latéraux de précipitation sur les surfaces topographiques

Le piémont nord-pyrénéen montre une asymétrie des vallées remarquable dont l'origine n'est pas bien comprise. Les différentes hypothèses avancées pour expliquer cette asymétrie sont très difficiles à démontrer, ou parfois peu cohérentes avec les observations de terrain. Dans cette partie de notre travail, nous avons caractérisé cette asymétrie et en accord avec les travaux des anciens auteurs ([Fabre, 1898](#); [Fabre et Marchand, 1899](#) en particulier) nous avons conclu qu'une migration généralisée du réseau hydrographique, s'accompagnant de captures, était à l'origine de l'asymétrie.

Nous avons réalisée quelques expériences préliminaires d'évolution de reliefs soumis à des gradients transverses de précipitations et décrit l'ensemble des stades évolutifs des topographies. Les expériences préliminaires que nous avons analysées montrent que des gradients latéraux de précipitation entraînent effectivement l'émergence de vallées dissymétriques, avec une dissymétrie inverse des vallées selon que la surrection est faible ou forte.

Nous proposons que deux mécanismes soient à l'origine de la dissymétrie des vallées :

1. la dissymétrie des taux de précipitation entre les deux versants d'une crête entraîne un phénomène d'érosion différentielle qui, en présence d'uplift, conduit à la migration latérale des crêtes en direction du domaine le plus aride (phénomène qualifié ici d'« érosion différentielle directionnelle »),
2. la migration latérale du réseau de rivières, qui entraîne une érosion préférentielle des versants et une augmentation de leur pente du côté de la migration.

Nous proposons que ce second mécanisme ne soit actif que dans le cas des faibles surrections en raison des fortes vitesses d'incision que doit avoir la rivière quand la surrection est importante, phénomène qui entraîne une réduction de leur mobilité selon [Hancock et Anderson \(2002\)](#). Cette influence de la surrection sur la migration latérale des rivières expliquerait l'inversion de dissymétrie observée en fonction des valeurs de surrection. La façon dont un gradient de pluviométrie s'exprime dans un paysage dépendrait donc énormément du taux de surrection, via son contrôle sur la mobilité latérale des rivières.

Ces propositions nécessiteraient d'être confirmées et appuyées à partir d'un jeu de données expérimentales plus conséquent. Le modèle à faible surrection est tout à fait cohérent avec les observations réalisées sur les vallées du piémont nord-pyrénéens. Cette région présente donc un potentiel très important pour comprendre l'impact du climat sur l'érosion et la dynamique des reliefs.

VII.2 Perspectives

Les différents objectifs en modélisation expérimentale que nous nous sommes fixés au début de ce travail ont été globalement atteints. Cependant beaucoup d'aspects nécessiteraient d'être confirmés ou complétés par des modélisations complémentaires par exemple pour mieux caractériser l'impact des précipitations sur les géométries ou tester l'hypothèse d'apparition de la chenalisation pour un seuil de water to rock ratio. La description d'une réponse géomorphologique et érosive décalée et d'amplitude variée selon l'échelle de temps du forçage climatique

nécessiterait d'être confrontée avec des données naturelles. Les expériences préliminaires avec gradient de précipitation montrent une dynamique extrêmement riche qu'il serait nécessaire d'étudier de façon plus approfondie. Cette étude expérimentale de la migration des crêtes et des rivières et du développement des vallées dissymétriques pourrait être aisément enrichie d'une comparaison plus poussée avec les vallées du piémont nord-pyrénéen.

Nous n'avons pas réussi au cours de cette thèse à tester le rôle des glissements de terrain sur la dynamique globale et l'histoire transitoire des reliefs. Bien que certaines observations soient possibles dans certaines modélisations issues de mon travail de thèse, nous pensons qu'un programme spécifique devrait être mené pour traiter spécifiquement de cet aspect.

Le dispositif développé au cours de cette thèse présente de nombreuses perspectives d'amélioration. L'automatisation de notre dispositif est un élément majeur en modélisation expérimentale mais ouvre la voie à plusieurs évolutions connexes pour réduire le plus possible les durées de préparation et de modélisation. Tout d'abord, comme nous l'avons noté dans notre description du dispositif (cf chapitre II) la calibration des taux de pluviométrie se fait toujours en amont des modélisations, il est actuellement impossible de suivre en temps réel la dérive de ceux-ci et donc de les ajuster, si besoin, au cours des modélisations. Un des premiers chantiers serait de trouver un moyen de calibrer automatiquement les taux de pluviométrie et d'en assurer un suivi automatique au cours du temps pendant les expériences.

ANNEXE A

A.1 Synthèse des hauteurs moyennes d'équilibres en fonction de U et P pour les différentes tailles de dispositifs

Dans le chapitre IV nous avons présenté une synthèse de l'évolution des hauteurs moyennes en fonction des taux de précipitations et des taux de surrections, pour des topographies obtenues avec le second dispositif de l'université de Rennes 1 (nouvellement installé à l'université de Toulouse 3). Cette synthèse comprenait des données issues de la littérature [Babault *et al.* \(2005, 2007\)](#); [Turowski *et al.* \(2006\)](#) et de la base de donnée de l'université de Rennes 1. Ces données de la littérature ont été utilisées pour compléter le jeux de donnée constitué au cours de mon travail de thèse et permettre l'étude de la réponse des systèmes géomorphologiques aux différentes variations des forçages tectoniques et climatiques. Par soucis d'analogie, nous avons choisi de présenter uniquement les données issues du dispositif de dimension 400mm × 600mm, nous n'avons pas pris en compte les données issues du dispositif 140mm × 200mm [Lague *et al.* \(2003\)](#). Les différentes figures présentées ci-dessous, montrent la compilation des données présentées dans le IV en considérant ici les données issues du petit dispositif de l'université de Rennes ([Lague *et al.*, 2003](#)) (cf. small erosion box sur les figure voir Tableau). Cette synthèse permet de noter que les différentes lois établies dans le cas de notre étude sont également valable pour toutes les tailles de dispositifs. En effet comme nous pouvons le noter, les données issues du petit dispositif s'intègrent relativement bien aux différentes courbes présentées dans le chapitre IV. Nous pensons que la relation entre hauteurs moyennes d'équilibre et le ratio (r) est une relation relativement robuste car elle reste valable quelque soit la taille du dispositif et le type de matériau.

A.1. Synthèse des hauteurs moyennes d'équilibres en fonction de U et P pour les différentes tailles de dispositifs

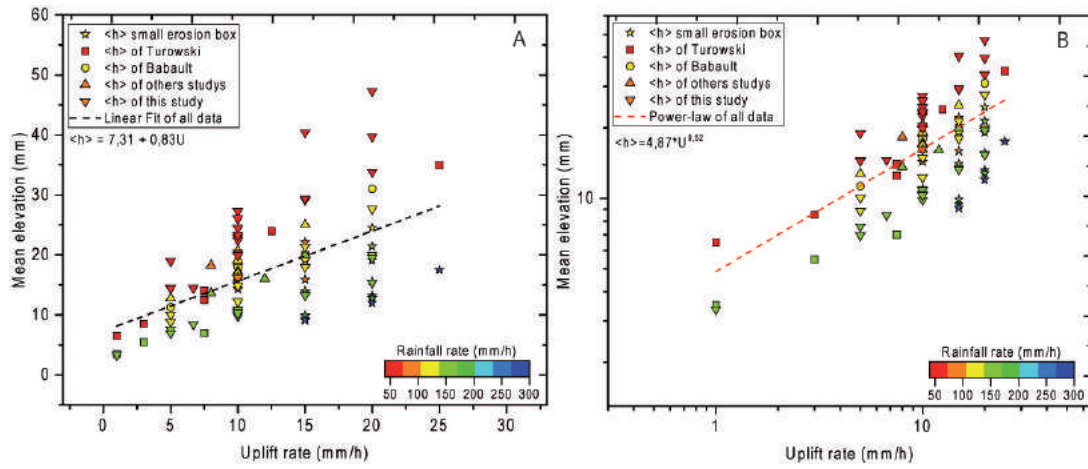


FIGURE A.1 – synthèse des données de hauteurs moyennes d'équilibre en fonction des taux d'Uplift. Les données représentées en étoiles sont issues des études réalisées avec les petit dispositif de Géosciences Rennes pour l'étude de [Lague et al. \(2003\)](#).

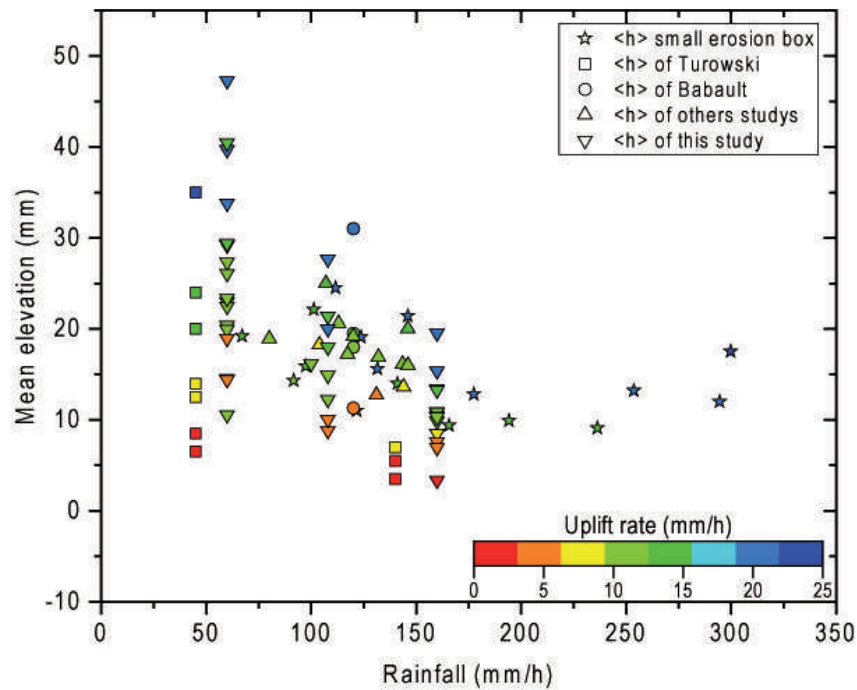


FIGURE A.2 – synthèse des données de hauteurs moyennes d'équilibre en fonction des taux de précipitation, récoltées dans la littérature (pour les deux taille de dispositif) et issues des modélisations effectuées pour cette étude. Notez que toutes les données suivent une tendance unique quelques soient l'étude et la taille du dispositif.

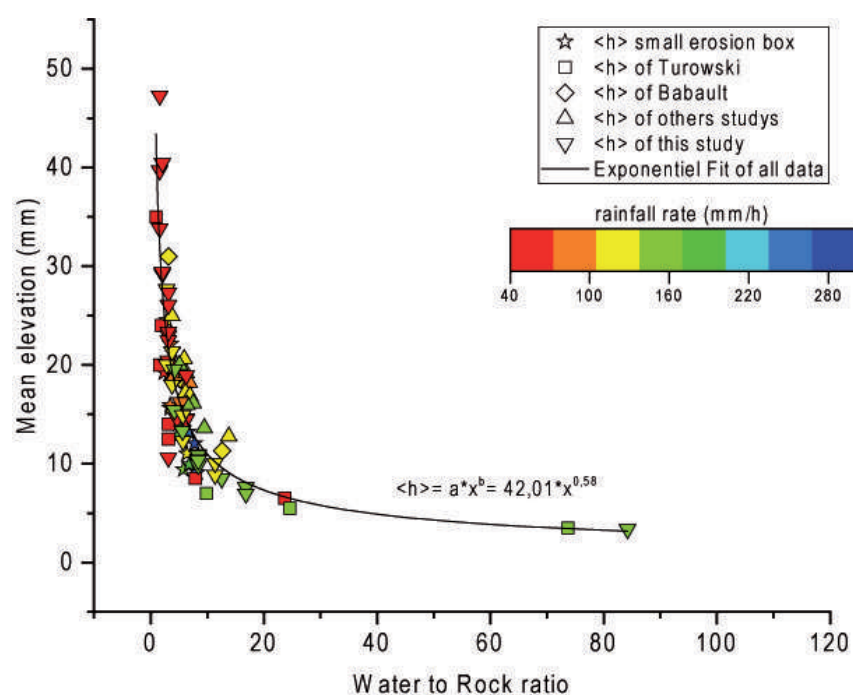


FIGURE A.3 – Évolution des hauteurs moyennes d'équilibre suivant le rapport "water to rock ratio" (r). Cette figure met en évidence une loi de puissance unique qui décrit relativement bien la décroissance de l'altitude moyenne d'équilibre sous l'effet combinée de la surrection et de la pluviométrie (paramètre r), pour toutes les données.

A.1. Synthèse des hauteurs moyennes d'équilibres en fonction de U et P pour les différentes tailles de dispositifs

Tableau A.1 – Synthèse des données de modélisation réalisées avec le petit dispositif de l'université de Rennes 1

Uplift	Rainfall rate	(r)	Mean elevation
(mm/h)	(mm/h)	–	mm
10	121,6	6,4	11
10	91,7	4,82632	14,3
20	123,8	3,25789	19,1
20	294,5	7,75	12
20	253,7	6,67632	13,2
20	177,4	4,66842	12,8
20	111,6	2,93684	24,5
20	131,5	3,46053	15,6
20	146,07	3,84395	21,4
15	165,7	5,81404	9,4
15	97,5	3,42105	15,9
15	194,2	6,81404	9,9
15	236,3	8,29123	9,1
15	141,1	4,95088	14
15	67,2	2,35789	19,2
15	101,3	3,55439	22,1
25	299,7	6,30947	17,5

Table des figures

I.1	Représentation des liens possibles entre géodynamique interne (tectonique) et externe (climat) d'après Champagnac <i>et al.</i> (2012)	3
I.2	Exemple de résultats contradictoires concernant l'impact des précipitations (ici les moyennes annuelles) sur les taux d'érosion. A gauche : taux d'érosion déduits des mesures de concentration en isotopes cosmogéniques ; A droite : taux d'érosion déduits de mesures thermochronologiques (He sur apatites). A gauche, aucune relation n'est observée (Riebe <i>et al.</i>, 2001) tandis qu'à droite une corrélation linéaire très nette apparaît (Moon <i>et al.</i>, 2011).	4
I.3	Exemple d'études montrant un contrôle des précipitations sur les reliefs. (A) Modélisation analytique de profils de rivières et de lignes de crête en climat aride (en gris) ou humide (en noir), d'après Whipple <i>et al.</i> (1999) ; (B) Altitude d'équilibre des reliefs en fonction de la pluviométrie, dans des expériences de laboratoire réalisées à taux de surrection constant (Bonnet et Crave, 2006) ; (C) Illustration de trois topographies représentées sur le graphe B ; (D) Pente moyenne de versants de différents secteurs himalayens en fonction de la pluviométrie moyenne annuelle, d'après Gabet <i>et al.</i> (2004) ; (E) Evolution du steepness index des réseaux hydrographiques de différents bassins versants italiens en fonction de la pluviométrie, d'après D'Arcy et Whittaker (2014) . Le steepness index est un paramètre normalisé de mesure de la pente des rivières.	5
I.4	Masse de sédiments terrigènes préservés dans les océans du globe (d'après Peizhen <i>et al.</i>, 2001). On note un pic depuis 5 Ma qui indique possiblement un accroissement important de l'érosion continentale.	6
II.1	Dispositif REF dans ses deux générations ; (A) Première génération, avec à gauche une vue en plan des différents éléments qui compose le REF, et à droite un exemple de variation des précipitations à la surface du modèle (Parker, 1977) ; (B) Dispositif de type REF après modifications, avec à gauche une vue en plan du dispositif, notez l'ajout en position centrale de 8 buses et des dispositifs de photographie ; à droite vue photographique d'une modélisation. Notez la taille gigantesque du dispositif (Pelletier, 2003).	14
II.2	Exemple de résultats d'évolution des modélisations issues du dispositif REF ; (A) Interprétation schématique de l'évolution du drainage à la surface des topographies ; (B) Prises de vue des modélisations après 1h de modélisation (à gauche) et après 10h de modélisation (à droite).	16
II.3	Dispositifs de modélisation de l'Université du Minnesota ; (A) et (B) présentent une vision schématique du dispositif : on peut noter la différence du système de brumisation ; (C) Vues de dessus d'une modélisation (Niemann et Hasbargen, 2005).	18

II.4	Nouveau dispositif de modélisation expérimentale développé par l'université de Minnesota (XLM) ; (A) Vision schématique du dispositif Sweeney et al. (2015) ; (B) Vue du dispositif de brumisation ; (C) Vue photographique du dispositif après une modélisation.	19
II.5	Résultats des premières études menées sur le dispositif de modélisation de l'université de Minnesota. (A) Evolution des hauteurs moyennes et des flux sédimentaires. On peut noter un équilibre après la dissection complète de la topographie ; (B) Variation des taux d'érosion à la surface du modèle pour deux topographies ; (C) Vue de haut d'une modélisation qui montre la propagation de l'incision au cours du temps ; (D) Exemple de paramètres testés par Niemann et Hasbargen (2005) pour leur étude comparative entre topographies naturelles et topographies expérimentales (Singh et al., 2015).	22
II.6	(a) Diagrammes pente/aire-drainée Montrant l'évolution de la morphologie du drainage au cours du temps. (b) Vue détaillé de la figure II.6a permettant d'illustrer l'augmentation de l'exposant de la loi de puissance et la mobilité de la limite la zone purement fluviatile (Singh et al., 2015).. . . .	23
II.7	Distribution spatiale de l'érosion a la surface de la topographie (a) Différence entre deux topographie a l'équilibre et (b) Différence entre topographie transitoire et topographie d'équilibre (Singh et al., 2015).	23
II.8	Séquence typique de modification du réseau de drainage au cours du temps pour différents taux de surrection. Ces images illustrent l'auto-organisation des bassins versants pendant leur phase de développement (Reinhardt et Ellis, 2015)	25
II.9	Topographies d'équilibre et profils topographiques obtenues en augmentant progressivement l'effet rainsplach à la surface des topographies dans cette étude les auteurs augmentent le pourcentage de goutte à goutte de 0 % à 100 %. (Sweeney et al., 2015).	26
II.10	Premiers dispositifs développés à l'Université de Rennes ; (A) Dispositif sans système de surrection utilisé par Crave et al. (2000) ; (B) Dispositif avec système de surrection développé pour les travaux de Lague et al. (2003) ; (C) Exemple d'évolution d'une simulation de topographie en relaxation.	27
II.11	Seconde génération de dispositif de modélisation, développée à L'Université de Rennes 1 ; (A) Vue du dispositif complet : on peut y voir le système de numérisation, les buses du système de simulation des précipitations et la boîte à érosion ; (B) Vision de la boîte à érosion et vue détaillée d'une buse : on peut également voir la grande plaque rajoutée pour les travaux de Babault et al. (2005, 2007) ; (C) Vue de face et vue de haut de la boîte à érosion et de la boîte à sédimentation développée pour les travaux de Rohais et al. (2011)	29
II.12	Résultats des études menées sur l'effet des variations des taux de pluviométrie sur la dynamique des reliefs. (A) Réponse érosive des topographies après une chute brutale des taux de précipitation et/ou une augmentation brutale des taux d'uplift (Bonnet et Crave, 2003) ; (B) Réorganisation des bassins versants en réponse à un gradient de pluviométrie (Bonnet, 2009).	31

II.13 Résultats des études issues du dispositif modifié de l'université de Rennes (A et C) de Bonnet et Crave (2006) et (B et D) de Turowski et al. (2006) ; (A) Evolution au cours du temps d'une topographie vers un état d'équilibre; (B) Evolution des paramètres géométriques des chenaux en fonction des variation de taux de surrection; (C) Effet de l'uplift et des précipitations sur les hauteurs moyennes d'équilibre; (D) Effet des taux de surrection sur la morphologie des surfaces.	33
II.14 Résultats des études menées avec sédimentations de piémont avec le dispositif de Rennes 1. En haut à gauche : évolution des hauteurs moyennes et des taux d'érosion pour des topographies expérimentales avec sédimentation de piémont bas (Babault et al., 2005); En haut à droite : vue de MNT présentant l'érosion de topographies évoluant sans sédimentation de piémont, et avec sédimentation de piémont (Babault et al., 2007); Au centre : vue photographique des MNT présentés en haut à droite (Babault et al., 2005); En bas : effet des variations des taux de précipitation et de surrection sur l'enregistrement sédimentaire issus de l'érosion d'un bassin expérimental (Rohais et al., 2011).	35
II.15 Etude comparative entre deux topographies expérimentales issues de dispositifs de modélisations de tailles différentes (Bonnet et Crave, 2006).	36
II.16 Dispositif de l'université de Newcastle. (A) Schéma général du dispositif de l'université de Newcastle; (B) Carte de la répartition spatiale des précipitations à la surface du modèle; (C) Visualisation en 3D du bloc de matériau présentant une pente à 2,5 % qui permet d'initier l'érosion du bloc.	38
II.17 Résultats de l'étude comparative des topographies issues d'une modélisation expérimentale et de SIBERIA; (A) Vue 3D des deux topographies avec en haut la topographie obtenue sur SIBERIA et en bas, la topographie obtenue en modélisation expérimentale. (B) Exemple de paramètres testés pour comparer les deux topographies.	39
II.18 Présentation du dispositif de l'Université de Chuo (Tokyo, Japon) ((Ouchi, 2011)). (a) Présentation du matériau avant le début de l'érosion; (b) Vue en coupe du dispositif de simulation de la surrection; (c) Vue en plan du dispositif de surrection.	40
II.19 Evolution au cours du temps d'une topographie réalisée sans surrection à l'Université de Chuo Ouchi (2011) . Notez la décroissance de la hauteur du bloc de matériau au cours du temps.	41
II.20 Évolution des hauteurs des topographies au cours du temps, dans le cadre d'une modélisation sans surrection. Notez la diminution des hauteurs moyennes au cours du temps, qui tendent vers un état d'équilibre Ouchi (2011)	42
II.21 Description du matériau analogue (MatIV) développé et utilisé par les équipes de l'université de Montpellier. Il se compose d'un mélange 4 matériaux granulaire présentant des propriétés différentes.	44

II.22 Dispositifs de l'Université de Montpellier ; (A) en domaine compressif ; (B) en domaine extensif ; (C) en domaine décrochant ; Modifié de Graveleau <i>et al.</i> (2015) ; (D) vue en coupe transversale et latérale, modifié de Guerit <i>et al.</i> (2016)	45
II.23 Présentation des principaux processus de surface actifs dans l'étude de Viaplana-Muzas <i>et al.</i> (2015) en domaine compressif. Notez la mise en place des terrasses, de l'initiation de l'incision ou des escarpements de failles par exemple.	47
II.24 Développement du réseau de drainage le long de la faille et qui s'étend progressivement (domaine extensif). Notez l'apparition des facettes triangulaires (Graveleau <i>et al.</i>, 2015).	47
II.25 Vue de la dynamique de la topographie liée à une tectonique décrochante. Modélisation réalisée avec le dispositif de Montpellier (Graveleau <i>et al.</i>, 2015). . . .	48
II.26 Comparaison entre morphologies expérimentales et morphologies naturelles. (En haut) Morphologies obtenues avec le dispositif de l'université de Montpellier pour un prisme en compression. (En bas) Morphologies observées sur une topographie naturelle dans le Tian-Shan (Graveleau, 2008). Notez la similitude morphologique entre les deux types de topographies.	50
III.1 Schéma récapitulatif du dispositif de modélisation installé au GET. Notez que sur cette représentation, par soucis de lisibilité, l'armature métallique qui permet d'accueillir la boîte à érosion n'a pas été illustrée.	56
III.2 Schéma descriptif du système de surrection utilisé dans le dispositif du laboratoire Géosciences Environnement Toulouse (GET). Quelques modifications ont été apportées pour faciliter l'automatisation de la surrection.	57
III.3 Montage des différents éléments qui composent le dispositif de brumisation. (En haut) Les bras articulés avec à leurs extrémités les différentes buses ; (En bas) Le répartiteur de fluide et les différents régulateurs de débits et débitmètres.	59
III.4 Courbes des débits mesurés en fonction des pourcentages d'ouverture des régulateurs de débit. (A) Relation entre débit délivré et pourcentage d'ouverture à la livraison des électrovannes ; (B) Relation après calibration.	60
III.5 Système permettant la mesure des précipitations appliquées sur le modèle. Après chaque session de test (10 min), la hauteur d'eau est mesurée dans chacun des béchers.	61
III.6 Variation des précipitations calibrées pour les besoins de notre étude. Notez la chute par palier des précipitations de 160 mm/h à 60 mm/h.	62
III.7 Cartes des précipitations utilisées dans la suite de ce travail, pour les taux moyens de 160, 110 et 60 mm/h. On peut remarquer que les taux de précipitation ne sont pas parfaitement homogènes, la variabilité spatiale étant de l'ordre de 15 %. . . .	64
III.8 Représentation schématique de la numérisation avec un Gocator. On peut y voir l'émetteur qui projette la ligne laser, et la caméra (récepteur) qui reçoit la lumière réfléchi. (Modifié du document technique Gocator). Noter qu'il existe un angle entre rayon incident et réfléchi.	67

Table des figures

III.9 (A) :Image présentant le passage de la ligne laser (ligne rouge) sur la topographie ,(B) : MNT obtenu après traitement des données de mesures.	67
III.10Image présentant une topographie expérimentale. On peut remarquer sur la partie encadrée en vert que la topographie présente une certaine rugosité alors que le reste de la surface est totalement lisse.	69
III.11Ecran de navigation de l'automate pour la gestion des consignes en mode manuel. De gauche à droite : fenêtre de réglages des électrovannes, du moteur de surrection et de la translation du laser.	70
III.12Schéma récapitulatif des différents écrans de contrôle permettant la gestion en mode automatique. Pour rappel, une vision schématique de la décomposition des cycles de chaque modélisation est présentée en haut de la figure. Une modélisation commence par un scan de la topographie, suivi d'une période d'érosion, et se finit par un nouveau scan de la topographie.	71
III.13Etapes successives de l'homogénéisation de la pâte de silice avant une modélisa- tion. Sur la première image on peut observer le résultat obtenu après le mélange préliminaire de la poudre de silice et l'eau. Sur la seconde et la troisième image on peut voir le résultat de l'homogénéisation. On obtient une pâte totalement lisse en fin d'homogénéisation.	72
III.14Evolution des hauteurs moyennes des deux modélisations comparées pour notre test de validation. Notez l'évolution différente sur la première phase de dévelop- pement du relief, avant de converger et d'évoluer vers une hauteur d'équilibre identique.	73
III.15Comparaison de deux profils topographiques réalisés sur les MNT des expériences faites à Toulouse (gris) et à Rennes (noir), avec des paramètres de forçage iden- tiques. On note que l'amplitude du relief local (différence d'altitude entre les crêtes et les fonds de vallée) est très proche, ainsi que la largeur des principaux bassins versants.	74
III.16Lois de Hack effectuées sur les topographies expérimentales de Toulouse 3 à gauche, et de Rennes 1 à droite. Notez l'homogénéité des deux exposants de Hack et des ordonnées.	75
III.17Diagrammes pente/aire-drainée de deux bassins versants avec, en cercles blancs la topographie de Rennes 1, et en carrés gris la topographie de Toulouse 3. . . .	76
IV.1 Modèles théoriques classiques des réponses des paysages à la surrection tectonique (d'après Burbank et Aderson in Strak (2012)).	81
IV.2 (A) Illustrations de la loi de Hovius ; (B) Principaux reliefs étudiés pour déter- miner le spacing ratio (Hovius, 1996) ; (C) Loi de Hovius appliquée aux modèles expérimentaux, tirée du supplément de Bonnet (2009)	85
IV.3 Loi de Hack (longueurs de bassins versants en fonction des aires drainées) établie pour des superficies de bassins versants couvrant plus de dix ordres de grandeur (modifié de) Montgomery et Dietrich (1992)).	86

IV.4 Exemple de progressions géométriques auxquelles obéissent les cours d'eau d'un réseau hydrographique, et principe de hiérarchisation des cours d'eau (gauche), d'après Kirchner (1993) . Représentation de la densité de drainage des cours d'eau (droite) d'après Chorley et al. (1984) . Notez la relation entre la densité de drainage et la pente des versants (in Selby et al 1985).	87
IV.5 Représentation schématique de profils de rivières montrant l'influence des paramètres θ et k_s sur leurs formes. A gauche : influence de θ , paramètre qui contrôle la concavité du profil. Plus la valeur de θ est élevée et plus le profil est concave. Ce paramètre est estimé à partir de la pente de la loi pente/aire-drainée (encart). A droite : influence de k_s , paramètre qui contrôle l'inclinaison du profil (à concavité constante). k_s est déterminé à partir de l'ordonnée à l'origine de la relation pente/aire-drainée (encart) (Kirby et Whipple, 2012).	88
IV.6 Relation entre indice de concavité, indice de pente (steepness index) et taux de surrection : (A) Dans un système naturel (Lague et Davy, 2003a) ; (B) En modélisation expérimentale. On voit très nettement la dépendance de k_{sn} avec les taux de surrection alors que θ (area-slope exponent) ne varie pas avec les taux de surrection(Lague et al., 2003).	90
IV.7 Exemple de carte de steepness index susceptibles de refléter les taux de surrection (Kirby et al., 2003).	91
IV.8 Relation théorique entre le steepness index (k_s) et les taux de surrection (U) et de précipitation (P), dans le cas où l'exposant n de la Stream Power Law est égal à 1 (d'après D'Arcy et Whittaker, 2014).	92
IV.9 Exemple de diagrammes pente/aire-drainée de topographies naturelles, et des différentes interprétations qui en sont faites en ce qui concerne les processus d'érosion et de transport dominants. (A) Exemple de relation pente/aire-drainée observée sur un petit bassin versant aux Etats-Unis par Ijjasz-Vasquez et Bras (1995) . Les auteurs définissent quatre domaines qui correspondent aux versants (I), à des vallées non chenalisées (II), à une zone de transition (III) et aux rivières (IV) ; (B) Interprétation d'une loi pente/aire-drainée schématique en terme de processus d'érosion par Montgomery (1993) ; (C) Synthèse des transitions entre processus d'érosion et de transport (Lague, 2001).	93
IV.10 Méthode de calcul de θ (m/n) par la méthode <i>chiplot</i> . Exemple d'application des cartes de chi pour déterminer le degré de déséquilibre d'une topographie.	94
IV.11 Evolution d'une topographie expérimentale (MOD6) au cours du temps. On peut noter la mise en place au cours du temps, d'une ligne de partage des eaux (stade F) et l'augmentation de la rugosité de la surface topographique.	100
IV.12 comparaison des topographies obtenues avec un taux de précipitation de 60 mm/h et quatre taux de surrection (5, 10, 15, 20 mm/h). Bas : profils topographiques au cours du temps. Les lignes noires sur les profils représentent l'élévation moyenne des topographies pendant la phase d'équilibre.	101

IV.13	Évolution des hauteurs moyennes et maximales (B) et des taux d'érosion (C) pour une topographie expérimentale en réponse à une chute des taux de précipitations (A). Notez l'évolution des hauteurs vers un état d'équilibre mais également l'évolution des vitesses d'érosion vers un équilibre des flux ($E = U$). Les MNT montrent l'évolution de la surface dans les phases : à gauche la phase 1 (P=160 mm/h), et à droite la phase 2 après la chute des précipitations (P=60 mm/h).	102
IV.14	Effet du taux de surrections sur les topographies expérimentales. A : relation linéaire entre altitude moyenne d'équilibre et taux de surrection dans les expériences de Lague et al. (2003) (précipitation identique pour toutes ces expériences). B : idem dans les expériences de Turowski et al. (2006) . Ici les deux trends correspondent à deux taux de précipitation différents. C : Profils topographiques d'expériences à l'équilibre vis-à-vis de différents taux de surrection (Babault et al., 2007).	104
IV.15	Synthèse des données de hauteurs moyennes d'équilibre en fonction des taux d'Uplift. Les données représentées en étoiles sont issues de notre étude sur la réponse érosive des reliefs (voir chapitre V).	105
IV.16	Evolution de l'altitude moyenne pour des taux d'uplift de 5, 10, 15, 20 mm/h . On distingue ici trois familles d'expériences en fonction du taux de précipitation différents (60 mm/h, puis 108 mm/h et 160 mm/h). Pour un taux de précipitation donné, on note que les altitudes des expériences sont plus importantes à taux de surrection croissant.	106
IV.17	Synthèse des données de hauteurs moyennes d'équilibre en fonction des taux d'uplift en considérant trois gammes de pluviométrie (>80 mm/h ; 80 à 120 mm/h ; > 120 mm/h). Un fit linéaire décrit relativement bien les trends observés pour chaque gamme de pluviométrie, avec toutefois un coefficient directeur distinct	106
IV.18	Evolution des temps caractéristiques suivant les différentes gammes de précipitation définies sur la figure IV.17.	107
IV.19	(A) Synthèse des données de hauteurs moyennes d'équilibre en fonction des taux d'Uplift représenté dans un diagramme bilogarithmique ; (B) Idem, mais en considérant trois gammes de pluviométrie (<80 mm/h ; 80 à 120 mm/h ; > 120 mm/h).	108
IV.20	Synthèse des données de hauteurs moyennes d'équilibre en fonction des taux de précipitation, récoltées dans la littérature et issues des modélisations effectuées pour cette étude. Notez que toutes les données suivent une tendance unique quelque soient l'étude	109
IV.21	Evolution des hauteurs moyennes de nos expériences en fonction des taux de précipitation de 60 mm/h, 108 mm/h et 160 mm/h en considérant quatre taux d'uplift différents (5, 10, 15, 20 mm/h).	109

IV.22	Évolution des hauteurs moyennes d'équilibre suivant le rapport "water to rock ratio" (r). En encart est représenté le même jeu de données dans un diagramme bilogarithmique. Il apparait qu'une loi de puissance décrit relativement bien la décroissance de l'altitude moyenne d'équilibre en fonction de l'action combinée de la surrection et de la pluviométrie (paramètre r).	110
IV.23	Gauche : évolution des altitudes moyennes des expériences de Lague et al. (2003) en fonction des taux de surrection. Noter que les temps de mise à l'équilibre calculés dans cette étude sont sensiblement les mêmes pour toutes les courbes . Droite : même chose pour nos expériences avec des taux de précipitations de 160 mm/h. Dans nos expériences on voit nettement que le temps de mise à l'équilibre n'est pas identique en fonction de la surrection.	112
IV.24	Synthèse des temps caractéristiques de mise à l'équilibre τ_1 des reliefs en fonction des taux de précipitation, issus de l'ensemble des données de la littérature, de la base de données de Rennes 1, et des modélisations effectuées dans le cadre de notre étude. Notons que la barre d'échelle des couleurs est fonction des taux de surrection.	113
IV.25	(A) Evolution des temps caractéristiques τ_1 en fonction des taux de surrection. On peut y remarquer la décroissance de τ_1 en fonction des taux de surrection. On peut également remarquer une influence des taux de précipitation ; (A') Evolution du temps caractéristique des reliefs τ_1 en fonction du taux de précipitation, en considérant trois intervalles de précipitation (40 mm/h < P < 80 mm/h, 80 mm/h < P < 120 mm/h, 120 mm/h < P < 160 mm/h) ; (B et B') Evolution des temps caractéristiques calculés pour les principaux taux de précipitation calibrés pour cette étude (60 mm/h, 108 mm/h et 160 mm/h). On peut noter la relation en loi de puissance entre les taux de surrection et les temps. Noter également l'échelle linéaire de la figure. Notez l'échelle logarithmique des graphiques A' et B'.	114
IV.26	(A) Évolution des temps caractéristiques τ_2 suite à une chute brutale de pluviométrie à partir d'un premier état d'équilibre. Contrairement à τ_1 , (figure IV.25), la distribution des temps de réponse τ_2 est peu influencée par U (noter que par soucis de comparaison, l'échelle des ordonnées sur la figure du haut est la même que celle de la figure IV.25A,B) Mêmes données représentées individuellement pour chaque jeu de donnée (chutes 160→60, 160→110 et 110→60 mm/h).	116
IV.27	Évolution des temps de réponses en fonction des amplitudes de chute de pluviométrie : 50 mm/h (expériences 160→110 mm/h) ou 100 mm/h (exp 160→60 mm/h) dans nos expériences.	117
IV.28	Relations pente/aire-drainée des topographies d'équilibre des différentes expériences réalisées dans cette étude (expériences MOD) et de quelques expériences réalisées précédemment, compilées par taux de surrection respectifs (A) U=5 mm/h ; (B) U= 10 mm/h ; (C) U=15mm/h ; (D) U=20 mm/h. Pour chaque taux de surrection, les taux de précipitation sont également indiqués.	119

Table des figures

IV.29	Exemples de MNT et de loi pente/aire-drainée caractéristiques que nous avons observé dans cette étude sur les topographies à l'équilibre. (A) MNT en topographie sur laquelle les quatre domaines sont identifiés ; (B) Topographie sur laquelle le domaine IV est absent.	121
IV.30	Exemple de relation pente/aire-drainée observée sur un petit bassin versant de Californie par Montgomery et Foufoula-Georgiou (1994) , calculée à partir d'un MNT à haute résolution (pixel à 2m). Noter la très bonne similitude entre cette relation et celle observée dans nos expériences (figure IV.29A)	122
IV.31	Synthèse des expériences qui montrent ou non le domaine IV dans les relations pente/aire-drainée à l'équilibre.	122
IV.32	Distribution des limites entre les domaines recensés dans cette étude sur les différents diagrammes pente/aire-drainée. Notez que la taille des figurés est fonction des taux de précipitation.	124
IV.33(A)	Méthode de Perron et Royden (2013) pour déterminer la concavité θ d'une topographie. A gauche, le profil longitudinal et à droite, le profil représenté selon le paramètre Khi pour la meilleure valeur de concavité. Au milieu : valeur des R^2 pour différents fits linéaires réalisés sur les profils de rivières présentés permettant de déterminer la meilleur valeur de m/n . (B) Exemples dans le cas de nos expériences (cas de la modélisation MOD6).	126
IV.34	Comparaisons des valeurs de concavité (θ obtenues par les deux méthodes de calculs (s/a et chi). Notez le bon accord entre les valeurs obtenues par ces deux méthodes. La taille des figurés est fonction du taux de surrection et la couleur est fonction du taux de précipitation.	127
IV.35	Exemple de fits réalisés sur les relations pente/aire-drainées des topographies d'équilibre issues des modélisations faites avec un taux de surrection de 20 mm/h. Nous avons utilisé la même méthode pour toutes les relations présentées sur la figure IV.28.	127
IV.36	Evolution des indices de concavité (θ) en fonction du taux de surrection pour le domaine II. La taille du figuré est fonction du taux de précipitation.	129
IV.37	Evolution des indices de concavité (θ) pour le domaine III issus de la compilation des différents diagrammes pente/aire-drainée. La taille du figuré est fonction du taux de précipitation appliqué. Notez la stabilité des valeurs de θ quels que soient les taux de surrection et de précipitation, ou encore la valeur du rapport r	130
IV.38	Evolution des valeurs de concavité θ du domaine IV en fonction des taux de surrection et de pluviométrie, et du water-to-rock ratio (r).	131
IV.39	Exemple de fits obtenus lorsque nous ne distinguons pas les différents domaines du diagramme pente/aire-drainée, comme cela a été réalisé par Lague et al. (2003) ; cf figure IV.6A. Les valeurs d'exposant qui sont calculées de cette façon sont représentées sur la figure IV.40.	132
IV.40	Représentation des valeurs de θ calculées sur l'ensemble de la courbe pente/aire-drainée en considérant les domaines II, III et IV comme un domaine unique (cf figure IV.39).	132

IV.41	Exemple de loi de puissance obtenues sur les relations pente/aire-drainée avant normalisation (en rouge) et après normalisation (k_{sn} , en noir), en considérant un exposant de la loi de puissance fixe (θ_{ref} , lignes noires).	135
IV.42	Evolution des indices de pente k_{sn} en fonction des taux de surrection. Les couleurs des figurés sont fonction des taux de précipitation. (A) Présentation des données en considérant un indice $n=1$; (B) Synthèse des données sur un graphe à l'échelle bilogarithmique	137
IV.43	Synthèse des valeurs de k_{sn} du domaine IV pour chaque gamme de pluviométrie. A gauche les données sont représentées en échelle linéaire, et à droite les mêmes données représentées sur un diagramme bilogarithmique. Le domaine IV n'étant que rarement représenté dans les expériences réalisées avec $P > 120$ mm/h, nous n'avons pas suffisamment de données pour caractériser la relation entre k_{sn} et U pur ces valeurs de pluviométrie.	138
IV.44(A)	Synthèse des données existantes entre k_{sn} et U ou E, pour les systèmes naturels, réalisée par Lague (2014) . La majeure partie des données montre une relation non linéaire avec un exposant ($1/n$) allant de 0,25 à 0,93. Cependant beaucoup d'études montrent un exposant proche de 0,5, soit un indice n proche de 2. (B) Compilation de données entre k_{sn} et U réalisées par D'Arcy et Whittaker (2014) montrant cette fois une relation linéaire, soit $n=1$.	139
IV.45	Evolution des indices de pente k_{sn} en fonction des taux de précipitation. (A) Données représentées en échelle linéaire; (B) Données représentées en échelle bilogarithmique. Les couleurs des figurés sont fonction des taux surrection et la taille est fonction des taux de précipitation.	141
IV.46	Relation entre k_{sn} et P pour des sites d'étude en Italie (D'Arcy et Whittaker, 2014) montrant une relation inverse non linéaire entre ces deux paramètres. Seuls les k_s les plus élevés dans leurs jeux de données ont été utilisés ici (quartile supérieur des valeurs de k_s).	142
IV.47	Evolution des steepness index en fonction du rapport r . Notez la différence d'échelle entre les deux représentations des données. La taille des symboles est fonction des taux de pluviométrie.	142
V.1	Impact d'une augmentation (à gauche) ou d'une diminution (à droite) de pluviométrie sur la dynamique d'un relief expérimental initialement à l'équilibre (steady-state 1), d'après Bonnet et Crave (2003) . Les reliefs étudiés ici sont plus petits que ceux considérés dans cette thèse. Haut : évolution de l'altitude moyenne. Milieu : profils topographiques successifs. Bas : évolution de la vitesse d'érosion.	149
V.2	Comparaison entre les résultats présentés dans le manuscrit de ce chapitre concernant l'hypothèse d'une valeur critique du water-to-rock-ratio (r_c) contrôlant la chenalisation (à gauche) et la compilation des conditions d'observation de ce domaine chenalisé (domaine IV) dans le chapitre IV (à droite; figure IV.31).	175

V.3	Différence de topographie entre deux topographies de l'Himalaya, au Népal et au Boutan (Figure de Adams <i>et al.</i>, 2016). Par rapport au Népal, la topographie du Boutan montre des paléosurfaces reliques soulevées (low-relief landscape) associées à des profils de rivières qui sont caractérisés par la présence de knickpoints importants. Selon Grujic <i>et al.</i> (2006) , le soulèvement de ces paléosurfaces et le développement des knickpoints associés seraient la conséquence d'un soulèvement de surface induit par une chute de pluviométrie.	177
V.4	Relation pente-aire drainée d'une topographie expérimentale montrant la transition entre les domaines III (« unchanneled valley », formée par exemple par des débris flow) et IV (« fluvial channel ») et son expression dans la topographie. Nous proposons dans l'article présenté dans ce manuscrit d'utiliser la valeur d'aire drainée de cette transition (cercle rouge) pour donner une analogie entre les reliefs expérimentaux et la nature en terme de dimension.	178
V.5	Haut : Photographie d'une expérience. Milieu : photographie aérienne d'une topographie de Nouvelle Zélande montrant une très bonne analogie de forme avec les expériences (cliché S. Bonnet). Bas : Vue 3D du MNT d'un bassin versant de cette topographie néo-zélandaise et relation pente-aire drainée correspondante. On observe les mêmes domaines I à IV dans cette topographie comme dans les expériences et les valeurs de concavité des domaines III et IV de cette topographie sont très proches de celles observées dans les expériences (comparer avec la figure V.3 par exemple).	179
VI.1	Exemple de modélisations de paysage réalisées à l'Université du Minnesota (cf chapitre II) et montrant la stabilité générale des lignes de crête des expériences lorsque les précipitations sont homogènes spatialement, quelque soient les valeurs de surrection (U) et du water-to-rock-ratio (r). D'après Reinhardt et Ellis (2015) . 183	
VI.2	Mobilité d'une ligne de partage des eaux induite par un gradient spatial de précipitations. D'après Bonnet (2009)	184
VI.3	Gradient de précipitation Nord-Sud étudié par Bonnet (2009) , perpendiculaire à la principale ligne de partage des eaux, ce qui induit son déplacement (flèches rouges). Dans ce chapitre nous présentons les résultats d'expériences réalisées selon un gradient Ouest-Est dans le but de documenter d'éventuels déplacements des lignes de crête et des réseaux de rivières (flèches jaunes).	184
VI.4	Situation géographique et présentation des principales unités structurales des Pyrénées avec AFB : Bassin d'Aquitaine Foreland, NPFZ, SPFZ : zones de failles des Pyrénées du Nord et du Sud, EFB : bassin de l'Ebre Foreland). Carte des principales unités structurales des Pyrénées. La ligne en pointillés blancs représente la limite administrative de la région Midi-Pyrénées. D'après Lacan (2008)	186
VI.5	Topographie de l'avant-pays nord-pyrénéen montrant l'extension de la zone de migration latérale vers l'Est des cours d'eau et à topographie dissymétrique. La zone d'étude est indiquée en encadré noir sur la carte.	186

VI.6	Vue en perspective 3D d'un secteur de la zone d'étude (approx. 30x30 km) montrant la dissymétrie générale des vallées comme cela s'observe également sur le profil topographique A-B. Les versants exposés à l'Ouest (rives droites des rivières) sont systématiquement plus inclinés que les versants exposés à l'Est (rives gauches).	188
VI.7	Distribution des valeurs de pente de la topographie en fonction de leur orientation pour un chaînon topographique séparant deux vallées de la zone d'étude (chaînon en rouge A). (B) : Histogramme montrant la répartition bimodale des orientations des pentes. Les directions correspondent aux normales des pixels de la topographie. (C) : Rose des vents montrant les valeurs de pente selon leur orientation. (D) : Distribution des azimuts et des pentes des pixels selon un profil Nord-Sud. La taille et la couleur des symboles dépendent de la pente de la topographie.	189
VI.8	Exemple de relation pente aire drainées pour deux bassins versants, les bassins du Gers et de la Baïse, pour lesquels on a séparé les pentes orientées vers l'Est (azimut 1-180) et l'Ouest (azimut 181-360). On observe une relation différente entre les faces orientées vers l'ouest et celles orientées vers l'est pour des aires drainées < 1 km ² . (A) cas du bassin versant du Gers et (B) cas du bassin versant de la Baïse.	190
VI.9	Distribution des terrasses de la Garonne sur le piémont Nord-Pyrénéen, jusqu'en aval de Toulouse (d'après Christophoul et al., soumis).	192
VI.10	Asymétrie des vallées et distribution des terrasses dans la région de Boulogne-sur-Gesse. Les terrasses sont redessinées à partir de la carte géologique au 1/50 000 de Boulogne-sur-Gesse (editions BRGM).	193
VI.11	Vue en perspective (A) MNT et (B) Google Earth d'une partie de la zone d'étude illustrant la dissymétrie des vallées. Notes que les vues sont vers le Sud. Les cercles bleus indiquent les sites de capture fluviale repérés sur la zone d'étude. (C) Vue en perspective (vue vers le Sud) de la carte géologique au 1/50 000 de deux vallées de la zone d'étude montrant l'étagement des terrasses en rive gauche des cours d'eau (à droite sur les images) et la localisation actuelle de ces cours d'eau au pied des versants abrupts en rive droite. La disposition des terrasses implique une migration générale des cours d'eau vers l'Est (côté gauche des images ici). . .	194
VI.12	Exemple de capture observable dans la zone d'étude (capture du Lassarens par L'Arros). La cartographie des terrasses est issue de la carte au 1/50 000 de Tarbes. figure de Al Reda, 2015, Evolution et réorganisation des réseaux hydrographiques du piedmont Nord-Pyrénéen. Mémoire de Master 2, Univ Paul Sabatier).	195
VI.13	figure issue de Fabre (1898) illustrant la dissymétrie de la vallée du Gers. Notez l'indépendance de l'asymétrie avec la structure du substratum constitué de couches sub-horizontales. A gauche, modèle de migration des cours d'eau vers l'Est durant l'incision proposé par Fabre (1898)	195

Table des figures

VI.14	Schéma issu de Stange et al. (2014) montrant la chronologie et la disposition des terrasses de la Garonne (voir aussi figure ??), indiquant la migration du cours d'eau vers l'Est. Selon ces auteurs, cette migration est la conséquence d'un basculement régional lié à une tectonique active contemporaine de la formation des vallées. Si cela était effectivement le cas, les terrasses devraient être basculées vers l'Est, et ce d'autant plus qu'elles sont plus âgées, ce qui n'est pas observé, ou en tout cas pas représenté ici.	196
VI.15	Variation spatiale des précipitations de l'expérience MOD26.	198
VI.16	Profil topographique de l'expérience MOD26 en fin de modélisation. (A) Gradient de précipitation appliqué ; (B) Profil topographique moyen réalisé sur la portion de topographie représentée en pointillées sur le MNT ; (C) Vue photographique de la topographie en fin d'expérience	200
VI.17	Evolution au cours du temps des hauteurs moyennes et maximales de l'expérience MOD26. Les droites en pointillés marquent la variation des taux de surrection. Notez la stabilisation des altitudes moyennes pour chaque taux d'uplift, ce qui indique qu'en moyennes les topographies atteignent l'équilibre. Mais cet équilibre n'est pas parfait puisque les altitudes maximales elles ne se stabilisent pas. Les petits encadrés (A, B, C, D) montrent le détail de l'évolution des hauteurs moyennes au cours du temps et les fits exponentiels réalisés sur ces courbes. . . .	201
VI.18	Topographies successives de l'expérience MOD26 illustrant la migration des principales crêtes et rivières vers l'Est, c'est-à-dire vers le côté le plus aride de l'expérience, ainsi que l'asymétrie de la topographie. A droite sont représentés les profils topographiques moyens de chaque portion de topographies et les indices de pentes moyen des chacune d'elles (steepness index). On montre ici également que les pentes les plus fortes sont corrélées aux principaux versant orientés vers l'ouest.	203
VI.19	Evolution du drainage de l'expérience MOD26 entre trois stades d'évolution à 260 (rouge), 280 (vert) et 300 minutes (bleu). Notez que les rivières se déplacent globalement vers le côté le plus aride. Uplift : 10 mm/h	204
VI.20(A)	: Portions d'un MNT de l'expérience MOD26 (vue vers le nord) présentant deux bassins versant sur lesquels il est possible d'observer une forte asymétrie des vallées. Comme nous pouvons le voir, les versants à regard Ouest (humide) présentent des pentes plus importantes que les versants à regard Est (moins humide). IL en résulte des vallées asymétriques comme illustré par les profils topographiques des deux bassins versants présenté en bas (B). Sur ces profils notez des petits replats sur les versants doux, ce sont des terrasses. Uplift : 10 mm/h	205

VI.21(A) profils topographiques successifs (intervalle de 30 minutes) extraits de l'expérience Manip 14 et bilan d'érosion entre deux stades successifs. En rouge les secteurs où l'érosion est inférieure à l'uplift. Ces zones se soulèvent donc. En bleu les secteurs où l'érosion est supérieure à l'uplift, zones qui s'abaissent donc. On peut noter également que la mobilité se fait dans le sens du gradient de précipitation appliqué et induit une érosion différentielle. (B) Idem pour MOD26 (stade U=10 mm/h ; intervalle de 20 minutes)	206
VI.22 Mécanisme de migration des lignes de crête lié à une érosion différentielle de part et d'autre d'une crête en contexte de surrection.	207
VI.23 Profil moyen d'un secteur de la topographie de MOD 26 (stade U=10 mm/h) à 10 minutes d'intervalle. Chacune des courbes représente la hauteur maximale moyenne (en haut) et la hauteur minimale moyenne (en bas). Deux stades d'évolution pris à 20 minutes d'intervalle sont représentés (rouge : t=230 minutes ; vert : t=250 minutes) ainsi que les points les plus hauts (crêtes) et les plus bas (thalwegs) correspondants. Les ponts hauts et bas d'un stage intermédiaire sont également représentés (triangles bleus : t=240 minutes). Les vitesses de déplacement des crêtes et des thalwegs déterminées à partir du déplacement des points hauts et bas sont indiquées. Pour rappel la migration se fait préférentiellement vers l'Est de la topographie, c'est à dire vers la droite ici.	208
VI.24 Mécanisme de formation d'une topographie asymétrique lié à un contraste de migration latérale entre les crêtes et les vallées.	209
VI.25 Evolution du drainage de l'expérience MOD26 entre trois stades pour des taux de surrection de 15 mm/h (gauche) et 20 mm/h (droite). On peut noter la plus grande stabilité du réseau de drainage par rapport au réseau présenté en figure VI.19 pour U=10 mm/h.	209
VI.26 Exemples d'évolution de profils topographiques d'une portion de la topographie de l'expérience MOD26 pour des taux de surrection de 15 mm/h. L'intervalle de temps entre chaque profil est de 20 minutes sauf pour le graphe en bas à droite (3 minutes). Les précipitations les plus importantes sont à gauche. La mobilité latérale des crêtes est moins systématique que pour des uplifts plus faibles (U=10, figure VI.21). Noter également (Step III) que l'asymétrie s'inverse par rapport à ce qui est observé pour U=10 mm/h (comparer avec la figure VI.21) : les versants exposés aux précipitations les plus importantes sont ceux qui présentent les pentes les plus faibles.	210
VI.27 Profils successifs transverses à un système de crêtes de MOD26 (intervalle de temps entre chaque profil : 5 minutes). Les précipitations les plus fortes sont à gauche. Les couleurs réfèrent aux taux d'uplift (violet 10 mm/h ; orange 15 mm/h ; rose 20 mm/h ; vert : 25 mm/h). Noter l'asymétrie final de la topographie, les versants exposés vers la gauche (précipitations les plus importantes) étant les moins inclinés.	211

Table des figures

VI.28	Photographies successives de l'expérience MOD26. Les précipitations sont maximales à gauche et minimales à droite. Noter que pour les taux d'uplift supérieurs à 10 mm/h, les versants exposés aux précipitations les plus fortes sont les moins inclinés (voir également figure VI.26).	212
VI.29	Exemples de captures observées dans les expériences MOD26 (haut) et manip14 (bas). Les images sont extraites à pas de temps régulier de 10 minutes.	213
VI.30	Modèles de réponse des reliefs à un gradient latéral de précipitations. Noter que la dissymétrie du relief est différente selon que le soulèvement soit faible ou fort.	215
VII.1	Evolution des vitesses d'érosion suite à des chutes de pluviométrie de durées différentes : données (haut) et représentation schématique (bas). Plus la durée de la chute de pluviométrie est longue et plus la réponse érosive (chute de vitesse d'érosion et donc de flux sédimentaire) est décalée dans le temps et d'amplitude faible. On peut ainsi supposer (étoile) qu'une chute de pluviométrie a encore plus long terme que celles testées ici ne produirait pas de signal significatif en terme de variation de vitesse d'érosion.	222
A.1	synthèse des données de hauteurs moyennes d'équilibre en fonction des taux d'Uplift. Les données représentées en étoiles sont issues des études réalisées avec le petit dispositif de Géosciences Rennes pour l'étude de Lague et al. (2003)	226
A.2	synthèse des données de hauteurs moyennes d'équilibre en fonction des taux de précipitation, récoltées dans la littérature (pour les deux tailles de dispositif) et issues des modélisations effectuées pour cette étude. Notez que toutes les données suivent une tendance unique quel que soit l'étude et la taille du dispositif.	226
A.3	Évolution des hauteurs moyennes d'équilibre suivant le rapport "water to rock ratio" (r). Cette figure met en évidence une loi de puissance unique qui décrit relativement bien la décroissance de l'altitude moyenne d'équilibre sous l'effet combinée de la surrection et de la pluviométrie (paramètre r), pour toutes les données.	227

Liste des tableaux

III.1 Synthèse des variabilités (écart-type/moyenne) spatiales et temporelles des précipitations dans les dispositifs de type « fog box »	63
III.2 Synthèse des valeurs de variations spatiales calculées pour les précipitations calibrées dans cette étude. La variation spatiale est obtenue en divisant l'écart type des valeurs mesurées en chaque point, par la moyenne des précipitations. ($V_s = E_c / \langle P \rangle$).	65
III.3 Descriptif technique du dispositif de numérisation des surfaces.	66
III.4 Tableau récapitulatif des paramètres utilisés pour l'expérience de modélisation test.	73
IV.1 Synthèse des expériences réalisées pour cette étude, en ce qui concerne les forçages (P1, P2, Uplift) et les principaux résultats (temps de mise à l'équilibre τ_1 et τ_2 , altitude moyenne à l'équilibre $\langle h \rangle_{ss1}$ et $\langle h \rangle_{ss2}$). Les expériences avec un P2 non nul sont des expériences pour lesquelles la pluviométrie a été diminuée après l'établissement d'un premier état d'équilibre (avec une pluviométrie P1)	97
IV.2 Synthèse des données récoltées dans la littérature et dans la base de données de l'université de Rennes 1.	98
IV.3 Synthèse des différentes valeurs de θ calculées sur l'ensemble des relations pentes-aire drainées, issues de notre compilation des données de la littérature et des modélisations menées dans cette étude.	128
IV.4 Bilan des valeurs d'indices n déterminés dans cette étude suivant les différentes relations et pour les trois gammes de taux de précipitation définis.	145
VI.1 Paramètre appliqués aux elctrovannes pour la calibration des taux de précipitations	197
VI.2 Evolution des taux de surrection appliqués au cours du temps pour la modélisation (MOD26)	198
A.1 Synthèse des données de modélisation réalisées avec le petit dispositif de l'université de Rennes 1	228

Bibliographie

- ADAMS, B., WHIPPLE, K., HODGES, K. et HEIMSATH, A. (2016). In situ development of high-elevation, low-relief landscapes via duplex deformation in the eastern himalayan hinterland, bhutan. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 121(2):294–319.
- ADAMS, J. (1980). Contemporary uplift and erosion of the southern alps, new zealand. *Geological Society of America Bulletin*, 91:1–114.
- ALLEN, P. A. (2006). *Interaction of Weathering and transport Processes in the Evolution of Arid Landscapes, in Landscape Evolution : Denudation, Climate and Tectonics over Different Time and Space Scales.*, chapitre 2, pages 7–28. Geological Society, London, Special publication 296.
- ASHMORE, P. (1982). Laboratory modelling of gravel braided stream morphology. *Earth Surface Processes and Landforms*, 7(3):201–225.
- ASHMORE, P. et GARDNER, J. (2008). Unconfined confluences in braided rivers. *River confluences, tributaries and the fluvial network : London, Wiley Publications*, pages 119–148.
- ASHMORE, P. et PARKER, G. (1983). Confluence scour in coarse braided streams. *Water Resources Research*, 19(2):392–402.
- ASHWORTH, P. J., BEST, J. L., PEAKALL, J. et LORSONG, J. A. (1999). The Influence of Aggradation Rate on Braided Alluvial Architecture : Field Study and Physical Scale-Modelling of the Ashburton River Gravels, Canterbury Plains, New Zealand. *Fluvial Sedimentology VI*, 28:331–346.
- BABAULT, J. (2004). *Dynamique de l ' érosion dans une chaîne de montagnes : Influence de la sédimentation de piedmont . L ' exemple des Pyrénées*. Thèse de doctorat, Université De Rennes.
- BABAULT, J., BONNET, S., CRAVE, A. et VAN DEN DRIESCHE, J. (2005). Influence of piedmont sedimentation on erosion dynamics of an uplifting landscape : An experimental approach. *Geology*, 33(4):301–304.
- BABAULT, J., BONNET, S., DRIESCHE, J. V. D. et CRAVE, A. (2007). High elevation of low-relief surfaces in mountain belts : does it equate to post-orogenic surface uplift ? *Terra Nova*, 19(4):272–277.
- BAND, L. E. (1986). Topographic partition of watersheds with digital elevation models. *Water resources research*, 22(1):15–24.
- BATT, G. E. (2001). The approach to steady-state thermochronological distribution following orogenic development in the Southern Alps of New Zealand. *American Journal of Science*, 301(4-5):374–384.

- BIGI, A., HASBARGEN, L. E., MONTANARI, A. et PAOLA, C. (2006). Knickpoints and hillslope failures : Interactions in a steady-state experimental landscape. *Geological Society of America Special Papers*, 398:295–307.
- BISHOP, P. (2007). Long-term landscape evolution : linking tectonics and surface processes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(3):329–365.
- BONNET, S. (2009). Shrinking and splitting of drainage basins in orogenic landscapes from the migration of the main drainage divide. *Nature Geoscience*, 2(11):766–771.
- BONNET, S. et CRAVE, A. (2003). Landscape response to climate change : Insights from experimental modeling and implications for tectonic versus climatic uplift of topography. *Geological Society of America*, (2):123–126.
- BONNET, S. et CRAVE, A. (2006). Macroscale dynamics of experimental landscapes. *Geological Society, London, Special Publications*, 253(1):327–339.
- BOOKHAGEN, B. et STRECKER, M. R. (2012). Spatiotemporal trends in erosion rates across a pronounced rainfall gradient : Examples from the southern Central Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 327-328:97–110.
- BRAUN, J. (2005). Quantitative constraints on the rate of landform evolution derived from low-temperature thermochronology. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58(1):351–374.
- BRAUN, J. et SAMBRIDGE, M. (1997). Modelling landscape evolution on geological time scale : a new method based on irregular spatial discretization. *Basin Research*, 9:27–52.
- BURBANK, D. W., BLYTHE, a. E., PUTKONEN, J., PRATT-SITULA, B., GABET, E., OSKIN, M., BARROS, a. et OJHA, T. P. (2003). Decoupling of erosion and precipitation in the Himalayas. *Nature*, 426(6967):652–655.
- CALVET, M. (2004). The quaternary glaciation of the pyrenees. *Developments in Quaternary Sciences*, 2:119 – 128. Quaternary Glaciations Extent and Chronology.
- CALVET, M., GUNNELL, Y. et DELMAS, M. (2008). Géomorphogenèse des Pyrénées. *Atlantica édit., Biarritz*, pages 129–143.
- CARRETIER, S., REGARD, V., VASSALLO, R., AGUILAR, G., MARTINOD, J., RIQUELME, R., PEPIN, E., CHARRIER, R., HÉRAIL, G., FARÍAS, M., GUYOT, J. L., VARGAS, G. et LAGANE, C. (2013). Slope and climate variability control of erosion in the Andes of central Chile. *Geology*, 41(2):195–198.
- CASTELLTORT, S., GOREN, L., WILLETT, S. D., CHAMPAGNAC, J.-D., HERMAN, F. et BRAUN, J. (2012). River drainage patterns in the new zealand alps primarily controlled by plate tectonic strain. *Nature Geoscience*, 5(10):744.
- CHAMPAGNAC, J. D., MOLNAR, P., SUE, C. et HERMAN, F. (2012). Tectonics, climate, and mountain topography. *Journal of Geophysical Research*, 117(2).

Bibliographie

- CHORLEY, R., SCHUMM, S. et SUGDEN, D. (1984). *Geomorphology*. London, Methuen.
- CHOUKROUNE, P. (1992). Tectonic evolution of the pyrenees. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 20(1):143–158.
- CLIFT, P. D., WAN, S. et BLUSZTAJN, J. (2014). Reconstructing chemical weathering, physical erosion and monsoon intensity since 25ma in the northern south china sea : a review of competing proxies. *Earth-Science Reviews*, 130:86–102.
- CRAVE, A., LAGUE, D., DAVY, P., KERMARREC, J., SOKOUTIS, D., BODET, L. et COMPAGNON, R. (2000). Analogue modelling of relief dynamics. *Physics and chemistry of the Earth, part A : Solid Earth and Geodesy*, 25(6):549–553.
- CROSBY, B. T. et WHIPPLE, K. X. (2006). Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks : 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. *Geomorphology*, 82(1-2):16–38.
- 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):10087–10,101.
- D'ARCY, M. et WHITTAKER, A. C. (2014). Geomorphic constraints on landscape sensitivity to climate in tectonically active areas. *Geomorphology*, 204:366–381.
- DAUBREE, A. (1879). *Etudes synthétiques de géologie expérimentale*, volume 2. Paris.
- DAVIS, W. (1903). The mountain ranges of the great basin. *Harvard Univ. Mus. Comp. Zoology Bull., Geol. Ser.*, 40(3):129–177.
- DAVY, P. et CRAVE, A. (2000). Upscaling local-scale transport processes in large-scale relief dynamics. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A : Solid Earth and Geodesy*, 25(6-7):533–541.
- DIBIASE, R. A. et WHIPPLE, K. X. (2011). The influence of erosion thresholds and runoff variability on the relationships among topography, climate, and erosion rate. *Journal of Geophysical Research*, 116(4):1–17.
- DOMINGUEZ, S., MALAVIEILLE, J. et LALLEMAND, S. E. (2000). Deformation of accretionary wedges in response to seamount subduction : Insights from sandbox experiments. *Tectonics*, 19(1):182–196.
- DOUGLASS, J. et SCHMEECKLE, M. (2007). Analogue modeling of transverse drainage mechanisms. *Geomorphology*, 84(1-2):22–43.
- DUBOS, N., SOURIAU, A., PONSOLLES, C. et FELS, J.-F. (2003). Étude des effets de sites dans la ville de lourdes (pyrénées, france) par la méthode des rapports spectraux.

- DUVALL, A., KIRBY, E. et BURBANK, D. W. (2004). Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in coastal California. *Journal of Geophysical Research*, 109(F03002).
- ELLIS, G.A., D. A. et ANDERSON, R. (1999). Development of mountainous topography in the basin ranges, usa. *Basin Research*, 11:21–41.
- FABRE, L. (1898). Sur le déplacement vers l'est des cours d'eau qui rayonnent du plateau de lannemezan. *Compte rendu Acad. sci. de Paris*, 127:204.
- FABRE, L. et MARCHAND, E. (1899). Les érosions torrentielles et subaériennes sur les plateaux des Hautes-Pyrénées. *Congrès des sociétés savantes*, Section Sc:181–220.
- FAUCHER, D. (1928). La dixième excursion géographique interuniversitaire. In *Annales de Géographie*, volume 37, pages 74–76. JSTOR.
- FLINT, J. J. (1974). Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. *Water Resources Research*, 10(5):969–973.
- GABET, E. J., PRATT-SITULA, B. A. et BURBANK, D. W. (2004). Climatic controls on hillslope angle and relief in the Himalayas. *Geological Society of America*, (7):629–632.
- GARDNER, T. W. (1983). Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material. *Geological Society of America Bulletin*, 94(5):664–572.
- GODARD, V., BOURLÈS, D. L., SPINABELLA, F., BURBANK, D. W., BOOKHAGEN, B., BURCH FISHER, G., MOULIN, A. et LÉANNI, L. (2014). Dominance of tectonics over climate in himalayan denudation. *Geology*, 42(3):243–246.
- GRAN, K. et PAOLA, C. (2001). Riparian vegetation controls on braided stream dynamics. *Water Resources Research*, 37(12):3275–3283.
- 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, Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc.
- GRAVELEAU, F. et DOMINGUEZ, S. (2008). Analogue modelling of the interaction between tectonics, erosion and sedimentation in foreland thrust belts. *Comptes Rendus Geoscience*, 340:324–333.
- GRAVELEAU, F., HURTREZ, J., DOMINGUEZ, S. et MALAVIEILLE, J. (2011). A new experimental material for modeling relief dynamics and interactions between tectonics and surface processes. *Tectonophysics*, 513(1-4):68–87.
- GRAVELEAU, F., MALAVIEILLE, J. et DOMINGUEZ, S. (2012). Experimental modelling of orogenic wedges : A review. *Tectonophysics*, 538:1–66.

Bibliographie

- GRAVELEAU, F., STRAK, V., DOMINGUEZ, S., MALAVIEILLE, J., CHATTON, M., MANIGHETTI, I. et PETIT, C. (2015). Experimental modelling of tectonics–erosion–sedimentation interactions in compressional, extensional, and strike–slip settings. *Geomorphology*, 244:146–168.
- GRUJIC, D., COUTAND, I., BOOKHAGEN, B., BONNET, S., BLYTHE, A. E. et DUNCAN, C. (2006). Climatic forcing of erosion, landscape, and tectonics in the Bhutan Himalayas. *Geology*, 34(10):801–804.
- GUERIT, L., DOMINGUEZ, S., MALAVIEILLE, J. et CASTELLTORT, S. (2016). Deformation of an experimental drainage network in oblique collision. *Tectonophysics*, 693:210–222.
- GUTSCHER, M.-A., KUKOWSKI, N., MALAVIEILLE, J. et LALLEMAND, S. (1998a). Episodic imbricate thrusting and underthrusting : Analog experiments and mechanical analysis applied to the alaskan accretionary wedge. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 103(B5): 10161–10176.
- GUTSCHER, M.-A., KUKOWSKI, N., MALAVIEILLE, J. et LALLEMAND, S. (1998b). Material transfer in accretionary wedges from analysis of a systematic series of analog experiments. *Journal of Structural Geology*, 20(4):407–416.
- HACK, J. (1957). Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. *USGS Professional Paper 249*, page 97.
- HACK, J. (1960). Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *American Journal of Science*, 258(A):80–97.
- HANCOCK, G. et WILLGOOSE, G. R. (2001a). The interaction between hydrology and geomorphology in a landscape simulator experiment. *Hydrological Processes*, 15(1):115–133.
- HANCOCK, G. et WILLGOOSE, G. R. (2001b). The production of digital elevation models for experimental model landscapes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26(5):475–490.
- HANCOCK, G. 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(12):1321–1334.
- HANCOCK, G. R. et WILLGOOSE, G. R. (2003). A qualitative and quantitative evaluation of experimental model catchment evolution. *Hydrological Processes*, 17(12):2347–2363.
- HANCOCK, G. S. et ANDERSON, R. S. (2002). Numerical modeling of fluvial strath-terrace formation in response to oscillating climate. *Geological Society of America Bulletin*, 114(9): 1131–1142.
- HAREL, M.-A., MUDD, S. et ATTAL, M. (2016). Global analysis of the stream power law parameters based on worldwide 10 be denudation rates. *Geomorphology*, 268:184–196.

- HASBARGEN, L. E. et PAOLA, C. (2000). Landscape instability in an experimental drainage basin. *Geology*, 28(12):1067–1070.
- HASBARGEN, L. E. et PAOLA, C. (2003). How predictable is local erosion rate in eroding landscapes? *Prediction in Geomorphology*, 135:231–240.
- HERMAN, F. et CHAMPAGNAC, J.-D. (2016). Plio-pleistocene increase of erosion rates in mountain belts in response to climate change. *Terra Nova*, 28(1):2–10.
- HERMAN, F., SEWARD, D., VALLA, P. G., CARTER, A., KOHN, B., WILLETT, S. D. et EHLERS, T. A. (2013). Worldwide acceleration of mountain erosion under a cooling climate. *Nature*, 504(423).
- HORTON, R. E. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins ; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological society of America bulletin*, 56(3):275–370.
- HOVIUS, N., . (1996). Regular spacing of drainage outlets from linear mountain belts. *Basin Research*, 8:29–44.
- HOWARD, A. D., DIETRICH, W. E. et SEIDL, M. A. (1994). Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. *Journal of Geophysical Research*, 99(10):13,971–13,986.
- HURTREZ, J., LUCAZEAU, F., LAVÉ, J. et AVOUAC, J. (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.
- HURTREZ, J.-E. (1998). *Analyse géomorphologique des interactions tectonique-érosion dans le système himalayen*. Thèse de doctorat.
- ICOLE, M. (1968). Le Quaternaire de la Gascogne gersoise méridionale : les limons , leur âge et premiers aperçus sur leur pédologie. 5:297–313.
- IJJASZ-VASQUEZ, E. J. et BRAS, R. L. (1995). Scaling regimes of local slope versus contributing area in digital elevation models. *Geomorphology*, 12(4):299–311.
- IJJASZ-VASQUEZ, E. J., BRAS, R. L. et RODRIGUEZ-ITURBE, I. (1993). Hack’s relation and optimal channel networks : The elongation of river basins as a consequence of energy minimization. *Geophysical Research Letters*, 20(15):1583–1586.
- JOHSON, J. P. et WHIPPLE, K. X. (2007). Feedbacks between erosion and sediment transport in experimental bedrock channels. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(January):1048–1062.
- KIRBY, E. et WHIPPLE, K. X. (2012). Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology*, 44:54–75.

Bibliographie

- KIRBY, E., WHIPPLE, K. X., TANG, W. et CHEN, Z. (2003). Distribution of active rock uplift along the eastern margin of the tibetan plateau : Inferences from bedrock channel longitudinal profiles. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 108(B4).
- KIRCHNER, J. W. (1993). Statistical inevitability of horton's laws and the apparent randomness of stream channel networks. *Geology*, 21(7):591–594.
- 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 : Solid Earth*, 101(B2):3361–3386.
- KOSS, J., ETHRIDGE, F. et SCHUMM, S. (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.
- LACAN, P. (2008). *Activité sismotectonique plio-quaternaire de l'ouest des Pyrénées*. Thèse de doctorat, Pau.
- LAGUE, D. (2001). *Dynamique de l'érosion continentale aux grandes échelles de temps et d'espace : modélisation expérimentale, numérique et théorique*. 151 pp., Université de Rennes 1.
- LAGUE, D. (2014). The stream power river incision model : Evidence, theory and beyond. *Earth Surface Processes and Landforms*, 39(1):38–61.
- LAGUE, D., CRAVE, A. et DAVY, P. (2003). Laboratory experiments simulating the geomorphic response to tectonic uplift. *Journal of Geophysical Research*, 108(B1).
- LAGUE, D. et DAVY, P. (2003a). Constraints on the long-term colluvial erosion law by analyzing slope-area relationships at various tectonic uplift rates in the Siwaliks Hills (Nepal). *Journal of Geophysical Research*, 108.
- LAGUE, D. et DAVY, P. (2003b). Constraints on the long-term colluvial erosion law by analyzing slope-area relationships at various tectonic uplift rates in the siwaliks hills (nepal). *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 108(B2).
- LAGUE, D., DAVY, P. et CRAVE, A. (2000). Estimating uplift rate and erodibility from the area-slope relationship : Examples from Brittany (France) and numerical modelling. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A : Solid Earth and Geodesy*, 25(6):543–548.
- LALLEMAND, S. E., MALAVIEILLE, J. et CALASSOU, S. (1992). Effects of oceanic ridge subduction on accretionary wedges : experimental modeling and marine observations. *Tectonics*, 11(6):1301–1313.
- LALLEMAND, S. E., SCHNÜRLE, P. et MALAVIEILLE, J. (1994). Coulomb theory applied to accretionary and nonaccretionary wedges : Possible causes for tectonic erosion and/or frontal accretion. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 99(B6):12033–12055.

- LAURENT, G. (1911). L'armagnac et les pays du gers. In *Annales de Géographie*, volume 20, pages 143–154. JSTOR.
- LAVÉ, J. et AVOUAC, J. P. (2001). Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of central Nepal. *Journal of Geophysical Research*, 106(B11):26,561–26,591.
- MALAVIEILLE, J. (1984). Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués : application aux chaînes de montagnes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 26:129–138.
- MIZUTANI, T. (1998). Laboratory experiment and digital simulation of multiple fill-cut terrace formation. *Geomorphology*, 24(4):353–361.
- MONTGOMERY, D. R. et DIETRICH, W. E. (1992). Channel Initiation and the Problem of Landscape Scale. *Science*, 255(February):826–830.
- MONTGOMERY, D. R. et FOUFOULA-GEORGIU, E. (1994). Channel Network Source Representation Using Digital Elevation Models. *Water Resources Research*, 29(12):3925–3934.
- MONTGOMERY, D.R. et Foufoula-Georgiou, E. (1993). Channel network source representation using digital elevation models. *Water Resources Research*, 29(12):3925–3934.
- MOON, S., PAGE CHAMBERLAIN, C., BLISNIUK, K., LEVINE, N., ROOD, D. et HILLEY, G. E. (2011). Climatic control of denudation in the deglaciated landscape of the Washington Cascades. *Nature geoscience*, 4:469–473.
- MUDD, S. M., ATTAL, M., MILODOWSKI, D. T., GRIEVE, S. W. et VALTERS, D. A. (2014). A statistical framework to quantify spatial variation in channel gradients using the integral method of channel profile analysis. *Journal of Geophysical Research*, 119(2):138–152.
- 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(F4).
- OUCHI, S. (2001). Development of miniature erosion landforms in a small rainfall erosion facility. *Applying Geomorphology to Environmental Management. Water Resources Publications, Fort Collins, CO*, pages 79–92.
- OUCHI, S. (2004a). 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. (2004b). Flume experiments on the horizontal stream offset by strike-slip faults. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29(2):161–173.
- OUCHI, S. (2011). Effects of uplift on the development of experimental erosion landform generated by artificial rainfall. *Geomorphology*, 127(1-2):88–98.
- OUCHI, S. (2015). Experimental landform development by rainfall erosion with uplift at various rates. *Geomorphology*, 238:68–77.

Bibliographie

- PAOLA, C., HELLER, P. L. et ANGEVINET, C. L. (1992). The large-scale dynamics of grain-size variation in alluvial basins, 2 : Application to syntectonic conglomerate. *Basin Research*, 4(2):73–90.
- PAOLA, C., STRAUB, K., MOHRIG, D. et REINHARDT, L. (2009). The “unreasonable effectiveness” of stratigraphic and geomorphic experiments. *Earth-Science Reviews*, 97(1):1–43.
- PARKER, R. (1977). Experimental study of drainage basin evolution and its hydrologic implications. *Hydrology Papers* 90, (90):65.
- 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(1):183–196.
- PENCK, W. (1924). Die morphologische analyse ein kapitel der physikalischen geologie : Engel-horns.
- PERRON, J. T. et ROYDEN, L. (2013). An integral approach to bedrock river profile analysis. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(6):570–576.
- PHILLIPS, L.F. et Schumm, S. (1987). Effect of regional slope on drainage networks. *Geology*, 15(9):813–816.
- RAYMO, M. E. et RUDDIMAN, W. F. (1992). Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature*, 359(6391):117–122.
- 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(6967):645–647.
- REINHARDT, L. et ELLIS, M. A. (2015). The emergence of topographic steady state in a perpetually dynamic self-organized critical landscape. *Water Resources Research*, 51:4986–5003.
- REIS, A. H. (2006). Constructal view of scaling laws of river basins. *Geomorphology*, 78(3):201–206.
- 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(5):447–450.
- RIGON, R., Rodríguez ITURBE, I., R. A., GIACOMETTI, A., MARITAN, A., TARBOTON, D. et RINALDO, A. (1996). On Hack’s law. *Water Resour. Res.*, 32(11):3367–3374.
- RODRIGUEZ-ITURBE, I. et RINALDO, A. (1997). Fractal river networks : chance and self-organization.
- 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 doctorat, Rennes 1.

- ROHAIS, S., BONNET, S. et ESCHARD, R. (2011). Sedimentary record of tectonic and climatic erosional perturbations in an experimental coupled catchment-fan system. *Basin Research*, 24(2):198–212.
- SCHUMM, S., MOSLEY, M. et WEAVER, W. (1987). *Experimental fluvial geomorphology*,.
- SCHUMM, S. A. et COLLINS, F. (1974). Experimental Study of River Incision. (February):257–268.
- SCHUMM, S. A. et PARKER, R. S. (1973). Implications of complex response of drainage systems for Quaternary alluvial stratigraphy. *Nature*, 243(128):99–100.
- SCHUMM, S. A. et REA, D. K. (1995). Sediment yield from disturbed earth systems. *Geology*, 23(5):391–394.
- SINGH, A., REINHARDT, L. et FOUFOULA-GEORGIOU, E. (2015). Landscape reorganization under changing climatic forcing : Results from an experimental landscape. *Water Resources Research*, 51:4320–4337.
- SKLAR, L. et DIETRICH, W. E. (1998). *River longitudinal profiles and bedrock incision models : Stream power and the influence of sediment supply*. Wiley Online Library.
- SMITH, C. E. (1998). Modeling high sinuosity meanders in a small flume. *Geomorphology*, 25(1-2):19–30.
- SNYDER, N. P., WHIPPLE, K. X., TUCKER, G. E. et MERRITTS, D. J. (2000). Landscape response to tectonic forcing : Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *GSA Bulletin*, 112(8):1250–1263.
- SNYDER, N. P., WHIPPLE, K. X., TUCKER, G. E. et MERRITTS, D. J. (2003). Channel response to tectonic forcing : Field analysis of stream morphology and hydrology in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geomorphology*, 53(1-2):97–127.
- SOURIAU, A., SYLVANDER, M., RIGO, A., FELS, J.-F., DOUCHAIN, J.-M. et PONSOLLES, C. (2001). Sismotectonique des pyrenees ; principales contraintes sismologiques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172(1):25–39.
- STANGE, K. M., van BALEN, R. T., KASSE, C., VANDENBERGHE, J. et CARCAILLET, J. (2014). Linking morphology across the glaciofluvial interface : A ^{10}Be supported chronology of glacier advances and terrace formation in the Garonne River, northern Pyrenees, France. *Geomorphology*, 207:71–95.
- STRAHLER, A. N. (1952). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*, 63(11):1117–1142.
- STRAHLER, A. N. (1957). Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 38(6):913–920.

Bibliographie

- STRAK, V. (2012). *L'évolution du relief le long des escarpements de faille normale active : observations, modelisations experimentales et numeriques*. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI.
- STRAK, V., DOMINGUEZ, S., PETIT, C., MEYER, B. et LOGET, N. (2011). Interaction between normal fault slip and erosion on relief evolution : Insights from experimental modelling. *Tectonophysics*, 513(1):1–19.
- SWEENEY, K. E., ROERING, J. J. et ELLIS, C. (2015). Experimental evidence for hillslope control of landscape scale. *Science*, 349(6243):51–53.
- TAILLEFER, F. (1944). La dissymétrie des vallées gasconnes. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 15(3):153–181.
- THIEDE, R. C., BOOKHAGEN, B., ARROWSMITH, J. R., SOBEL, E. R. et STRECKER, M. R. (2004). Climatic control on rapid exhumation along the Southern Himalayan Front. *Earth and Planetary Science Letters*, 222(3-4):791–806.
- TUCKER, G. E. et WHIPPLE, K. X. (2002). Topographic outcomes predicted by stream erosion models : Sensitivity analysis and intermodel comparison. *Journal of Geophysical Research*, 107(0905B910):1–16.
- TUROWSKI, J. M., LAGUE, D., CRAVE, A. et HOVIUS, N. (2006). Experimental channel response to tectonic uplift. *Journal of Geophysical Research*, 111(F3).
- VIAPLANA-MUZAS, M., BABAUT, J., DOMINGUEZ, S., VAN DEN DRIESSCHE, J. et LEGRAND, X. (2015). Drainage network evolution and patterns of sedimentation in an experimental wedge. *Tectonophysics*, 664:109–124.
- von BLANCKENBURG, F. (2005). The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment. *Earth and Planetary Science Letters*, 237(3-4):462–479.
- WHIPPLE, K. X. (2001). Fluvial landscape response time : How plausible is steady-state denudation ? *American Journal of Science*, 301(4-5):313–325.
- WHIPPLE, K. X. (2004). Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32(1):151–185.
- WHIPPLE, K. X. (2009). The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts. *Nature geoscience*, 2(2):97.
- WHIPPLE, K. X., KIRBY, E. et BROCKLEHURST, S. H. (1999). Geomorphic limits to climate-induced increases in topographic relief. *Nature*, 401:39–43.
- WHIPPLE, K. X. et MEADE, B. J. (2006). Orogen response to changes in climatic and tectonic forcing. *Earth and Planetary Science Letters*, 243(1):218–228.

- WILLENBRING, J. K. et JEROLMACK, D. J. (2016). The null hypothesis : globally steady rates of erosion, weathering fluxes and shelf sediment accumulation during late cenozoic mountain uplift and glaciation. *Terra Nova*, 28(1):11–18.
- WILLETT, S. D. (1999). Orogeny and orography : The effects of erosion on the structure of mountain belts. *Journal of Geophysical Research*, 104(B12):28,957–28,981.
- WILLETT, S. D., MCCOY, S. W., PERRON, J. T., GOREN, L. et CHEN, C. Y. (2014). Dynamic reorganization of river basins. *Science*, 343(6175):1248765.
- WILLGOOSE, G. R. (1989). *A physically based channel network and catchment evolution model*. Thèse de doctorat, Massachusetts Institute of Technology.
- WILLGOOSE, G. R., BRAS, R. L. et RODRIGUEZ-ITURBE, I. (1991). A coupled channel network growth and hillslope evolution model : 1. Theory. *Water Resources Research*, 27(7):1671–1684.
- WOBUS, C., WHIPPLE, K. X., KIRBY, E., SNYDER, N., JOHNSON, J., SPYROPOLOU, K., CROSBY, B. et SHEEHAN, D. (2006). Tectonics from topography : procedures, promise, and pitfalls. *Geological Society of America Special Paper*, 398(04):55–74.
- WOOD, L.J., E. F. et SCHUMM, S. (1993). The effect of rate of base-level fluctuation on coastal plain, shelf, and slope depositional systems : an experimental approach. *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*, 18:43–53.

Modélisation expérimentale de la dynamique long-terme des reliefs en réponse aux forçages climatiques et tectoniques

Résumé : Les reliefs continentaux sont des interfaces dynamiques entre la lithosphère et l'atmosphère où interagissent une grande diversité de processus en lien avec la géodynamique interne et la géodynamique externe. Ils sont au cœur de la problématique des interactions entre le climat et la tectonique, dont une meilleure compréhension passe nécessairement par une meilleure appréhension des effets du climat et de ses variations sur la morphologie des reliefs et leur érosion. Nous présentons dans ce travail les résultats d'une étude expérimentale, en laboratoire, de la dynamique des reliefs, sous l'effet de forçages tectoniques (taux de surrection) et climatiques (taux de précipitations).

A partir de l'élaboration d'une base de données conséquente d'expériences réalisées sous des conditions de surrection et de précipitations différentes, nous montrons que les hauteurs moyennes d'équilibre des reliefs, que leur temps de mise à l'équilibre et que leur morphologie déduite d'analyses de type pente-aire drainée sont des fonctions non-linéaires de la surrection, avec un effet des précipitations qui reste à préciser. Nous montrons que l'altitude moyenne d'équilibre des reliefs expérimentaux est contrôlée par le rapport entre taux de précipitation et de surrection (« water-to-rock ratio ») selon une loi non linéaire bien contrainte par plus de 80 données expérimentales.

Le problème de la réponse des reliefs aux variations climatiques a été abordé en considérant l'effet d'une chute de pluviométrie sur un relief initialement à l'équilibre, en considérant différentes durées de chute, à taux de surrection constant. Nous montrons que plus la durée de chute de pluviométrie n'est importante, plus la réponse érosive (chute de vitesse d'érosion) est décalée dans le temps et amoindrie en amplitude. Ce résultat implique que sur les très longues échelles de temps (> quelques Ma), les variations climatiques n'ont probablement que très peu d'impact sur les vitesses d'érosion. Nous montrons également que cette réponse est contrôlée dans nos expériences par un seuil d'érosion.

Nous avons également abordé l'impact de variations spatiales de précipitation sur la mobilité des réseaux de rivières et de crêtes. Nous montrons que de telles variations sont à l'origine d'une dissymétrie des vallées et d'une migration des réseaux de drainage qui peuvent aboutir à des captures entre bassins versants. Ces phénomènes observés dans les expériences sont tout à fait cohérents avec les caractéristiques géomorphologiques des vallées du piedmont nord-pyrénéen. Ces différents résultats mettent en évidence le rôle du climat, en l'occurrence les précipitations, sur la dynamique à long-terme des surfaces topographiques.

Mots clés : Géomorphologie, érosion, modélisation, climat, uplift

Experimental modeling of the log-term dynamique of reliefs in reponse to climatic and tectonic forcings

Abstract : Continental reliefs are dynamic interfaces between the lithosphere and the atmosphere where a great diversity of processes interact with internal geodynamics and external geodynamics. They are at the essence of the problem of interactions between climate and tectonics. A better understanding of this interactions suggests a better understanding of effects of climate and its variations on the morphology of the landforms and their erosion. We present in this work the results of an experimental study in laboratory of the dynamics of the reliefs, under the effect of tectonic forcing (uplift rate) and climatic (rainfall rate).

From the development of a consistent database of experiments carried out under different conditions of uplift and precipitation, we show that the mean steady-state of the reliefs, their update time and their morphology, deduced from slope-area analyzis, are non-linear functions of the uplift, with a rainfall effect that needs to be specified. We show that the mean equilibrium altitude of the experimental landscape is controlled by the ratio between rainfall and uplift “water-to-rock ratio”, according to a nonlinear law constrained by more than 80 experimental data.

The problem of the response of reliefs to climatic variations was approached by considering the effect of a decrease of rainfall rate on a landscape initially at steady-state, considering different durations of the decrease, with constant rate of rise. We show that more the deacresing of rainfall lasts in time, , more the erosive response (erosion rate) is shifted in time and decreases in amplitude. This result implies that over very long time scales ($>$ a few Ma), climatic variations probably have very little impact on erosion rates. We also show that this response is controlled in our experiments by an erosion threshold.

We also discussed the impact of spatial rainfall variations on the mobility of river and ridge networks. We show that such variations leads to a dissymmetry of the valleys and a migration of the drainage networks, which can cause catches between catchments. These phenomena observed in the experiments are in agreement with the geomorphological characteristics of the valleys of the north-Pyrenean piedmont.

These results highlight the role of climate, in this case precipitation, in the long-term dynamics of topographic surfaces.

Keywords : Geomorphology, erosion, modeling, climate, uplift
