HAL open science

Interactions géomorphologiques et sédimentaires entre bassin versant et piémont alluvial. Modélisation numérique et exemples naturels dans les Andes.

Emilie Pepin

To cite this version:

Emilie Pepin. Interactions géomorphologiques et sédimentaires entre bassin versant et piémont alluvial. Modélisation numérique et exemples naturels dans les Andes.. Planète et Univers [physics]. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2010. Français. NNT : . tel-00557528

HAL Id: tel-00557528

https://theses.hal.science/tel-00557528

Submitted on 19 Jan 2011

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

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

Université de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par *:*
l'Université Toulouse III - Paul Sabatier
Discipline ou spécialité :
Géomorphologie

Présentée et soutenue par
Emilie PEPIN
Le *Mardi 30 novembre 2010*

Titre :
Interactions géomorphologiques et sédimentaires entre bassin versant et piémont alluvial. Modélisation numérique et exemples naturels dans les Andes

---

JURY

Stéphane Bonnet,	*Maître de conférences, U. Rennes I-Géosciences Rennes*	*(Rapporteur)*
Jean Braun,	*Professeur, U. Joseph Fourier- LGCA, Grenoble*	*(Rapporteur)*
Joseph Martinod,	*Professeur, U. Paul Sabatier-LMTG, Toulouse*	*(Examinateur)*
Lionel Siame,	*Maître de conférences, U. Aix Marseille III-CEREGE*	*(Examinateur)*
Sébastien Carretier,	*Chargé de recherches, IRD, Toulouse*	*(Directeur de Thèse)*
Gérard Hérail,	*Directeur de recherches, IRD, Toulouse-Lima*	*(Directeur de Thèse)*
Jean-Loup Guyot,	*Directeur de recherches, IRD, Toulouse-Brasilia*	*(Invité)*

Ecole doctorale : *Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E)*
Unité de recherche : *LMTG*
Directeur(s) de Thèse : *S. Carretier et G. Hérail*
Rapporteurs : *S. Bonnet, J. Braun*

Remerciements

Cette page sera surement trop courte pour remercier toutes les personnes rencontrées, croisées, côtoyées et aimées durant ces trois années de thèse. Il faut cependant bien se limiter, au moins en espace sur une feuille blanche car je pense et j'espère que ceux qui seront oubliés ou à peine nommés ne m'en voudront pas et savent toute l'estime que j'ai pour eux. Je commencerai donc par les deux "personnages" qui m'ont donné l'envie, dans une petite casita verde, de tenter cette aventure. Pascalito et Jean Loup, merci pour votre disponibilité, votre accueil et votre humanité. Une petite pensée pour la petite Elisa, la courageuse Angela et pour le Peruano n°1.

Je remercie bien entendu chaleureusement mes deux directeurs de thèse, Gérard et Sébastien qui m'ont formée avec grande patience à la géomorphologie et à la recherche. Merci pour votre soutien. Un merci particulier à la famille Carretier pour son accueil au Chili. Merci également à Joseph pour sa disponibilité au LMTG. Je n'oublie pas de remercier Christelle et Vincent pour mon initiation au complexe monde de la chimie ainsi que "Juanito" Vargas pour m'avoir patiemment enseigné à préparer mes échantillons au Chili.

J'ai également une pensée pour tous les étudiants et collègues côtoyés dans les bureaux du LMTG ou de l'Université du Chili, Jean Seb pour les pauses café, Gaëlle pour les petites infos toujours utiles. Une spéciale dédicace à toute la belle bande de "mastres" qui égaye toujours autant mon quotidien à Toulouse. Surtout ne changez rien ! Merci les gars : Choub, Willi, Rominou, Braïce, Wayne, Grenvez, Guich', Jean Pat, Maxou, Cyssou, Marco, Croucrou,... et merci les filles : Dinoune, Sarah, miss France, Pupuce, Mélanie, Fédé, Jungle... La famille Grigoli et Camille ont également allégé avec bonne humeur mon quotidien durant ces derniers mois de thèse et je les en remercie.

Un GRAND merci à Marcia pour m'avoir accueillie sous son toit, cette thèse et mes séjours au Chili n'auraient surement pas été les mêmes sans notre belle rencontre. J'ai également une chaleureuse pensée pour la jolie Carola toujours disponible et attentionnée. Un grand merci à toute la famille Muñoz-Gomez qui m'a adoptée pendant ces 15 mois passés au Chili ainsi qu'à Reynaldo et Diana pour leur accueil à l'Université. Reynaldo, merci de m'avoir fait découvrir la Géologie et les Andes. Gracias a todos queridos chilenos !

Enfin, bien entendu, cette page ne pourrait être tournée sans un grand merci à ma famille. Particulièrement mes parents et mon frère qui ont toujours été là pour me soutenir, m'encourager et me motiver. Ma dernière pensée revient à mon soleil de tous les jours. Merci pour ta patience durant mes longues absences, pour ton soutien inégalé et pour ta bonne humeur.

Financements

Ces trois années de thèse ont été financées par une allocation de recherche du ministère de l'enseignement supérieur et de la recherche.

L'ANR "ANDES" (ANR-06-JCJC-01100) et l'IRD ont financé la préparation des échantillons de ^{10}Be. Le "Regimiento de Infantería de Montaña 11" à Tupungato nous a cordialement donné accès au terrain d'entraînement militaire que constitue la majeur partie du piémont de Las Tunas. L'IRD ainsi qu'une bourse d'aide à la mobilité de l'Université Paul Sabatier (Toulouse) ont financé une partie des séjours au Chili.

Merci à l'IRD Chili, au département de géologie de l'Université du Chili à Santiago du Chili, et au LMTG à Toulouse de m'avoir accueillie durant cette thèse.

Résumés

Français

Les incisions d'un paysage, formant généralement des terrasses, sont interprétées comme les marqueurs de changements climatiques ou tectoniques passé, de variations de niveau de base ou de rétroactions propres au système. Cette thèse propose de préciser leur interprétation en étudiant un système montagne-piémont. Une étude utilisant le modèle numérique CIDRE, a montré que des incisions autogéniques (sans changement climatique ou tectonique) se développaient dans le système s'il existait un seuil de transport non négligeable et une condition aux limites aval correspondant à une rivière transversale. Les incisions se propagent de l'apex du piémont vers l'aval et vers l'apex de la montagne. Les rétroactions avec la montagne sont d'autant plus importantes que le piémont est long. Le couplage montagne-piémont induit une réponse simple ou complexe du système à un changement climatique selon l'intensité de ce dernier. L'étude de cas naturels a montré que les taux d'érosion actuels des bassins versants au Chili sont essentiellement contrôlés par les débits moyens et des seuils de couverture végétale et de pente moyenne. Le système montagne-piémont de Las Tunas (Sud de Mendoza, Argentine) est incisé en trois niveaux terrasses. La géométrie des terrasses et leur continuité depuis le piémont jusqu'à la Cordillère sont précisées par nos données GPS. Elles attestent des fortes interactions entre montagne et piémont. Les analyses ^{10}Be montrent que les incisions sont reliées aux cycles glaciaires-interglaciaires. Enfin, les profils de ^{10}Be versus profondeur montrent une remobilisation des terrasses (faiblement pentées et déconnectées) sur plus de deux mètres de profondeur.

Anglais

Geomorphologic and sedimentary interactions between foreland and mountain catchments : numerical models and Andean natural case studies.

Climatic or tectonics changes, base level variation or natural feedbacks markers can be interpreted from terraces formed by landscapes entrenchments. This study provides improved entrenchment interpretation by focussing on a mountain catchments-foreland system. Two necessary conditions for permanent autogenic entrenchment (without climate or tectonic changes) in a catchment-fan system are defined using the CIDRE digital model. These include a significant transport threshold (critical shear stress) and a downstream boundary condition corresponding to a transversal river. The entrenchments propagate from the fan apex both upstream to mountain divides and downstream to the fan base. The strength of feedback with the mountain catchments is dependent on the size of the foreland. This relationship between mountain and foreland is responsible for simple or complex responses to the degree of climatic change perturbations. Natural cases studies show that the current erosion rates of Chilean catchments are essentially controlled by mean runoff rates combined with mean slope and plant cover thresholds. The mountain catchment-fan system of Las Tunas (Argentina) has been strongly entrenched in three main terraces levels. Terrace geometry and continuity from foreland to mountain have been detailed by our kinematic GPS study proving strong relationships between mountain and foreland. ^{10}Be studies has revealed two significant results : (1) entrenchments are correlated glacial-interglacial cycles and (2) ^{10}Be concentration versus depth profiles show that terrace remobilization (plane and disconnected surfaces) occurs down to two meters of depth.

Keywords : catchment-fan system, erosion rate, autogenic entrenchment, climate, cosmogenic ^{10}Be

Table des matières

Remerciements **iii**

Résumés **v**

Introduction générale **1**

1 État de l'art **7**
1.1 Les processus de transport et d'érosion 8
1.1.1 Classification des processus 8
1.1.2 Prise en compte des échelles d'espace et de temps 12
1.2 Les moteurs d'incision et de transport 17
1.2.1 Les moteurs principaux 17
1.2.2 Les lois physiques 22
1.3 Le système montagne-piémont 25
1.3.1 Etudes sur les bassins versants montagneux 25
1.3.2 Le piémont 26
1.3.3 Le couplage montagne-piémont 31

Approche numérique **36**

2 Dynamique érosive dans un système montagne-piémont : Incision sans changement climatique ou tectonique. **39**
2.1 Résumé de l'article 40
2.2 Article publié dans le journal Geomorphology 41

3 Compléments et illustrations des interactions montagne-piémont **57**
3.1 Introduction 58
3.2 Dynamique sédimentaire d'un piémont unique 58
3.2.1 Présentation 58

3.2.2 La dynamique du piémont unique 59
3.2.3 Prise en compte de l'érosion latérale 63
3.2.4 Conclusion 65
3.3 Evolution d'un système avec une topographie initiale marquée 67
3.4 Influence du maillage 68
3.5 Impact des changements des paramètres externes depuis un état d'équilibre 71
3.5.1 Changement de l'intensité du soulèvement 72
3.5.2 Changement de l'intensité des précipitations 73
3.5.3 Conclusion 76
3.6 Illustration : Effet du piémont sur l'asymétrie d'une chaîne de montagne 78
3.6.1 Symétrie de la chaîne de montagne 78
3.6.2 Asymétrie de la chaîne de montagne 81
3.6.3 Conclusion 86
3.7 Influence d'un pli frontal situé sur le bord sud du piémont 87

Interaction montagne-piémont : Exemples naturels 91

4 Taux d'érosion actuels des rivières Andines du Chili : Corrélation avec le climat, la pente et la végétation 93
4.1 Résumé de l'article 94
4.2 Article publié dans le journal *Hydrological Sciences Journal* 95

5 Cas naturel : Etude du système montagne-piémont de Las Tunas, Argentine 113
5.1 Introduction de l'étude 114
5.2 Climat 115
5.3 Cadre structural général 115
5.3.1 Histoire tectonique régionale 117
5.3.2 Structures du piémont 121
5.3.3 Stratigraphie du piémont au niveau de l'anticlinal Jaboncillo . . 123
5.4 Déformation du piémont depuis 2 Ma 124
5.5 Etude géomorphologique du système montagne-piémont de Las Tunas 127
5.5.1 Données et méthodes 127
5.5.2 Présentation générale 129
5.5.3 Organisation du piémont 131
5.5.4 Relations géomorphologiques entre montagne et piémont 138
5.6 Datations par les isotopes cosmogéniques et l' Ar/Ar 148

5.6.1 Données et méthodes 148
5.6.2 Résultats et analyses géochronologiques 155
5.7 Résumé et interprétation 174
5.8 Discussion 177
5.8.1 Contrôle climatique 177
5.8.2 Taux de surrection moyens 180
5.9 Conclusion 183

6 Géomorphologie générale de las Tunas et ses environs 187
6.1 Introduction 188
6.2 Localisation des bassins versants 188
6.3 Profils en long 192
6.4 Diagrammes pente-aire drainée 195
6.5 Hypsométries 199
6.6 Topographie et limite ELA 201
6.7 Conclusion 205

Conclusions générales et perspectives 207

Bibliographie 214

Liste des tables et figures 237

Annexe 259

Introduction générale

Introduction

L'évolution géomorphologique des systèmes composés d'un bassin versant montagneux et de son piémont est contrainte par de fortes interactions entre les deux parties du système [i.e., *Humphrey et Heller*, 1995; *Babault* et al., 2005; *Carretier et Lucazeau*, 2005; *Densmore* et al., 2007]. Ainsi, les bassins versants montagneux exercent un contrôle sur les flux d'eau et de sédiments entrant dans les piémonts. Ce contrôle dépend des caractéristiques (aire drainée, lithologie etc...) de chaque bassin versant. Le piémont exerce quant à lui, un contrôle important sur la dynamique du bassin versant notamment sur ses temps de réponse en influant sur le niveau de base de la montagne.

Bien que l'existence de telles interactions soit étayée théoriquement, les études géomorphologiques s'intéressant à la dynamique des montagnes prennent peu en compte l'évolution du piémont comme moteur d'évolution de la montagne. D'un autre coté, les sédimentologues cherchant à distinguer des changements climatiques ou tectoniques passés à partir des caractéristiques des séries sédimentaires dans les piémonts, se sont jusqu'à il y a une dizaine d'années assez peu intéressés à l'état transitoire de la montagne. Le fait de sous-estimer la portée de ces interactions montagne-piémont provient notamment de la difficulté d'identification des facteurs les contrôlant et des marqueurs les révélant en continu depuis le piémont jusqu'à l'intérieur de la montagne. En effet, dans les cas naturels, de telles interactions ont pu être effacées par l'évolution du paysage (érosion, sédimentation) et elles sont parfois difficilement détectables.

Très récemment, la terminologie "source to sink" est apparue en géomorphologie. Celle-ci atteste de la prise en compte des déphasages entre les forçages externes (climat, tectonique) et la réponse du système (érosion et transport) depuis le bassin versant montagneux ("source") jusqu'au bassin sédimentaire ("sink") [i.e., *Castelltort et van den Driessche*, 2003]. On peut ainsi se demander sous quelles conditions un changement tectonique ou climatique dans la montagne engendre une réponse de faible ampleur mais de longue durée dans le piémont ou au contraire une réponse de type impulsion, intense mais rapide dans le temps.

Dans l'étude et la compréhension de l'évolution des paysages, caractériser et évaluer les interactions entre montagne et piémont reste un enjeu de grande importance en géomorphologie comme en sédimentologie. En effet, la compréhension de l'intensité et de la dynamique des ces interactions permettra de discerner au plus

juste les effets du climat et de la tectonique dans la topographie des montagnes et la stratigraphie des bassins.

Objectifs et problématique

La grande question motivant ces travaux de thèse ayant pour thème les interactions entre bassin versant montagneux et piémont alluvial peut être définie par :

Qu'est ce qui influence la dynamique géomorphologique et l'érosion d'un système composé d'un bassin versant montagneux et son piémont ?

- Est-ce le climat ? La tectonique ?
- Des paramètres tels que la topographie ou la végétation et la lithologie dans le bassin versant montagneux jouent-ils un rôle ?
- Est-ce l'évolution du piémont lui-même qui force l'évolution du niveau de base de la montagne ? Est-ce une organisation auto-cyclique ?
- Est-ce une combinaison de tout cela ?

Les objectifs de ce travail sont donc de :

- Comprendre comment s'organisent les interactions montagne-piémont, en évaluant notamment les conditions de déclenchement et d'évolution des incisions et phases de dépôt affectant la montagne et le piémont ainsi que leur intensité, leur propagation et leur chronologie.

- Comprendre quelles sont les variables du système contrôlant de telles incisions, et ainsi apporter des éléments de réponse aux questions concernant les facteurs d'évolution des systèmes montagne-piémont.

Démarche

Les objectifs et la problématique relatifs à ces travaux de thèse sont abordés sous deux angles différents. Les deux approches sont complémentaires et permettent ainsi d'enrichir la discussion autour des interactions entre montagne et piémont.

Le premier angle d'étude, qui constitue la première partie du manuscrit est une approche numérique, réalisée avec le modèle numérique CIDRE [*Poisson et Carretier*, 2007; *Carretier* et al., 2009a]. Elle permet d'étudier les interactions géo-

morphologiques entre montagne et piémont sous l'aspect des relations physiques entre les différentes variables du système. Les sensibilités du système à différents paramètres sont dégagées et évaluées.

Le deuxième angle d'approche qui constitue la deuxième partie du manuscrit, s'organise autour de l'analyse d'exemples naturels. Il est l'occasion d'évaluer plus particulièrement le rôle du climat comme moteur d'interactions entre montagne et piémont, dater les formes et mesurer le temps nécessaire à leur constitution, et permet également de replacer ces travaux de thèse dans un contexte réel.

Organisation du manuscrit

Le chapitre 1 présente un rapide état des connaissances. Il expose notamment les relations connues entre montagne et piémont.

Il est suivi de la première partie, dédiée à l'approche numérique et divisée en deux chapitres.

- Le chapitre 2 présente les conditions nécessaires aux incisions les plus simples d'un système montagne-piémont : les incisions autogéniques, qui ont lieu sans aucun changement des paramètres externes. Ce chapitre est également l'occasion d'apporter des précisions sur la propagation des incisions dans le système, ainsi que les conséquences de telles incisions sur la dynamique érosive du système.

- Le chapitre 3 est un chapitre complémentaire au chapitre précédent. Il apporte plus de précisions sur la modélisation et traite des cas de figures mettant en jeu les incisions autogéniques précédemment étudiées.

La deuxième partie, dédiée à l'approche naturaliste est divisée en trois chapitres.

- Le chapitre 4 concerne l'étude des taux d'érosion actuels au Chili. Le but de ce chapitre est d'évaluer les variables contrôlant les taux d'érosion actuels des versants montagneux. En effet, afin d'étudier les interactions entre montagne et piémont dans des cas naturels, il apparait nécessaire de distinguer au premier ordre les variables exerçant une influence importante sur l'érosion des bassins versants et donc l'apport des sédiments dans le piémont. L'exemple du Chili est intéressant car ce territoire est soumis un fort gradient climatique

du Nord au Sud. Ce chapitre explicite donc les corrélations existantes entre le taux d'érosion actuel du Chili, le climat, la pente et la végétation.

- Le chapitre 5 présente l'étude du système montagne-piémont de Las Tunas en Argentine. Ce système est fortement incisé et caractérisé par l'étagement des topographies. L'objectif du chapitre est d'étudier les incisions pour en déduire d'une part l'intensité des interactions montagne-piémont, d'autre part le(s) facteur(s) responsable(s) de telles incisions.

- Le chapitre 6 complète l'étude sur le système montagne-piémont de Las Tunas. Il livre une analyse géomorphologique régionale et permet de préciser les relations entre les incisions du système, le climat et la morphologie du bassin versant.

Enfin, les conclusions générales suivies de perspectives sont proposées.

Chapitre 1

État de l'art

Sommaire

1.1 Les processus de transport et d'érosion 8

1.2 Les moteurs d'incision et de transport 17

1.3 Le système montagne-piémont 25

1.1 Les processus de transport et d'érosion

Les différentes formes de relief visibles dans la nature (voir par exemple la figure 1.1) reflètent la complexité des **processus** qui régissent l'évolution des paysages. Ceux-ci sont responsables des transferts de masse à la surface de la Terre et permettent donc son **érosion** ainsi que **le transport** et **le dépôt** des débris fournis.

1.1.1 Classification des processus

Ces processus peuvent être classés par rapport à la nature de leur action sur le paysage (érosion mécanique, altération chimique). Il est également possible de les répertorier en fonction de leur intensité et récurrence (transport sédimentaire dû à un évènement catastrophique ou continu). Les géomorphologues distinguent aussi les processus du domaine chenalisé, c'est à dire propres aux rivières et les processus du domaine non-chenalisé propres aux versants [*Lague*, 2001]. La grande variété de ces classifications atteste du grand nombre de problématiques et d'angles d'études que soulève l'évolution des paysages.

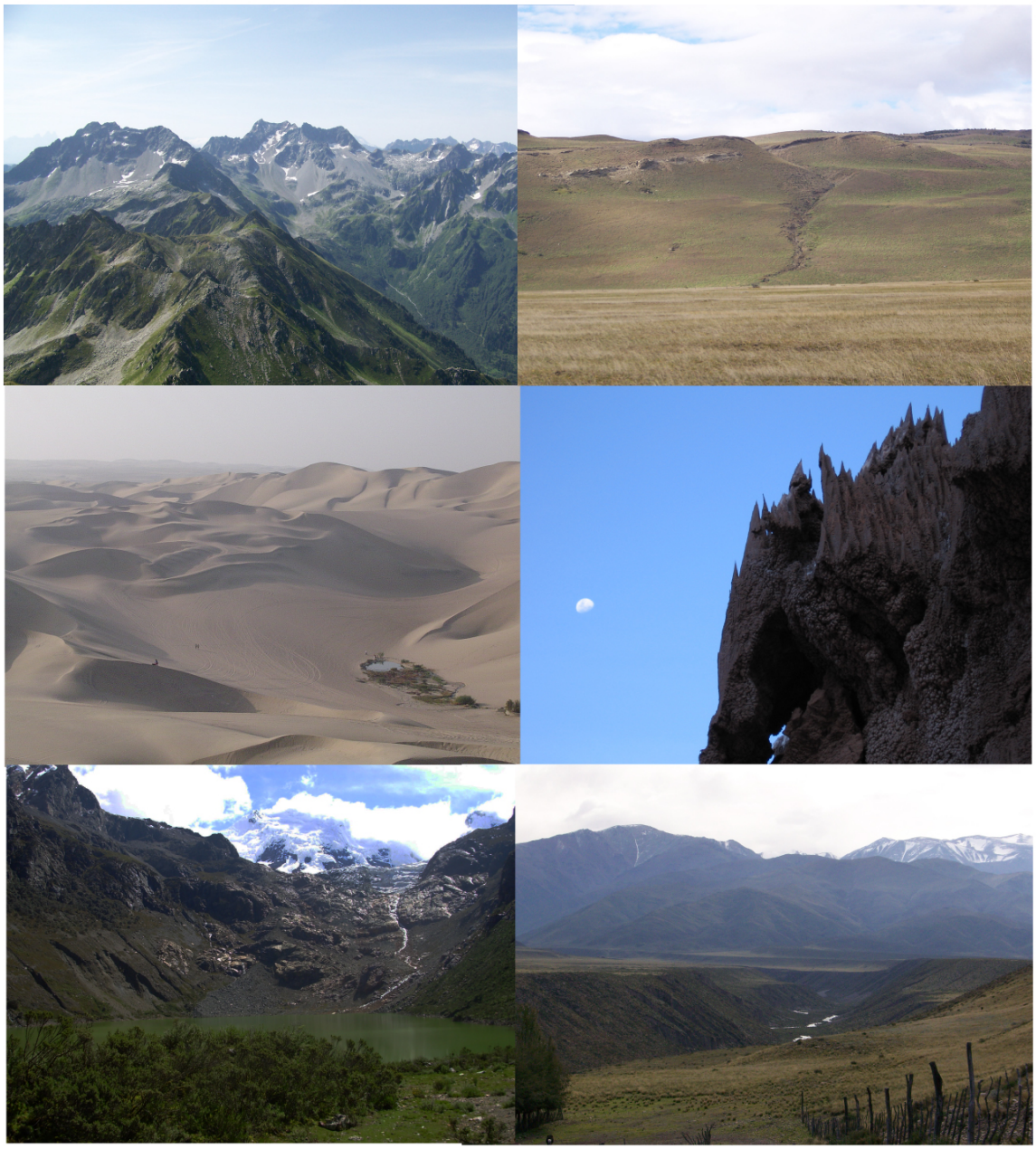


FIGURE 1.1 – *Différents types de paysages. De gauche à droite et de haut en bas : Les Grands Moulins, (Isère, France) dont l'érosion est dominée par des détachements et chutes de blocs. Un anticlinal dans le Parc national Torres del Paine, (Patagonie, Chili) dont l'érosion est dominée par des processus non chenalisés de type diffusion. Les dunes de Huacachina (Sud du Pérou) érodées par des processus éolien et gravitaire. Un conglomérat de la vallée de la Luna (San Pedro de Atacama, Chili) sculpté par le vent. Erosion glaciaire à Huaraz (Nord du Pérou). Piémont alluvial de Las Tunas (Tupungato, Argentine) incisé par le rio las Tunas. Photographies E. Pepin (2006 à 2009)*

Dans le cadre des travaux présentés dans cette thèse, la distinction entre domaine chenalisé ou non a l'avantage de tenir compte des différentes échelles de temps et d'espace qui caractérisent chaque processus.

En effet, les processus du domaine chenalisé, tels que le transport de matières en suspension, dissoutes ou le transport de fond, peuvent être caractérisés par un transport rapide, sur une longueur de transport importante alors que les rivières ne concernent qu'une petite portion (10 %) des paysages. A titre d'exemple on peut citer les rivières des grands bassins versants tels que l'Amazone transportant des sédiments en suspension ou dissouts sur plusieurs milliers de kilomètres. La figure 1.2 illustre également le transport de sédiments en suspension et de charge de fond du rio Urubamba pendant la période des pluies.

FIGURE 1.2 – *Rio Urubamba au Pérou. La couleur café des eaux atteste de la grande charge de sédiments en suspension transportée par cette rivière de montagne en période des pluies. Sur la rive, des galets forment le lit mineur de la rivière. Leur transport vers l'aval est plus lent. Photographie J. Boucharel (2006)*

FIGURE 1.3 – *Glissement de terrain à Cecil Lake (Canada Britanique) : Photographie Réjean Couture (2001)*

Les processus du domaine non-chenalisé (diffusion, ruissellement, reptation, glissements de terrain) sont quant à eux étendus (les versants représentent 90 % des paysages) et généralement caractérisés par des échelles de temps plus longues, et des distances plus courtes. La figure 1.3 présente par exemple un glissement de terrain à Cecil Lake s'étendant sur plusieurs dizaines de mètres.

Cette classification n'est évidemment pas rigide, il existe par exemple des processus plus ou moins chenalisés dont la longueur de transport est importante tels que les avalanches de débris entre autres.

1.1.2 Prise en compte des échelles d'espace et de temps

a - Informations livrées par l'étude des échelles spatiales

Les relations entre domaine chenalisé ou non et échelle spatiale ont été mises en évidence par des études développant des diagrammes de type pente-aire drainée [*Montgomery et Foufoula-Georgiou*, 1993; *Sklar et Dietrich*, 1998; *Lague et Davy*, 2003]. La figure 1.4 présente ces diagrammes. Il est possible, d'une part de relier les différents domaines de la courbe à différents processus ou tout du moins leur caractère chenalisé ou non ; d'autre part, sur certains domaines de la courbe, des corrélations entre pente S et aire drainée A du type $S = CA^{\alpha}$ existent. Les constantes C et α livrent des informations géomorphologiques sur le bassin versant considéré (concavité, seuil d'aire caractéristique des différents processus, loi d'érosion, etc..)

b - Les temps de réponse du paysage : plusieurs échelles temporelles simultanées

La dimension temporelle des différents processus modelant le paysage a été largement évoquée en terme de temps de réponse. Ainsi des travaux comme ceux de *Carretier et Lucazeau* [2005]; *Allen* [2006] ont indiqué tout l'enjeu que constitue la prise en compte de processus agissant au même instant mais dont le temps de réponse était différent. La figure 1.5 schématise les différents temps de réponse impliqués dans l'évolution d'un paysage composé d'une chaine de montagne et d'un piémont.

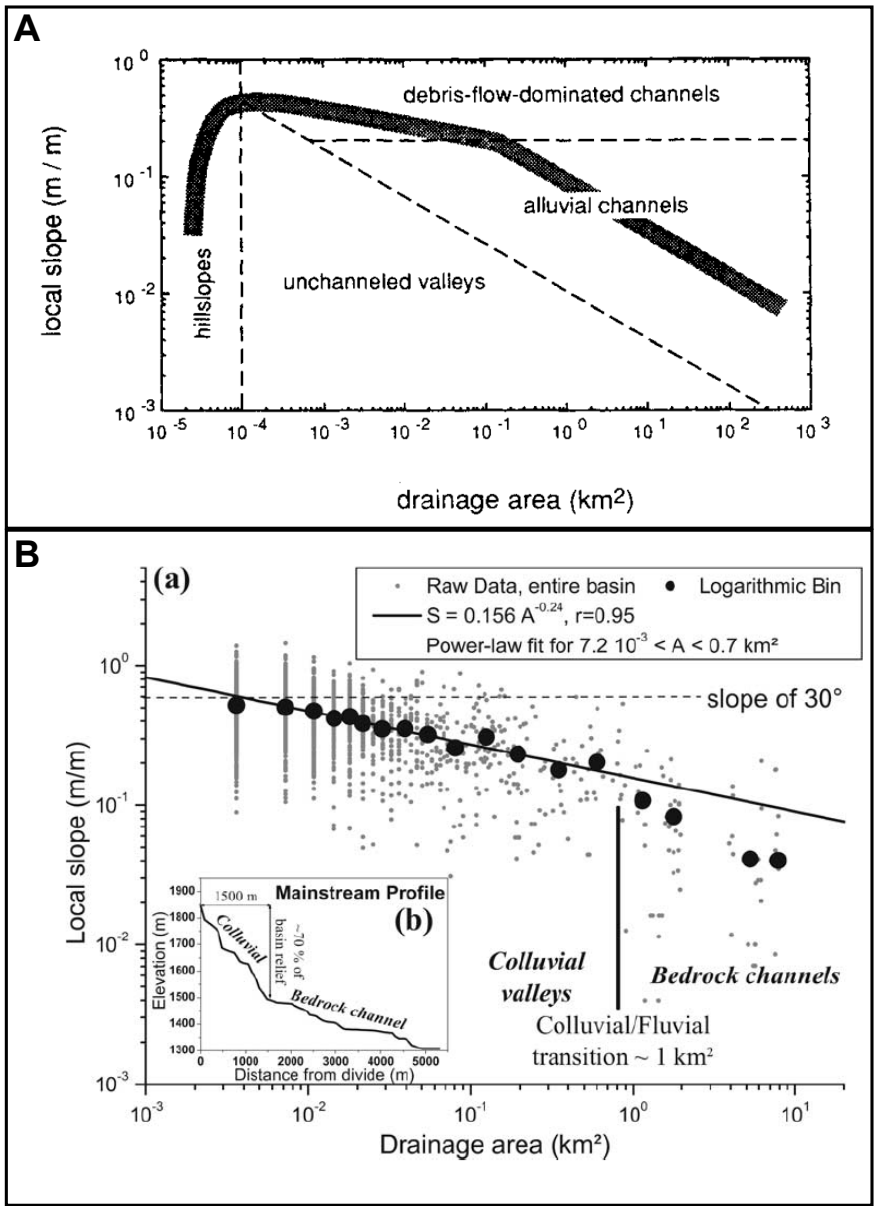


FIGURE 1.4 – *Diagrammes pente-aire drainée : A. Division du diagramme en fonction des différentes zones chenalisées ou non du bassin versant selon Montgomery et Foufoula-Georgiou [1993]. B. Exemple d'application sur un des bassins versants du Silwalik (Nepal) par Lague et Davy [2003].*

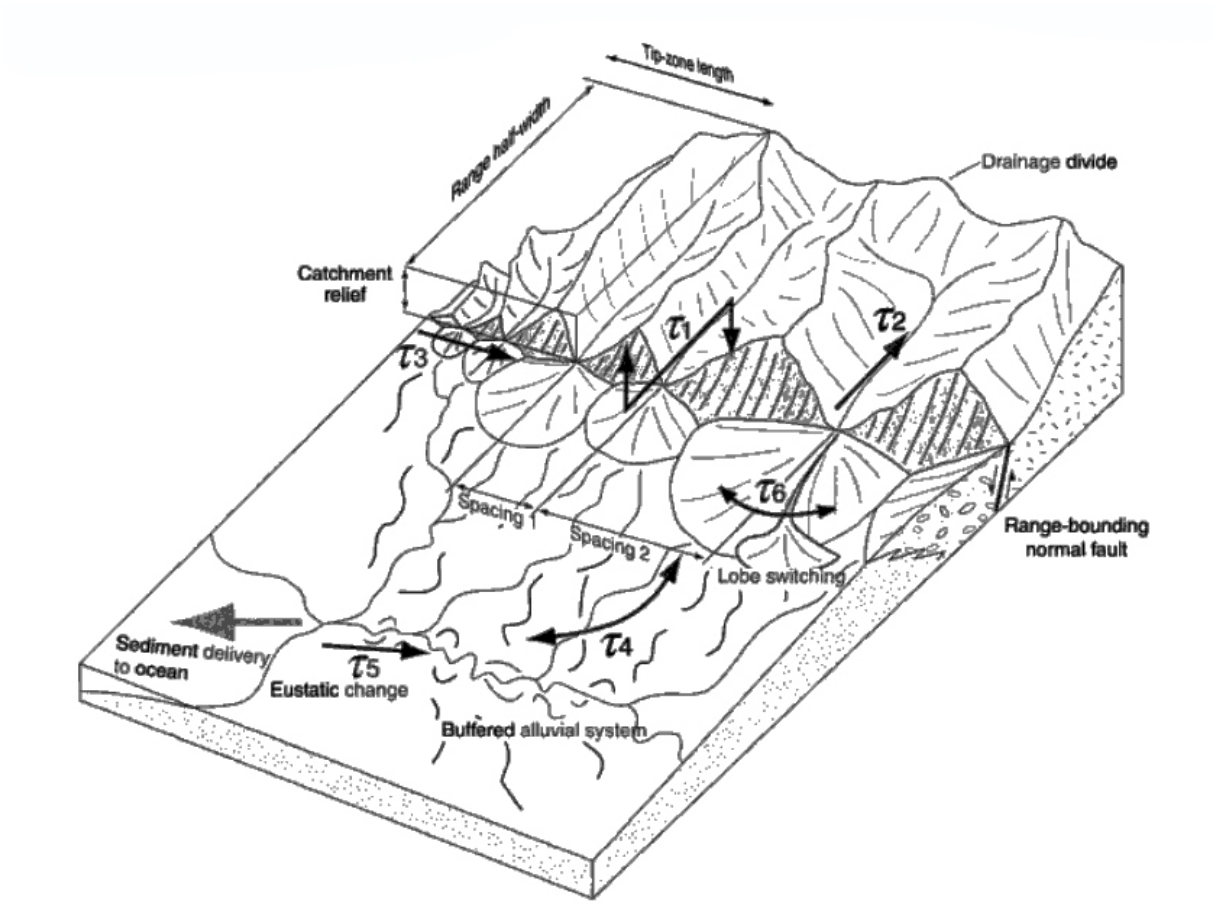


FIGURE 1.5 – *Les différentes échelles de temps régissant l'évolution d'un paysage composé d'une chaine de montagne et d'un piémont, figure de Allen [2006].* τ_1 *: temps de relaxation jusqu'à l'atteinte d'un nouvel équilibre de l'érosion dans la montagne et de l'aggradation dans le piémont depuis un changement de vitesse de surrection de la faille normale.* τ_2 *: temps de réponse pour le développement de nouveaux profils à l'équilibre dans les rivières à substratum rocheux après une chute du niveau de base à l'exutoire.* τ_3 *: Echelle de temps nécessaire pour atteindre un relief uniforme à partir d'un déplacement horizontal d'un segment de faille.* τ_4 *: temps de réponse d'un système alluvial recevant des flux de sédiments depuis la région montagneuse.* τ_5 *: Temps de réponse de la propagation d'un point d'inflexion dû à un changement eustatique.* τ_6 : échelle de temps de la formation d'un lobe alluvial par avulsion et resédimentation.

La figure 1.6 expose une autre complexité du problème de temps dans l'étude de l'évolution des paysages. Cette figure exposée par *Kirchner* et al. [2001] représente des taux d'érosion définis à plusieurs échelles de temps pour un même site. Il apparait que les taux d'érosion calculés à court terme (10-100 ans) sont bien inférieurs aux taux d'érosion à plus long terme. L'étude de *Kirchner* et al. [2001] révèle que cette différence n'est ni due à des changements climatiques passés, ni à un problème de méthode dans la détermination des taux d'érosion. Les taux d'érosion court terme sont plus faibles car ils n'enregistrent pas certains évènements extrêmement rares qui déchargent une quantité énorme de sédiments dans le système. Ces évènements ne sont pas pris en compte car leur temps de retour est plus long que le temps de calcul des taux d'érosion à court terme. Ce biais est d'autant plus fort que le climat sur les bassins versants est aride.

Dans une étude sur les taux d'érosion dans le bassin Amazonien, *Wittmann* et al. [2009] ont comparé des taux d'érosion court terme issus des mesures de débits mensuels [*Guyot* et al., 1996] et des taux d'érosion long terme issus d'analyse au ^{10}Be contenu dans des sables. *Wittmann* et al. [2009] ont d'une part montré que comme dans l'étude de *Kirchner* et al. [2001] les taux d'érosion court terme mesurés sur le bassin du rio Mamoré étaient plus faibles que les taux d'érosion long terme (respectivement 0,2 $mm\,an^{-1}$ et 0,55 $mm\,an^{-1}$). D'autre part, *Wittmann* et al. [2009] ont également montré que sur le bassin du rio Béni, les taux d'érosion court terme étaient bien supérieurs au taux d'érosion long terme (respectivement 1 $mm\,an^{-1}$ et 0,45 $mm\,an^{-1}$). Ce résultat, qui montre une accélération récente de l'érosion dans le bassin, est certainement du à des changements anthropiques ou climatiques.

Ainsi, ces études illustrent que les variables permettant l'étude des paysages tels que le taux d'érosion moyen sont dépendantes de l'échelle de temps sous laquelle elles sont évaluées. Elles mettent également en avant l'intérêt d'étudier l'érosion des bassins versants sous plusieurs échelles temporelles.

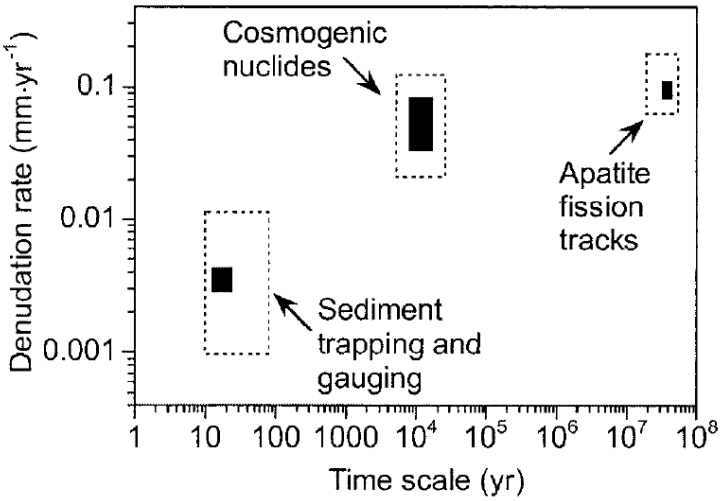


FIGURE 1.6 – *La valeur moyenne des taux d'érosion peut dépendre de leur intégration dans le temps. Figure de Kirchner* et al. *[2001].*

Au vu de ces premiers éléments, l'étude de cas de figure ayant des échelles de temps différentes (taux d'érosion à court terme et à long terme par exemple) apparait primordiale dans la compréhension des processus de surface régissant l'évolution des paysages. De grandes questions associées à l'érosion à court terme sont notamment activement débattues. Ces questions peuvent être :

- Quel est le sous-échantillonnage des évènements extrêmes sur le court terme ?

- Existe-t-il un problème de méthode et lequel ?

- Comment varie la fraction de la charge de fond par rapport aux sédiments transportés par les rivières selon l'aire drainée et le temps d'intégration considérés ?

1.2 Les moteurs d'incision et de transport

1.2.1 Les moteurs principaux

Allen [2006] a récemment défini le paysage comme un interface entre deux systèmes qui impliquent les différents types de moteurs d'évolution :

Landscape is the critical interface between an internal system driven essencially by tectonic fluxes which interacts with an external system dominated by the effects of topography and climate on weathering and erosion.

La figure 1.7 expose une vision schématique simplifiée des moteurs principaux influençant l'érosion du paysage.

De nombreux travaux ont étudié le rôle de la tectonique, du climat et de la topographie comme moteurs d'érosion, de transport et de dépôt de matières [i.e. *Milliman et Syvitski*, 1992; *Dadson* et al., 2003; *Whipple et Meade*, 2004, 2006]. Ces études ont généralement cherché à établir des liens entre ces moteurs et le taux d'érosion moyen du système. Le taux d'érosion est en effet un proxi des transferts de masse, qu'il soit actuel [*Dadson* et al., 2003; *Aalto* et al., 2006] ou moyenné sur de longues échelles de temps [*Reiners* et al., 2003; *Burbank* et al., 2003; *Wobus* et al., 2005].

- Des corrélations ont donc été établies entre l'érosion et les cycles climatiques, qu'ils soient saisonniers [*Hovius* et al., 1998b; *Fuller* et al., 2003; *Restrepo* et al., 2006; *Molnar* et al., 2006] ou représentatifs de cycles plus longs tels que les cycles glaciaires [*Mukerji*, 1990; *Bull*, 1991; *Poisson et Avouac*, 2004; *Antoine* et al., 2007; *Vassallo* et al., 2007; *Duhnforth* et al., 2008]. Certaines études soulignent l'action de la pluviométrie moyenne sur l'érosion [*Reiners* et al., 2003; *Grujic* et al., 2006]. D'autres mettent en avant l'action de la variabilité du climat, avec par exemple l'efficacité des évènements extrêmes et des changements climatiques permettant le dépassement de seuils d'érosion [*Bonnet* et al., 2001; *Dadson* et al., 2003; *Restrepo* et al., 2006; *Molnar* et al., 2006].

- D'autres corrélations fortes existent entre la topographie et le taux d'érosion comme en attestent les travaux de *Montgomery et Brandon* [2002] présentés dans la figure 1.8. La relation forte entre la pente S et le taux d'érosion ϵ se

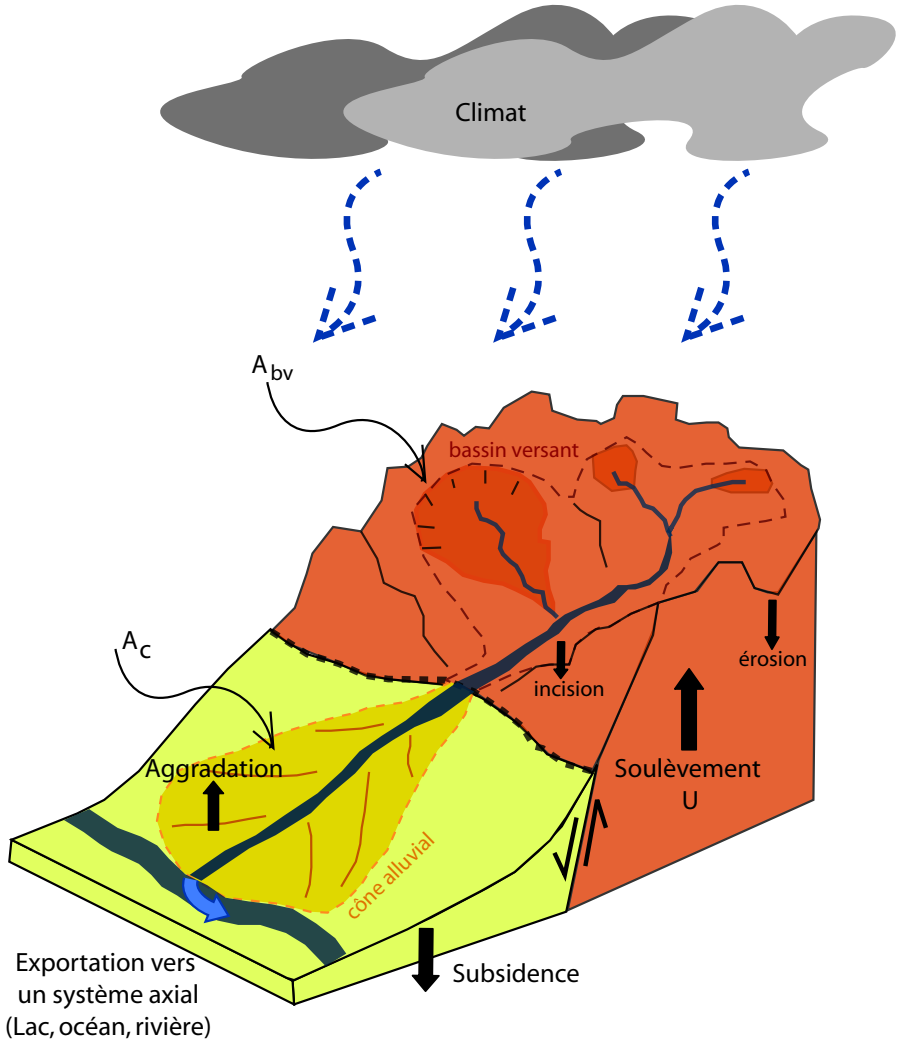


FIGURE 1.7 – *Représentation schématique d'un paysage constitué d'une montagne et d'un piémont avec les différents moteurs de transfert de matière. Figure modifiée d'après Allen [2006]; Carretier et Lucazeau [2005]*

perd cependant lorsque $S > 35^{\circ}$ car les glissements de terrain imposent une pente identique quelque soit le taux d'érosion [*Burbank* et al., 2003].

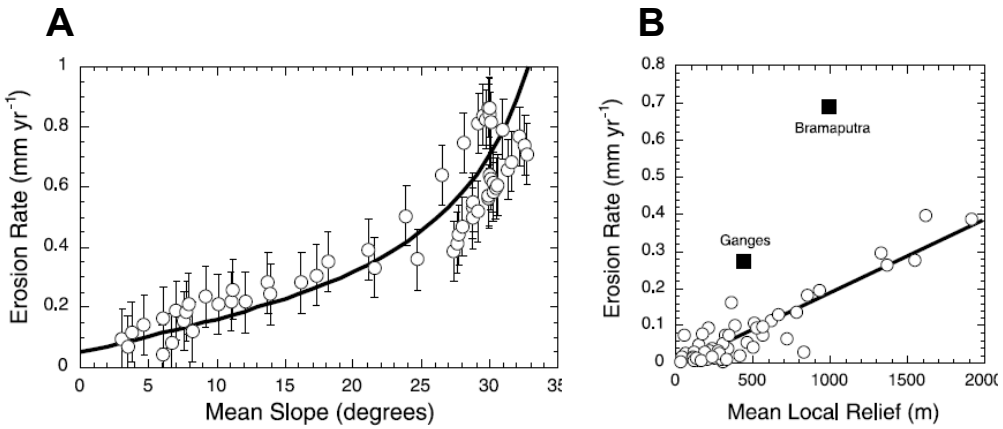


FIGURE 1.8 – *Correlations entre topographie et taux d'érosion. A. Les taux d'érosion long terme dans les montagnes Olympic (U.S.) sont corrélés avec la pente moyenne. B. Correlations entre le relief local et les taux d'érosion des principales zones tectoniquement actives dans le monde. Figure de Montgomery et Brandon [2002].*

- De même, des relations fortes entre tectonique, érosion ou sédimentation ont été révélées [*Merritts* et al., 1994; *Viseras* et al., 2003; *Burbank* et al., 2003; *Kirby* et al., 2003; *Whipple et Meade*, 2004]. Ces relations peuvent être directement liées à la vitesse de surrection des chaînes de montagnes [*Bonnet* et al., 1998; *Allen et Densmore*, 2000; *Hodges* et al., 2004], ou aux séismes [*Dadson* et al., 2003, 2004; *Burbank*, 2005]. Elles peuvent également être induites par la subsidence [*Allen et Hovius*, 1998; *Calvache* et al., 1997; *Clevis et de Boer W. Nijman*, 2003] ou l'eustatisme et les chutes de niveau de base [*Blissenbach*, 1954; *Harvey*, 1999; *Viseras* et al., 2003] qui influent sur les espaces d'accommodation, notamment dans les piémonts.

- D'autres relations ont également été établies avec des facteurs qui dépendent indirectement de la tectonique du climat et de la topographie. Ces facteurs peuvent être la végétation [*Vanacker* et al., 2007] comme le présente la figure 1.9, la lithologie [*Aalto* et al., 2006] ou encore la nature des sédiments et notamment la granulométrie comme le présente la figure 1.10

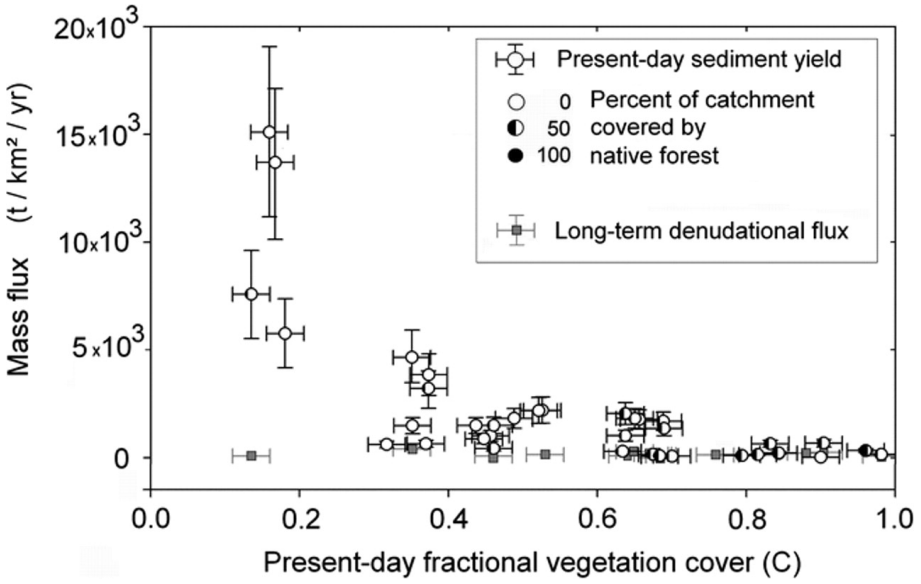


FIGURE 1.9 – *Corrélation entre taux d'érosion et quantité de végétation. Figure de Vanacker* et al. *[2007]. Un seuil de couverture végétale semble contrôler l'érosion moyenne des versants. Au dessous de ce seuil, l'érosion des versants augmente de manière exponentielle.*

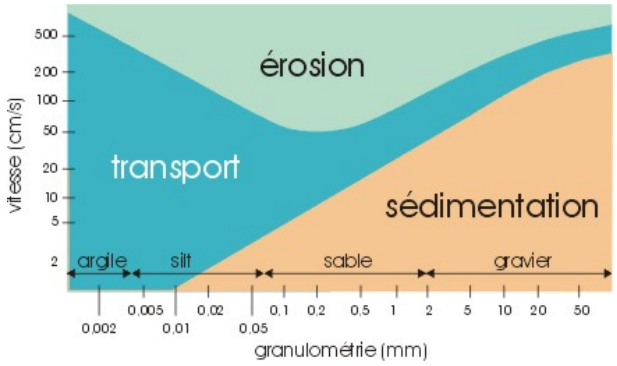


FIGURE 1.10 – *Diagramme explicitant les relations entre la granulométrie, la vitesse de flux d'eau et l'érosion, le transport et la sédimentation des grains dans une rivière d'après Hjulström [1935]*

– Enfin, certains auteurs ont montré la possibilité d'incisions autocycliques, c'est à dire dépendant seulement du système [*Humphrey et Heller*, 1995; *Coulthard* et al., 2002; *Nicholas et Quine*, 2007a] sans changement de moteurs externes. Ces processus d'auto-organisation des paysages sont encore mal compris notamment de par la difficulté de les repérer dans les cas naturels.

Dans les études de cas naturels, les corrélations liant l'érosion (et le transport) à des moteurs externes sont donc nombreuses, parfois contradictoires et il est encore difficile de déterminer un cadre théorique stable et commun [*Molnar*, 2003]. De plus, les processus autocycliques tendent à biaiser les correspondances entre incision et changement climatique ou tectonique par exemple et leur prise en compte reste encore un enjeu.

Il apparait donc intéressant de chercher à préciser ces relations géomorphologiques, notamment en utilisant des approches différentes telles que les modèles analogiques [*Muto et Steel*, 2004; *Babault* et al., 2005; *Bonnet*, 2009] ou numériques [*Braun et Sambridge*, 1997; *Tucker*, 2004; *Nicholas et Quine*, 2007b; *Carretier* et al., 2009b; *Davy et Lague*, 2009] et les études de cas naturels [*Bull*, 1964; *Poisson et Avouac*, 2004; *Grujic* et al., 2006; *Vanacker* et al., 2007; *Vassallo* et al., 2007].

Une des grandes questions en suspens est le rôle du climat sur l'érosion, fortement débattu dans plusieurs publications récentes [*Reiners* et al., 2003; *Burbank* et al., 2003]. Le chapitre 4 sur les taux d'érosion récents des bassins versants du Chili qui sont soumis à un fort gradient climatique Nord-Sud offre un éclairage nouveau sur le rôle du climat, de la pente et de la végétation.

1.2.2 Les lois physiques

Une autre approche dans l'étude des processus d'évolution des paysages consiste à traduire l'effet des différents moteurs de l'érosion et du transport de masses par des lois physiques. Ces lois physiques sont issues de lois semi-empiriques de la mécanique des fluides simplifiées ("'reduced complexity model"') pour pouvoir prendre en compte les échelles de temps longues des processus d'évolution du paysage. Elles découlent des travaux précurseurs sur le transport sédimentaire développés par *Einstein* [1942]; Meyer-Peter and Müller [1948]; *Einstein* [1950]; *Bagnold* [1956, 1966]; *Yalin* [1972].

L'équation 1.1 [*Howard et Kerby*, 1983; *Howard* et al., 1994; *Sklar et Dietrich*, 1998; *Whipple et Tucker*, 1999] appelée "'stream power law"' modélise ainsi l'érosion d'un lit de rivière en substratum rocheux :

$$\epsilon = KS^n A^m \tag{1.1}$$

L'action des différents moteurs vus précédemment est retranscrite par la dépendance du taux d'érosion ϵ à la pente locale S (qui est contrôlée notamment par la topographie, la tectonique) et l'aire drainée A. Celle-ci est en fait un proxi du flux d'eau Q [*Whipple et Tucker*, 1999] qui est contrôlé par le climat par exemple. Les paramètres n, m et K sont des constantes dépendantes du processus modélisé par la loi, et des caractéristiques intrinsèques du système considéré.

Ces lois s'expriment avec un degré de complexité qui dépend de la précision choisie pour retranscrire les phénomènes réels. Ainsi les lois d'incision du substratum ou de transport peuvent par exemple posséder des seuils [*Whipple et Tucker*, 1999; *Tucker* et al., 2001]. Elles peuvent aussi retranscrire les phénomènes de saltation des grains [*Sklar et Dietrich*, 2004]. L'équation 1.2 expose l'équation typique d'incision avec seuil de transport :

$$I = K_{br}(k_t q^m S^n - \tau_c)^a \tag{1.2}$$

Avec K_{br}, k_t et a des constantes, q le flux d'eau et τ_c un seuil d'incision relié à la force de cisaillement appliquée sur la portion d'aire où la loi est considérée.

La loi physique retranscrivant l'évolution de la topographie locale d'une rivière en fonction du temps s'exprime par l'équation 1.3. Cette équation a l'avantage de traduire l'évolution des systèmes intermédiaires entre des systèmes en "'détachement limité"' (érosion du substratum rocheux par les flux d'eau) et en "'transport limité"' (abondance des sédiments par rapport au flux d'eau pouvant les transporter) :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = D - \epsilon + U \tag{1.3}$$

Si l'on considère une portion de la rivière, h est son altitude locale, ϵ son taux d'érosion local, D son taux de déposition de sédiments et U le soulèvement en cette portion. Cette équation peut également s'écrire en fonction du flux de sédiments traversant la portion de rivière considérée q_s. Ce flux de sédiments correspond ainsi à la différence entre la quantité de sédiments déposée et la quantité de sédiments "'perdue"' sur la portion. On a ainsi :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\nabla q_s + U \tag{1.4}$$

C'est cette équation qui est à la base de nombreux modèles d'évolution du paysage tels que ZSCAPE [*Densmore* et al., 1998], CHILD [*Tucker et Bras*, 2000], CIDRE/APERO [*Carretier et Lucazeau*, 2005; *Carretier* et al., 2009b].

Un autre formalisme des modèles d'évolution des paysages est d'utiliser l'équation 1.3 et de l'exprimer grâce à une "longueur de déséquilibre" ou "de dépôt" [*Kooi et Beaumont*, 1996; *Braun et Sambridge*, 1997; *Davy et Crave*, 2000; *Davy et Lague*, 2009]. Cette longueur de transport, notée L_q est reliée à q_s par l'équation 1.5 :

$$D = \frac{q_s}{L_q} \tag{1.5}$$

L'équation 1.3 peut donc s'exprimer :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{q_s - \epsilon L_q}{L_q} + U \tag{1.6}$$

Sous cette forme, ϵL_q est égale à la capacité de transport q_c [*Davy et Lague*, 2009] et la valeur de L_q détermine directement si le système est en "'transport limité"' ou en "'détachement limité"' . Si la longueur de dépôt L_q est grande (c'est à dire D proche de zéro) alors le système est en "'détachement limité"'. Si la longueur de dépôt L_q est petite, alors le système est en "'transport limité"'. Les systèmes mixtes sont caractérisés par une longueur de dépôt intermédiaire, de l'ordre de la taille du système.

Sur les versants, les lois d'évolution sont généralement des lois de type diffusif, reliant le flux de sédiments à la pente locale. Ces lois peuvent être linéaires en pente [*Kooi et Beaumont*, 1996], mais c'est généralement la loi de *Roering* et al. [1999] (équation 1.6) , non linéaire qui est utilisée :

$$qd = -\kappa \frac{S}{1 - \left(\frac{S}{S_c}\right)^2} \tag{1.7}$$

Avec qd le flux de sédiments issu de la diffusion, S_c la pente critique de glissement , S la pente locale et κ une constante. Ce processus ne dépend pas du flux d'eau, c'est un processus gravitaire.

Il est également possible d'imaginer que les flux de sédiments dépendent non seulement de la pente mais aussi des sédiments transportés très vite depuis l'amont de la portion de versant considérée (glissement de terrain par exemple). Ceci a été formalisé récemment par des publications telles que celles de *Stark* et al. [2009] et *Tucker et Bradley* [2010].

1.3 Le système montagne-piémont

1.3.1 Etudes sur les bassins versants montagneux

Les bassins versants montagneux ont été largement étudiés, notamment sous l'angle des couplages entre tectonique et érosion. A l'échelle d'une chaîne de montagne, l'érosion des reliefs permet la migration des masses depuis le centre de la chaîne vers le piémont. Ce transfert de masse implique l'allègement de la croute terrestre sous la chaîne de montagne et peut engendrer des changements de taux d'exhumation par isostasie ou de localisation de la déformation. Ce phénomène a suscité un vif intérêt depuis le siècle dernier jusqu'à nos jours [*Whipple et Meade*, 2004, 2006; *Whipple*, 2009] notamment parce que l'érosion (et donc l'exhumation) est liée au climat. Il existe donc un couplage étroit entre l'atmosphère et la lithosphère.

Ainsi, des travaux utilisant des modèles numériques tels que ceux d'*Avouac et Burov* [1996]; *Willett* [1999] ont mis en avant l'effet du climat (agissant sur l'érosion des reliefs) sur l'exhumation des chaînes de montagne. Ces travaux ont également permis de relier les phénomènes climatiques (répartition orographique des pluies, direction principale des vents) au taux de déformation des orogènes. Ces résultats numériques sont complétés par des résultats issus de modèles analogiques. *Bonnet et Crave* [2003] ont ainsi démontré qu'une montagne pouvait être plus exhumée si le soulèvement tectonique augmentait ou si l'intensité des pluies diminuait. Des exemples naturels tels que l'étude de *Grujic* et al. [2006] sur la chaîne Himalayenne, qui suggèrent que la concentration des moussons sur le flanc himalayen provoque l'exhumation rapide d'un couloir de roches, complètent également les résultats issus des modèle numériques.

Depuis l'essor des modèles numériques d'évolution du paysage dans les années 90 [*Ahnert*, 1970b; *Howard* et al., 1994; *Tucker et Slingerland*, 1994; *Braun et Sambridge*, 1997; *Tucker et Bras*, 2000; *Crave et Davy*, 2001; *Gasparini* et al., 2006; *Carretier* et al., 2009b], l'étude des bassins versants montagneux s'articule également autour de résultats numériques et théoriques permettant de relier les différents processus d'érosion et transport à des caractéristiques physiques et mesurables des bassins versants. La relation pente/aire drainée $S \propto A^{-\theta}$ ou $\theta = \frac{m}{n}$ à l'équilibre dynamique en est un exemple [*Willgoose* et al., 1991].

1.3.2 Le piémont

L'organisation et l'évolution des piémonts sont des sujets d'étude depuis plusieurs décennies notamment à travers les travaux sur les objets les plus typiques de piémont : les cônes alluviaux. Ils sont principalement formés par des phénomènes d'avulsion des cours d'eau et de ruissellement qui entrainent des dépôts de sédiments en forme d'éventail. Les cônes alluviaux naturels ont été largement décrits depuis les travaux d'*Eckis* [1928]. On s'intéresse particulièrement à leur forme, leur taille et leur sédimentologie pour en déduire des relations quantitatives avec la dynamique érosive du bassin versant et plus généralement avec des événement climatiques ou tectoniques passés. On peut citer les descriptions de *Blissenbach* [1954]; *Bull* [1964]; *Beaumont* [1972]; *Herail* [1984]; *Ono* [1990]; *Harvey* [1990]; *White* [1991]; *Whipple et Dunne* [1992]; *Blair et McPherson* [1994]; *Blair* [1999b,a,c]; *Harvey* [1999]; *Dorn* [2009]. La figure 1.11 présente le développement de cônes alluviaux de façon schématique simple. Cette figure illustre comment différentes générations de cônes alluviaux peuvent se superposer et se recouper au cours du temps. Elle atteste de la significative dynamique sédimentaire du piémont.

Les thématiques d'étude des cônes alluviaux sont notamment liées aux problèmes de sédimentation [*Hooke*, 1968; *Beaumont*, 1972; *Beaty*, 1990; *Whipple et Dunne*, 1992], d'incision de l'apex des cônes [*Eckis*, 1928; *Bull*, 1964; *Mukerji*, 1990] et d'organisation des terrasses alluviales issues de ces incisions [*Bull*, 1991; *Hancock* et al., 1999; *Barnard* et al., 2006]. En effet, la dynamique sédimentaire des piémonts est caractérisée d'une part par des périodes de déposition révélées par l'aggradation et la croissance des cônes alluviaux, d'autre part par des périodes d'érosion révélées par la présence d'incisions séparant généralement des niveaux de terrasses alluviales. La figure 1.12 présente la nomenclature utilisée pour caractériser les différentes terrasses alluviales ainsi qu'un exemple d'organisation des terrasses en fonction des événements passés. Elle représente une coupe transversale d'un piémont présentant plusieurs niveaux de terrasses. Ce piémont peut être composé de plusieurs dépôts successifs (terrasses emboitées) ce qui signifie que l'histoire sédimentaire du piémont présente des phases d'incision et de sédimentation entre chaque niveau de terrasse. Le piémont peut également être composé d'un seul et même dépôt (terrasses étagées). Dans ce cas, l'histoire sédimentaire du piémont est constituée d'une période de sédimentation majeure suivie de périodes d'érosion successives. La figure 1.13 présente quant à elle un exemple expérimental d'incision de cône alluvial.

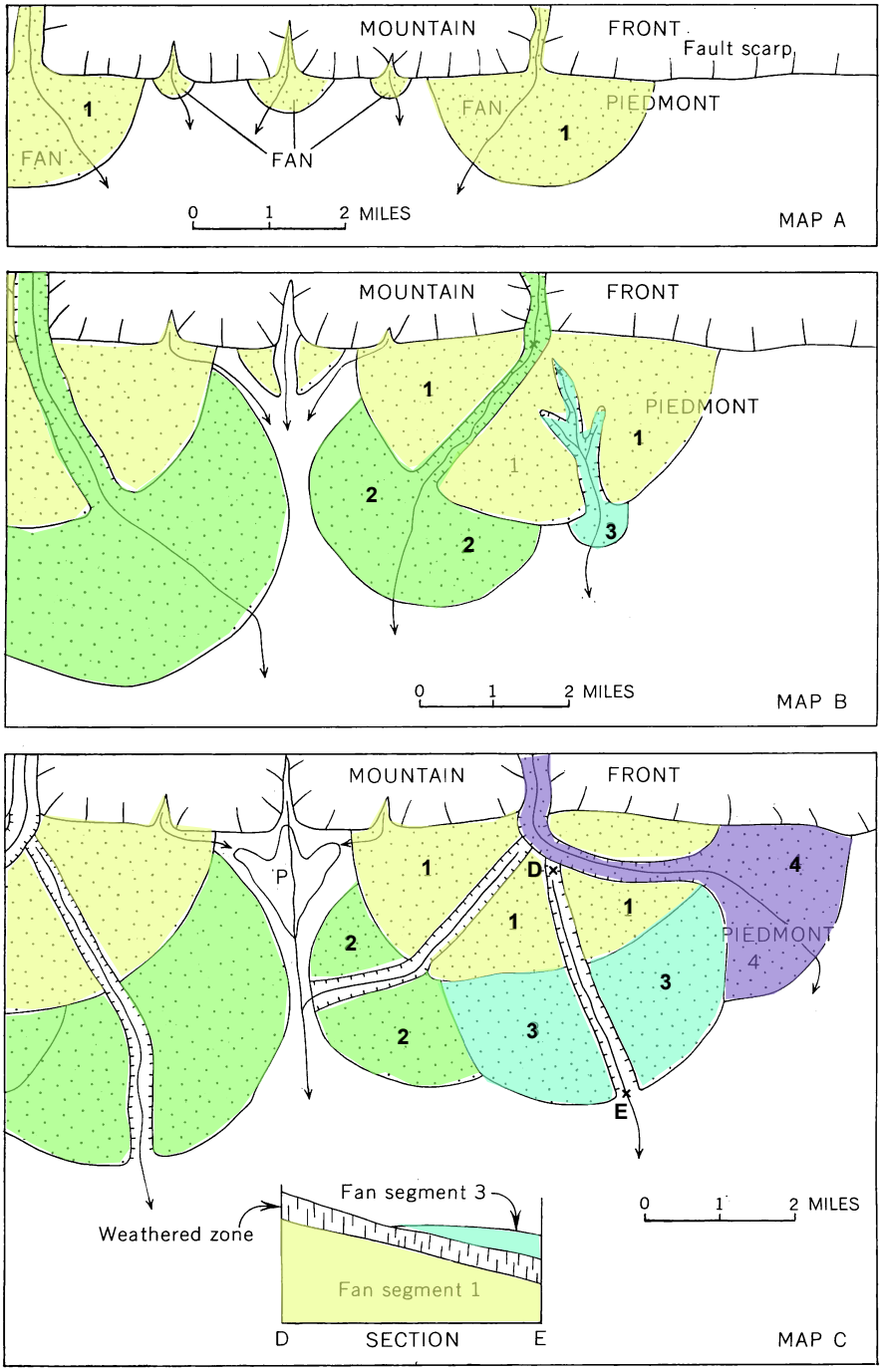


FIGURE 1.11 – *Développement de cônes alluviaux le long d'un front montagneux. A. Naissance de petits cônes à la base du front en surrection récente. B. Le cône (1) a été disséqué par les flux provenant de la montagne qui se sont déposés plus loin pour former un autre cône (2). Le cône (1) abandonné peut être lui-même disséqué. Les sédiments transportés peuvent former un nouveau cône en aval (3). C. L'avulsion du drain principal a engendré l'abandon du système de cônes (1) et (2) et la création d'un nouveau cône (4).*

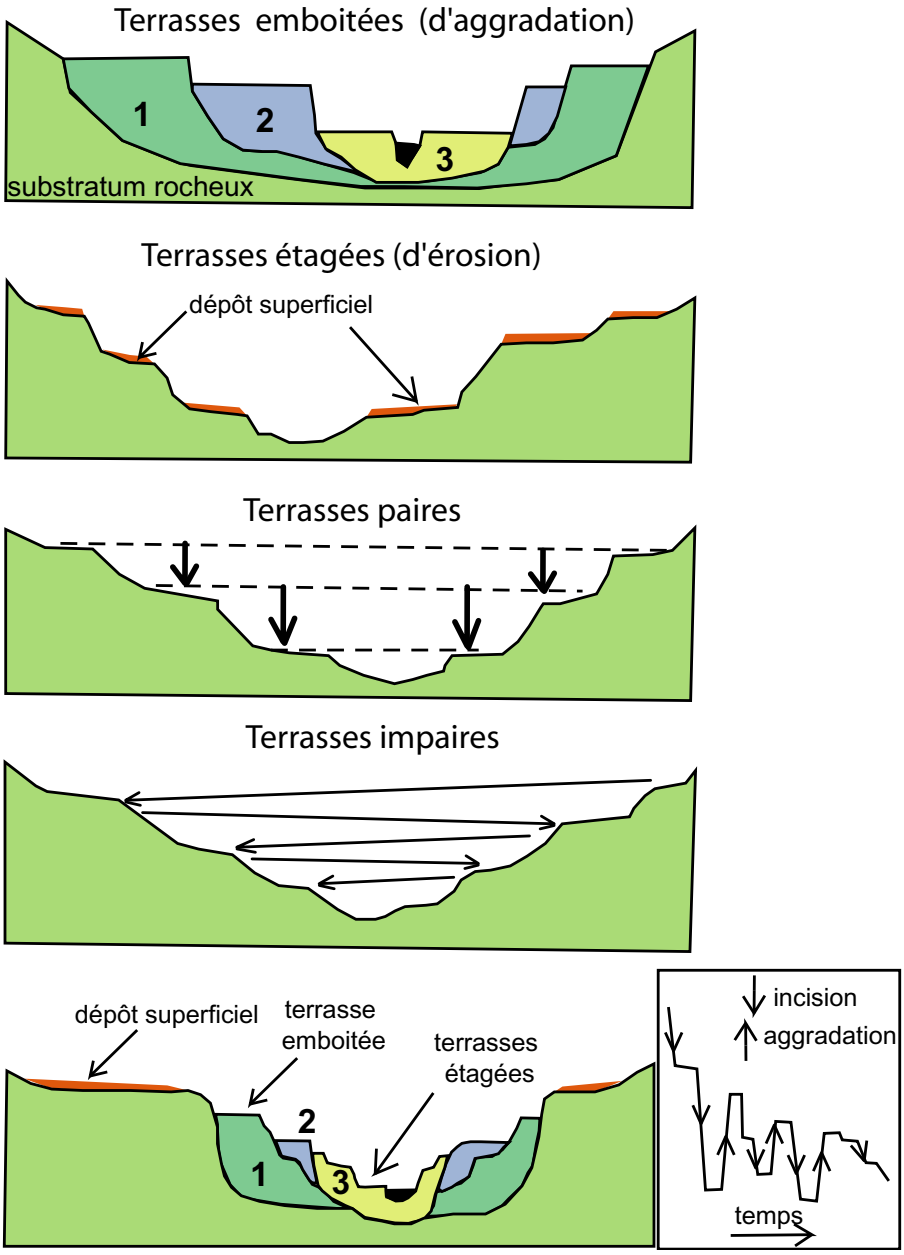


FIGURE 1.12 – *Nomenclature et organisation des terrasses alluviales, figure d'après Burbank et Anderson [2001]. A. Les quatre premiers schémas illustrent les différents types de terrasses. Le dernier schéma est un exemple d'organisation de terrasses alluviales. Le cadre à droite présente les événements passés qui ont conduit à l'agencement actuel.*

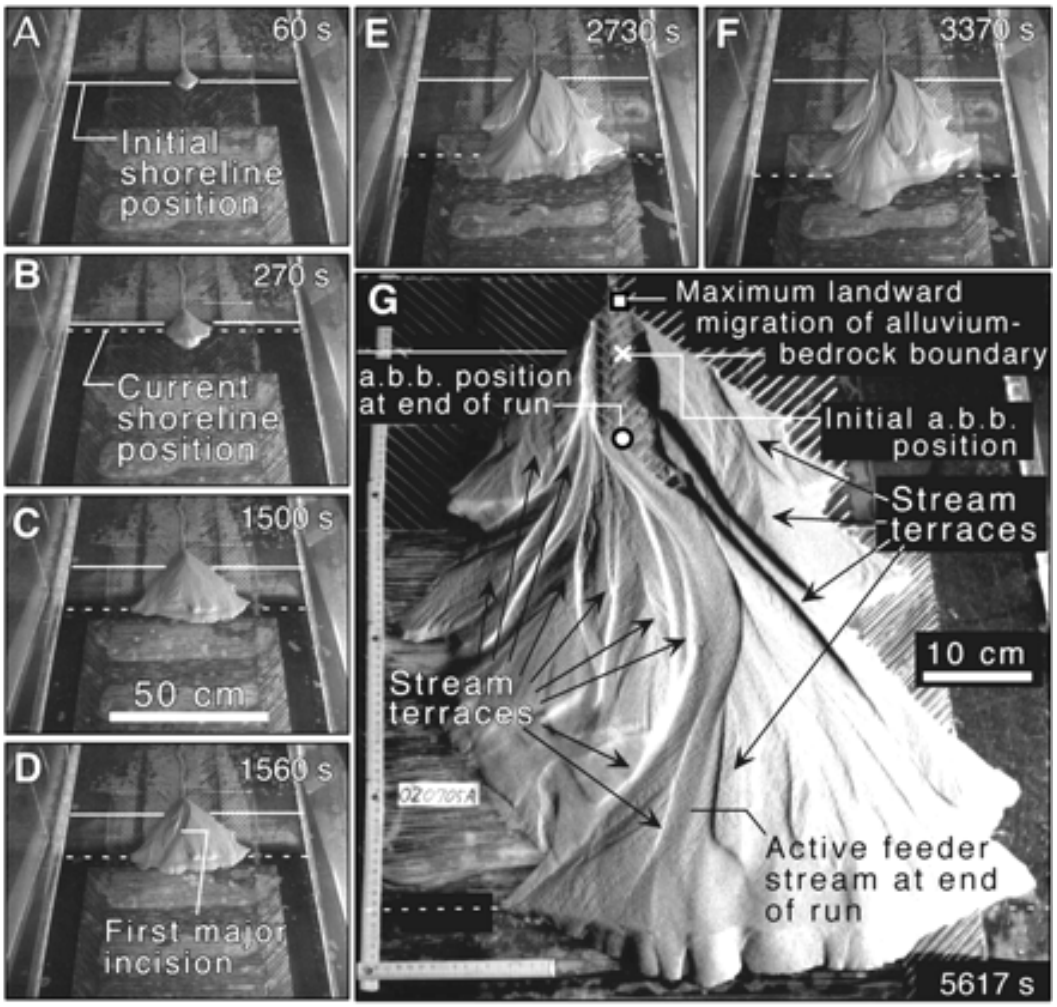


FIGURE 1.13 – *Exemple d'évolution d'un cône alluvial soumis à des conditions (flux d'entrée, chute du niveau de base) constantes. L'étude expérimentale provient de Muto et Steel [2004]. Le cône est en aggradation des instants A à C puis une incision forte à lieu (D). Cette dernière est suivie d'une dynamique importante dans le cône induisant la création de plusieurs systèmes de terrasses.*

L'évolution des cône alluviaux reste malgré le grand nombre de travaux sur des cas naturels un sujet encore débattu [*Lecce*, 1990]. Ainsi plusieurs grandes questions restent encore en suspens telles que :

- Quelle est l'origine des incisions des cônes ?

- Peuvent-elles être interprétées comme la manifestation d'un changement climatique ? tectonique ?

- Sont-elles l'expression d'une évolution naturelle associée à des seuils de pente ?

En effet, faire la part entre "'autocyclique"' et forçages externes reste un enjeu majeur en géomorphologie et sédimentologie.

Ces dernière années, les travaux sur les cônes alluviaux et plus généralement les piémonts ont subi un nouvel essor avec l'émergence d'études théoriques et numériques [*Parker* et al., 1998; *Whipple* et al., 1998; *Sun* et al., 2002; *Nicholas et Quine*, 2007a]. Ces approches théoriques permettent de déterminer de nouvelles relations dans la dynamique des piémonts.

1.3.3 Le couplage montagne-piémont

Les couplages entre montagne et piémont ont connu un essor récent, sous la terminologie "'source to sink"'. L'analyse stratigraphique cherche à prendre en compte les déphasages entre les forçages externes (climat, tectonique) et la réponse du système (érosion et transport) depuis le bassin versant montagneux ("'source"') jusqu'au bassin sédimentaire ("'sink"') [i.e. *Castelltort et van den Driessche*, 2003].

Des relations géométriques reliant l'aire drainée des bassins versants à l'aire d'extension des cônes alluviaux ont été analysées dans plusieurs publications [*Bull*, 1964; *Denny*, 1965; *Allen et Hovius*, 1998]. La relation typique déterminée dans ces travaux est de la forme :

$$A_{cone} = K \cdot A_{bv}^{q} \tag{1.8}$$

Avec A_{cone} l'aire du cône alluvial, A_{bv} l'aire du bassin versant l'alimentant et K et q des constantes qui dépendent du contexte climatique, tectonique, de la nature du substrat ou de l'âge du cône [voir par exemple *Rohais*, 2007]. La figure 1.14 élaborée par *Dade et Verdeyen* [2007] compare les aires de bassins versants et cônes alluviaux de plusieurs systèmes terrestres et martiens. Il apparait une forte corrélation entre taille du bassin versant et taille du cône alluvial.

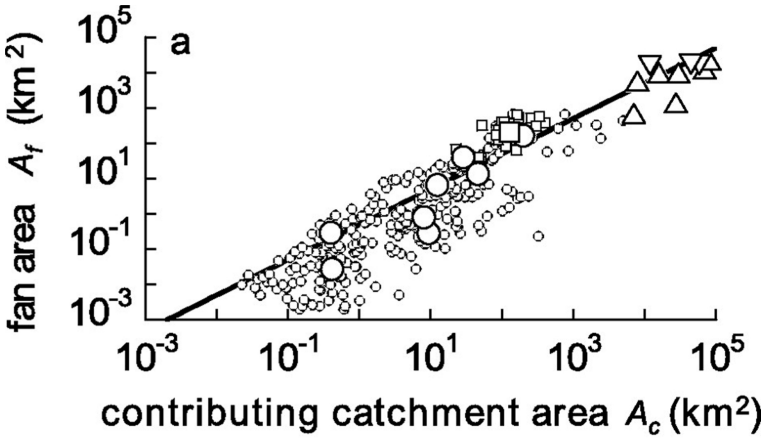


FIGURE 1.14 – *L'Aire des cônes alluviaux est une fonction de l'aire des bassins versants. Les carrés représentent les cônes alluviaux de mars, les autres symboles correspondent à des cônes alluviaux terrestres [Dade et Verdeyen, 2007].*

Des études récentes se sont particulièrement intéressées aux relations géomorphologiques existantes entre les deux sous-systèmes que sont la montagne et le piémont et notamment à l'effet de la sédimentation ("sink" sur le bassin versant montagneux ("source"). Ainsi *Pelletier* [2004]; *Carretier et Lucazeau* [2005]; *Babault* et al. [2005] ont montré que la présence d'un piémont ralentissait la vitesse d'érosion de la montagne et permettait à cette dernière d'atteindre une topographie plus élevée qu'une montagne sans piémont soumise aux mêmes moteurs climatique et tectonique. Ce résultat est exposé dans la figure 1.15 de *Babault* et al. [2005]. Le piémont modifie en effet l'altitude du niveau de base de la montagne et influe donc sur le soulèvement apparent de cette dernière.

Densmore et al. [2007] ont utilisé un modèle à une dimension sur un système composé d'un bassin versant montagneux et son piémont. Cette étude a montré que les variations de soulèvement ou de précipitations dans le bassin versant influent directement sur la pente du cône alluvial qui peut être utilisée pour quantifier ces changements (voir figure 1.16).

Enfin, *Carretier et Lucazeau* [2005] ont montré que le système montagne-piémont peut répondre avec une forte amplitude à un changement climatique de sorte que l'enregistrement de ce dernier dans l'incision-sédimentation du système peut dépendre de la longueur du piémont.

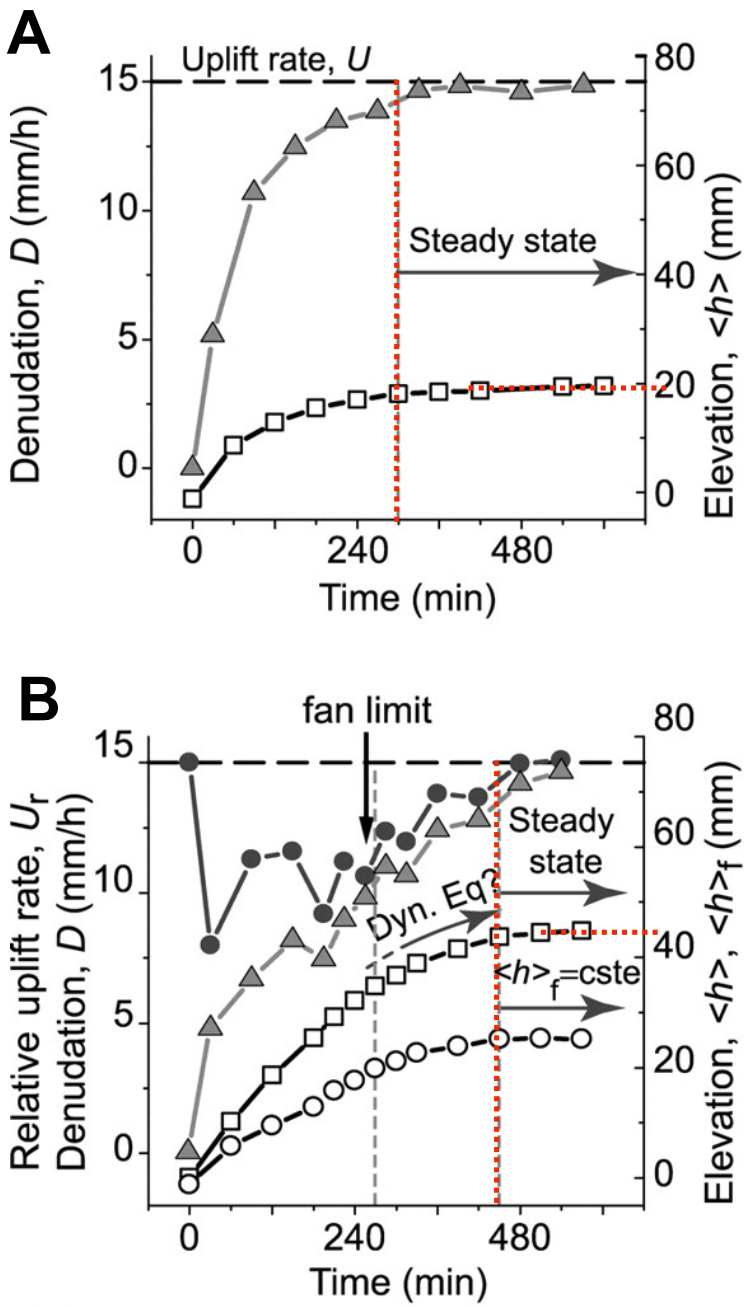


FIGURE 1.15 – *Vitesse de dénudation et élévation d'une chaine de montagne dans les cas où : A. La chaine de montagne ne possède pas de piémont et B. Un piémont est ajouté au pied de la chaine. Ces résultats sont issus des expériences analogiques de Babault* et al. *[2005]. La comparaison des deux graphes montre que d'une part le régime permanent est atteint plus tard dans la montagne avec piémont et d'autre part son altitude moyenne est plus élevée (doublée dans cette expérience) par rapport à la montagne sans piémont.*

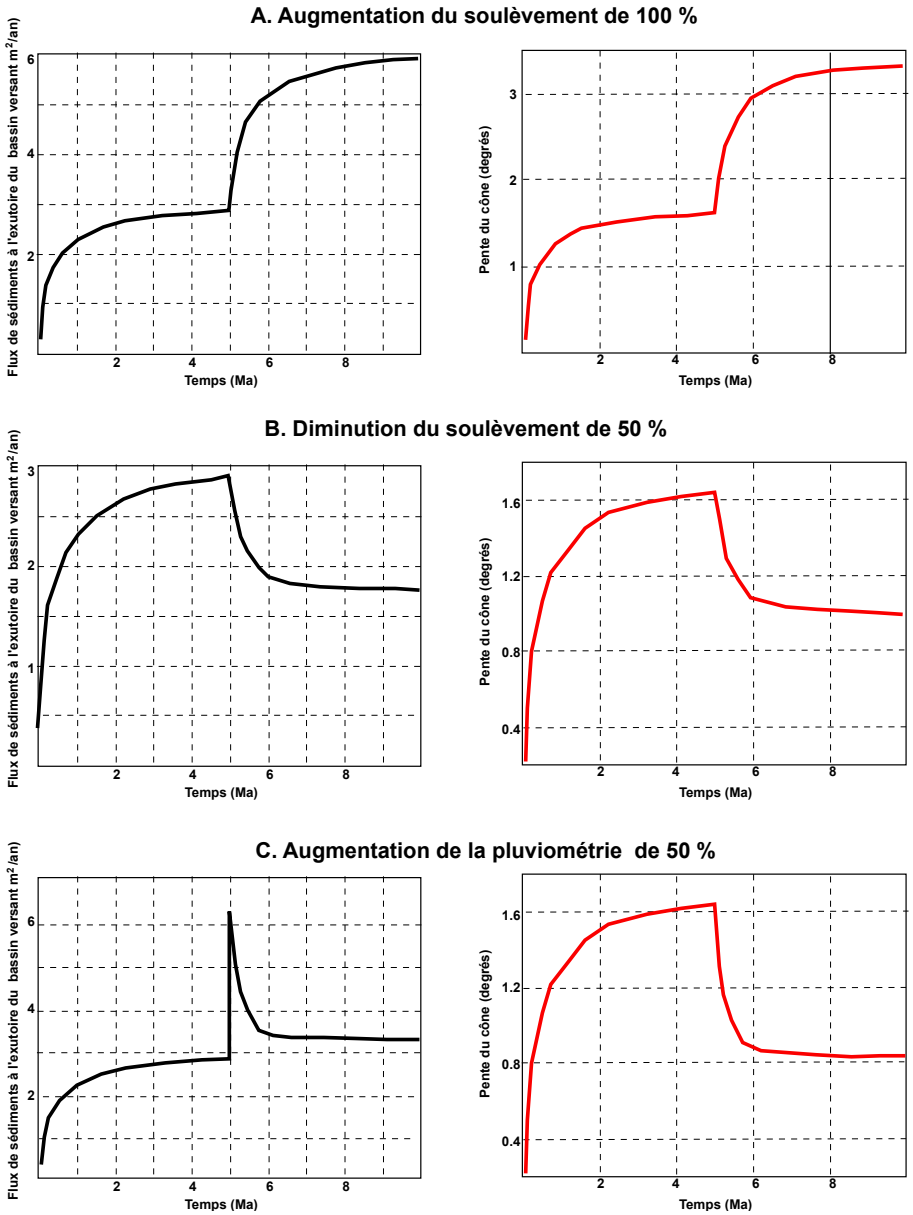


FIGURE 1.16 – *Les perturbations de soulèvement ou de pluviométrie qui ont lieu dans le bassin versant montagneux influent directement sur la pente du cône alluvial alimenté par ce bassin versant. Les graphiques proviennent de Densmore* et al. *[2007]. Ces derniers ont utilisé un modèle numérique. A gauche le flux de sédiments sortant du bassin versant montagneux est modifié par la perturbation appliquée. A droite la pente du cône alluvial est directement influencée par ces modifications.*

Ces différentes études ont démontré l'intérêt d'étudier un système couplé montagne et piémont. De nombreuses questions liées à la dynamique de ces systèmes restent encore ouvertes et constituent un challenge pour la géomorphologie, mais aussi la sédimentologie. On peut se demander :

- Quels sont les déphasages entre les variations climatiques ou tectoniques et les dépôts dans les bassins d'avant pays ?

- Ces déphasages dépendent-ils de la longueur du piémont ?

- Les rétroactions montagne-piémont entraînent-elles des oscillations de tout le système sur de longues périodes d'enregistrement sédimentaire ou, au contraire, augmentent-elles l'amplitude de la réponse sédimentaire sous la forme d'un pulse marqué dans le temps ?

- Le transport dans le bassin d'avant pays se comporte-t-il de manière diffusive ? Sur quelle échelle de temps ?
- Quels sont les effets des piémonts de différentes longueurs sur l'asymétrie d'une montagne ?

Approche numérique

Chapitre 2

Dynamique érosive dans un système montagne-piémont : Incision sans changement climatique ou tectonique.

Article : Erosion dynamics modelling in a coupled catchment–fan system with constant external forcing, Pepin et al., 2010, *Geomorphology* 122, 78–90

Sommaire

2.1 Résumé de l'article **40**
2.2 Article publié dans le journal Geomorphology **41**

L'objet de ce chapitre est l'étude des incisions autogéniques pouvant avoir lieu dans un système montagne-piémont. Les modélisations numériques d'un système montagne-piémont effectuées avec le modèle numérique CIDRE ont permis de faire varier différents paramètres tels que les conditions aux limites du piémont ou les seuils de transport et d'incision.

Les conditions nécessaires à l'incision d'un système ont donc pu être déterminées. De plus, l'approche numérique permet de visualiser la propagation des incisions depuis l'apex du piémont vers l'aval du piémont mais aussi vers les cimes de la montagne. La réponse érosive de la montagne à ces incisions est également présentée.

2.1 Résumé de l'article

Les changements climatiques et/ou tectoniques sont connus pour contrôler l'évolution géomorphologique des bassins versants et des cônes alluviaux qui leur sont associés. Pour cette raison, les morphologies des paysages comme par exemple les encaissements ou incisions sont couramment utilisées comme marqueurs de climats passés ou de changements tectoniques. Cependant, des études récentes ont montré que l'évolution d'un système montagne-piémont pouvait aussi dépendre fortement de mécanismes autocycliques et de rétroactions entre montagne et piémont.

Ces rétroactions peuvent être importantes car d'une part l'élévation des cônes alluviaux détermine le niveau de base des bassins montagneux et d'autre part les flux sortants des bassins montagneux alimentent le piémont alluvial. Ainsi tout changement dans l'un des sous-systèmes affecte l'autre. Enfin des études théoriques récentes ont montré que les encaissements profonds dans les piémonts peuvent avoir lieu sans aucun changement des flux entrants.

Nous avons donc évalué les conditions d'un tel comportement dans un système montagne-piémont en utilisant un modèle d'évolution de paysages (CIDRE). La montagne correspond à un bloc en surrection constante et les cônes alluviaux se forment sur une surface initialement plane. Nous confirmons que de profonds encaissements à l'apex des cônes peuvent apparaître sans changement des facteurs externes et qu'ils dépendent de deux conditions nécessaires :

- 1. un seuil de transport (ou contrainte critique de cisaillement) non négligeable
- 2. une condition aux limites avale correspondant à une rivière transversale capable d'évacuer les sédiments sortants.

L'incision a toujours lieu lorsque les sédiments atteignent la condition aux limites et reste stable ensuite. De plus, cette incision a lieu quelque soit l'état de la montagne (état transitoire ou à l'équilibre).

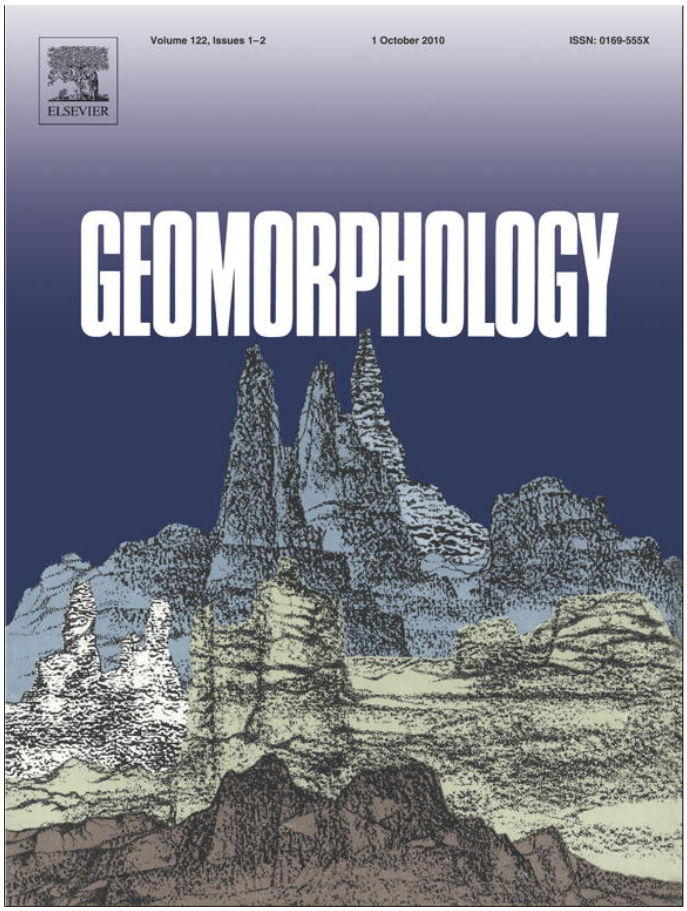
Ce phénomène peut être expliqué par la combinaison d'une forte dépendance non-linéaire de la loi de transport avec la pente, lorsque la contrainte de cisaillement est proche de la contrainte critique, et d'une augmentation de la pente des cônes lorsque les sédiments atteignent la limite avale. L'incision se développe depuis l'apex des cônes où la pente augmente et où les flux d'eau sont le plus concentrés vers l'aval du piémont. Une onde d'incision se propage également plus lentement vers les cimes de la montagne.

Ces résultats soulignent donc l'importance de déterminer quelle est la part des mécanismes autocycliques dans les encaissements des paysages afin de pouvoir relier encaissements et changements externes passés.

2.2 Article publié dans le journal Geomorphology

Références : E. Pepin, S. Carretier, G. Herail, 2010. Erosion dynamics modelling in a coupled catchment–fan system with constant external forcing, Geomorphology, 122, 78–90.

Provided for non-commercial research and education use.
Not for reproduction, distribution or commercial use.



This article appeared in a journal published by Elsevier. The attached copy is furnished to the author for internal non-commercial research and education use, including for instruction at the authors institution and sharing with colleagues.

Other uses, including reproduction and distribution, or selling or licensing copies, or posting to personal, institutional or third party websites are prohibited.

In most cases authors are permitted to post their version of the article (e.g. in Word or Tex form) to their personal website or institutional repository. Authors requiring further information regarding Elsevier's archiving and manuscript policies are encouraged to visit:

http://www.elsevier.com/copyright

Author's personal copy

Geomorphology 122 (2010) 78–90

Contents lists available at ScienceDirect

Geomorphology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/geomorph

Erosion dynamics modelling in a coupled catchment–fan system with constant external forcing

E. Pepin *, S. Carretier, G. Herail

LMTG-Universite De Toulouse-CNRS-IRD-OMP, 14 Av. E. Belin, F-31400 Toulouse, France

ARTICLE INFO

Article history:
Received 9 December 2009
Received in revised form 21 April 2010
Accepted 26 April 2010
Available online 2 June 2010

Keywords:
Mountain–fan system
Erosion
Natural entrenchment

ABSTRACT

Recent alluvial fan models have suggested that deep alluvial fan entrenchment could occur without any change in sediment and water influx. Moreover, other studies have shown that the evolution of a fan could strongly depend on feedback between the fan and the mountain catchment. We evaluate if natural entrenchment still occurs in a coupled catchment–fan system, and we evaluate its possible impact on the evolution of mountain erosion. We use a landscape evolution model where the mountain corresponds to an uplifting block and where fans form over an initial horizontal surface. Our experiments confirm that deep entrenchment at the fan apex can occur without a change in climate or in uplift rate under two conditions: (1) the transport threshold (critical shear stress) is significant and (2) the downstream boundary condition corresponds to an open boundary with fixed elevation, which stops the progradation of alluvial fans. A stable entrenchment occurs when sediments reach this limit. The entrenchment can be explained by a strong nonlinear dependence of the transport law on the slope when the shear stress is close to critical. A fan slope increase occurs when sediments reach the model limit, and this drives entrenchment. Fan entrenchment drives strong erosion in the mountain with intensity and a response time similar to those observed for the initial mountain uplift. These results indicate that determining how much of natural erosion is from autogenic mechanisms is essential in order to link landscape entrenchment with past external changes.

© 2010 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The alluvial fans correspond to alluvial deposits located at the outlets of mountain valleys, forming portions of fans in plane view, which can merge downstream to form wide alluvial surfaces in the alluvial apron of foreland basins. Cycles of aggradation and erosion in an alluvial fan and especially fan-head entrenchments (see examples in Fig. 1) have been actively studied since Eckis' work (1928) in the Cucamonga district (California) fans. For instance in California, incised fans of the Central Valley (Bull, 1964), the Death Valley (Hooke, 1972; Dorn et al., 1996; Jayco, 2005), the Panamint Valley (Blair, 1999a; Blair, 1999b; Blair, 1999c; Jayco, 2005), or the Owens Valley (Duhnforth et al., 2007, 2008) have been studied. More generally, incised fans are studied in many places of the word such as in Spain (Calvache et al., 1997; Harvey, 1999, 2002; Viseras et al., 2003), Tunisia (White, 1991), New Zealand (Davies and Korup, 2007), Iran (Beaumont, 1972), Argentina (Milana and Ruzycki, 1999), Arizona (Blissenbach, 1954), the Tian Shan (Poisson and Avouac, 2004) and the Golbi Altay (Vassallo et al., 2007). Finally, fan dynamics have been studied experimentally and theoretically (Denny, 1967; Hooke, 1968; Schumm et al., 1987; Bull, 1991; Whipple et al., 1998; Parker et al., 1998; Sun et al., 2002; Babault et al., 2005). Many of these studies assign sedimentary facies changes, oscillations of sedimentation and erosion periods and fan morphology changes to climate and tectonic forcing effects. Thus fans have been used largely as markers of tectonic, climatic or eustatic variations.

However, some studies have pointed out the possible autogenic behavior of fan incision (White, 1991; Humphrey and Heller, 1995; Coulthard et al., 2002; Nicholas and Quine, 2007a). For instance, Humphrey and Heller (1995) and Coulthard et al. (2002) suggested that fan evolution is not solely related to changes in external forcing but also to the evolution of the system in time. Using a single fan evolution model, Nicholas and Quine, (2007a) determined that autogenic mechanisms (in the absence of sediment and water influx variations) could induce strong entrenchments. They suggested that, in this case, entrenchment is due to a fixed elevation condition at the fan boundary and to a specific relationship between flow width, sediment transport and rate of aggradation. A remaining issue, however, is to know if the coupling with a mountain, the source of sediment and water, could change this model outcome. For example, we might expect mountain erosion to adapt quickly to elevation changes in the alluvial fans, increasing the input sediment flux of the alluvial apron and thus limit the development of fan incision. Indeed, some studies (e.g., (Babault et al., 2005; Carretier and Lucazeau, 2005)) have suggested strong geomorphological couplings between mountain catchments and alluvial fans: any elevation change in the fan domain controls the mountain range base level and thus affects the geomorphological evolution of the

* Corresponding author. Tel.: +33 5 61 33 26 22; fax: +33 5 61 33 25 60.
E-mail address: pepin@lmtg.obs-mip.fr (E. Pepin).

0169-555X/$ – see front matter © 2010 Elsevier B.V. All rights reserved.
doi:10.1016/j.geomorph.2010.04.029

Author's personal copy

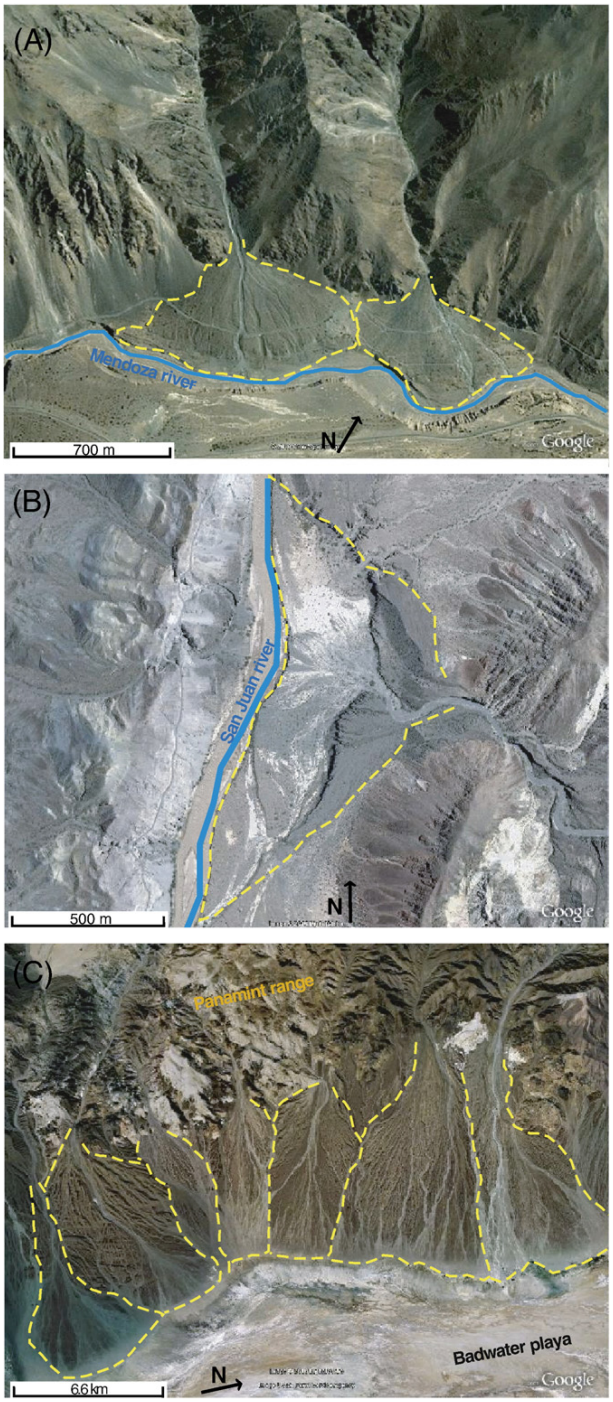


Fig. 1. Natural examples of fan-mountain incisions. Photos from Google Earth 2010. (A). Mendoza River fans (Argentina: 32°49′50″S; 69°43′20″O). (B) San Juan River fan (Argentina) referred to as Fan 22 by Milana and Ruzycki (1999). (C) Panamint Valley fans (California) studied by Blair (1999a, 1999b, 1999c) and Dorn et al. (1996).

mountain. In addition, any change in the water and sediment outflux of a mountain range has a direct effect on alluvial fan dynamics (Eckis, 1928; Allen and Densmore, 2000; Pelletier, 2004; Babault et al., 2005; Carretier and Lucazeau, 2005; Davies and Korup, 2007; Densmore et al., 2007; Duhnforth et al., 2007, 2008).

This study explores the conditions under which autogenic entrenchment can happen in a fan and, more generally, how the system can incise itself without changes in external forcing. In order to generalize Nicholas and Quine's (2007a) results, we consider a system composed of mountain catchments and alluvial fans. In using such a coupled system, we should be able to constrain the fan behavior better and to analyze the effect of fan entrenchment on mountain catchment erosion.

In this study we use "CIDRE", a numerical model of landscape evolution (Carretier et al., 2009). It allows us to develop theoretical mountain-fan landscapes under well-constrained conditions. We submit our catchment–fan system to constant climate and uplift rates. We vary the erosion and transport parameters, the boundary conditions at the model edges and the model size to determine the necessary conditions for autogenic fan entrenchment.

2. Model description and experimental setting

2.1. Model description

CIDRE is a cellular automaton model for landscape evolution on a continental setting (Carretier et al., 2009). Time step dt consists of two calculation cycles: one to calculate the water flux, and the other to calculate the erosion/sedimentation rate. A cell is defined as bedrock with or without a sediment cover.

At the start of a time step, an elementary volume of water defined as the precipitation rate $P\,[L/T]$ times the time step of the calculation dt is distributed homogeneously over all cells. The water then propagated over the grid from the highest to the lowest cell ensuring water volume conservation. We use a multiflow algorithm: at each point locally, the water is distributed from a cell toward all lower cells in proportion to their slope. At the end of the propagation process, the water flux is known everywhere.

To ensure sediment conservation, the grid is recalculated again from the highest to the lowest cell. The erosion or sedimentation volume of each cell is the difference between the sediment influx and outflux integrated over dt. The influx results from the algebraic sum of erosion and sedimentation that occurred upstream. The outflux depends on specified transport laws, which correspond to maximum possible local transport rates (a transport capacity in the case of fluvial transport), but it is limited by the sediment available for transport (in the same way as in GOLEM for example: Tucker and Slingerland, 1994). The multiple flow algorithm specifies the calculation of an outflux for each receiving cell, so that the process described below applies in all directions toward all lower neighbouring cells.

First, a potential volume ($qd \cdot dt \cdot dx$) of sediment transported by creep is calculated using a nonlinear diffusion law to take into account the nonlinear increase of the sediment flux when approaching the slope of repose S_c of the sediment or rock (Roering et al., 1999):

$$qd = -\kappa \frac{S}{1-\left(\frac{S}{S_c}\right)^2} \tag{1}$$

where qd is the diffusive transport rate per unit width $[L^2T^{-1}]$. $\kappa\,[L^2T^{-1}]$ is a diffusion coefficient, Sc is the critical slope corresponding to the material gradient of repose, and S is the local slope. If all the sediment present on the cell is removed, then a diffusive outflux is calculated with a different κ and S_c.

Then a potential volume of sediment carried by water ($qt \cdot W \cdot dt$, W is the flow width discussed later) is determined using a classical excess shear stress law for the transport capacity per unit width qt:

$$qt = K_{all}(\tau - \tau_c)^p \tag{2}$$

$\tau_c\,[ML^{-1}T^{-2}]$ is a critical shear stress for clast entrainment, $K_{all}\,[M^{-p} \times L^{2-p}T^{2p-1}]$ is an alluvial transport coefficient and p is a positive constant. Assuming uniform flow conditions, a Chezy friction law and a small depth-to-width river section geometry, the shear stress $\tau\,[ML^{-1}T^{-2}]$

Author's personal copy

can be expressed as a function of slope and water flux by unit flow width q $[L^2T^{-1}]$:

$$qt = K_{all}\left(k_t q_j^m S^n - \tau_c\right)^p \tag{3}$$

where m and n are positive exponents, and k_t $[ML^{-1-3m}T^{m-2}]$ is a constant positive coefficient. If the sum of the volume of incoming sediment and the volume of sediment remaining on the cell is lower than $qt \cdot dt \cdot W$, then this sum is added to the outflux and the bedrock erodes as follows.

A potential volume detached from the bedrock ($I \cdot dx \cdot W \cdot dt$) is calculated using a shear stress excess function to model a potential bedrock incision rate I $[LT^{-1}]$:

$$I = K_{br}(\tau - \tau_c)^a \tag{4}$$

K_{br} $[M^{-a}L^{1-a}T^{2a-1}]$ is a bedrock detachment coefficient. Using the same assumptions as for qt:

$$I = K_{br}\left(k_t q_j^m S^n - \tau_c\right)^a \tag{5}$$

A volume $I \cdot dt \cdot dx \cdot W$ is added to the sediment leaving the cell if the amount of excess transport capacity is sufficient or only a quantity that just justifies the excess transport capacity (the potential carried volume minus the volume already carried out).

A subcell equilibrium flow width is determined by the classical square root function of the volumetric water outflow Q $[L^3T^{-1}]$ with kw a positive and constant parameter:

$$W = kw \cdot Q^{0.5} \tag{6}$$

Finally, once the sediment influx and outflux have been determined, a change in elevation Δz is approximated by dividing their difference by the cell area (Carretier et al., 2009).

Both detachment and transport capacities include a critical shear stress for particle entrainment τ_c, which will be studied in detail Eqs. (2) and (4). The critical shear stress represents a physical force per unit area $[NL^{-2}]$ that the system should exceed to allow clast entrainment or bedrock incision. It is commonly expressed as a function of sediment and surface characteristics. For instance according to Chang's (1988) definition:

$$\tau_c = C(\gamma_s - \gamma_w)d_{sed}\cos(\varphi)[\tan(\theta) - \tan(\varphi)] \tag{7}$$

where C is a bed friction coefficient dependent on ground characteristics such as surface ruggedness or vegetation. γ_s and γ_w are the specific weight of sediment and water, respectively; d_{sed} is the mean sediment diameter, φ is the local slope and θ the angle of repose (depending on sediment characteristics such as size or shape). When calculating, τ_c is often expressed using the Shield parameter and equation (see, Chang, 1988). The Shield parameter τ^* is determined empirically thanks to the Shield diagram and fluctuates between 0.043 and 0.6. In fact it is a function of the Reynolds number, which is to say of temperature, slope, grain size, etc. The Shield equation is:

$$\tau_c = \tau^*(\gamma_s - \gamma_w)d_{sed} \tag{8}$$

In our experiments $\tau_c \leq 15$ Pa. This corresponds to grain size ranging between fine sand and 2 cm in diameter. In natural fans, the relationship between τ_c, d_{sed} and the fan slope suggests that under the same external conditions, a fan composed of coarse material will be steeper than a fan composed of fine sand. This steepening has been observed by Hooke (1968). Other studies have shown that fan morphology is controlled by debris flow characteristics such as ruggedness (White, 1991). These characteristics are directly linked to τ_c value.

Given the coarse resolution of the model grid that can exceed river width, a subcell equilibrium flow width is determined using the classical square root function of the volumetric water outflow (Eq. 6). However, when this width W is larger than the cell width dx, then $W = dx$. This choice has two implications: firstly, at subcell scale, the transient adjustment of the flow width is not taken into account (Eaton et al., 2004; Stark, 2006; Wobus et al., 2006; Turowski et al., 2007). Secondly, when the flow is dispersed (i.e., there are more than one downstream neighbouring cells) and when $W < dx$, the exchange of water between cells corresponds to braided channels. When $W > dx$, the flow is sheet flow. The multiple flow algorithm limits the known excessive flow concentration when using the steepest descent algorithm, although it does not prevent it entirely (e.g., Nicholas and Quine, 2007a).

Some models have assumed a significant reaction time for reaching the transport capacity of the sediment flux, or equivalently, a significant transport distance for the deposition of the sediment (Kooi and Beaumont, 1994; Braun and Sambridge, 1997; Crave and Davy, 2001; Davy and Lague, 2009). This characteristic reaction or transport distance is not taken into account in our model, where the eroded volume of sediment can instantaneously be equal to the transport capacity. Moreover, our model allows significant differences between τ_c and shear stress τ in the transport law in Eq. (3) (e.g., Tucker and Bras, 2000). Our approach is different from that of Parker et al.'s (1998) or Sun et al.'s (2002) who calculated a river width and a sediment flux imposing $\tau = 1.4\tau_c$.

Mainly, two notable differences exist between our transport model and Nicholas and Quine's (2007a, 2007b) transport model: we exclude lateral erosion, and we do not allow water to flow over negative topographic slopes. Thus our model is simpler.

2.2. Experimental geometry and parameters

2.2.1. Geometry and boundary conditions

The initial surface of our experiments has been chosen as a zero elevation surface that is not completely slick in order to study the system dynamics from the start of drainage network growth. Consequently, we use an initially horizontal rectangular grid, with a Gaussian elevation noise ($\sigma = 0.5$ m) divided into two sections (Fig. 2). The first corresponds to the mountain range block, the second to the foreland basin. The size of the cells is 20×200 m. The mountain range is 8×16 km. These dimensions allow us to take into account the competition between several catchments during the drainage network growth and correspond to a compromise between computing time and spatial resolution. These dimensions are common dimensions in geomorphology modelling (Tucker (2004): 10×10 km, $\delta x = 200$ m; Parker et al. (1998): 10×10 km). The mountain range block is submitted to a constant uplift of 1 mm y^{-1}. This value is a mean value ranging between low milimetrical uplift rates such as in the Alps, the Pyrenees or the Gobi-Altay (Vassallo et al., 2007) of Mongolia, and strong uplift rates (0.5–1 cm y^{-1}) in very active ranges such as in Taiwan (Hovius et al., 1997) or the Himalayas (Lavé and Avouac, 2001). A constant precipitation rate ($P = 500$ mm y^{-1}) has been chosen to mimic the simplest climate possible and to represent a typical mean annual precipitation value. Referring to the Global Precipitation Climatology Project (GPCP) (i.e., Huffman et al., 1997), the mean global precipitation rate on land can be estimated to be around 690 mm y^{-1} in the world.

In the foreland section, whereas the mountain size is fixed for all experiments (8×16 km), different foreland lengths are tested from 0 to 10 km. Foreland length, Lf, is always compared to mountain length, Lm. Lf^* represents the ratio Lf/Lm. Different boundary conditions are used for each grid edge (Fig. 2). At the mountain top (northern boundary), neither water nor sediment can exit the lattice. Eastern and western boundaries are linked by periodic boundary conditions. Two foreland boundary conditions (southern boundary) are tested,

Author's personal copy

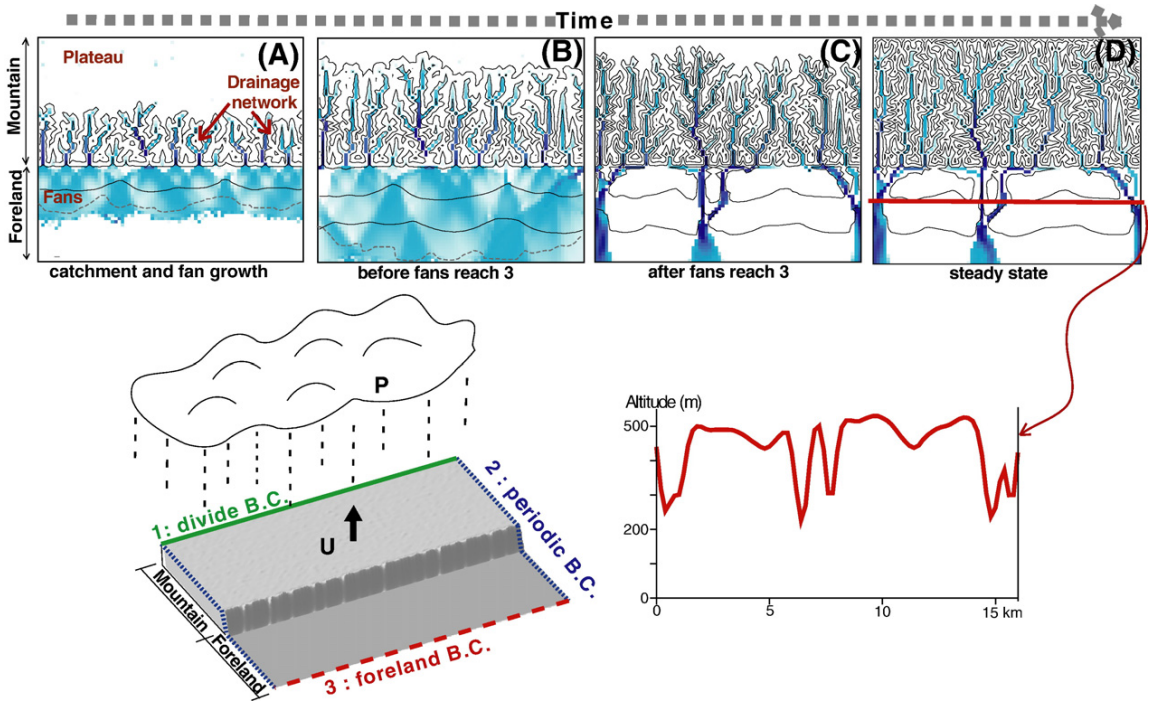


Fig. 2. The experimental grid consists of a mountain section subjected to constant uplift and precipitation and of an initially horizontal foreland section. Boundary conditions are: on the northern edge (1) "divide condition": neither water nor sediments could exit; on the eastern and western edges (2) "periodic conditions"; on the southern edge (3) "arid endhoreic basin": sediments cannot exit, water evaporates or infiltrates, altitude is free or "transversal river": altitude fixed, sediments and water can exit. Figures A–D show different stages of experiment 15c (Table 1). Topography contour lines are in black (every 200 m), fan depositional limit lines are in dashed and color gradient represents the water flux. It ranges between maximum and minimum water flux values of the model grid.

corresponding either to an arid endhoreic basin (water infiltrates or evaporates, but sediments are trapped) or to a transversal river able to transport the sediments far away (the elevation is fixed at 0 m and both water and sediments can exit).

2.3. Description of the experiments

We have carried out numerous experiments of which 24 are presented in this paper as a summary of the entire set. Table 1 shows the parameters

Table 1
List of experimental runs and their parameters.

Code	τ_c	*Kbr*	*Kall*	*m*		*n*		*p*		*Lf** (ratio *Lf*/*Lm*)	Rainfall area (mountain only or mountain + foreland)	U (mm y^{-1})	Foreland boundary condition	Fan entrenchment
1a	0	3e-10	2e-6	0.3		0.7		1.5		0	M+F	1	Trans. river	–
2a	0	3e-10	2e-6	0.3		0.7		1.5		0.5	M+F	1	Trans. river	No
3a	0	3e-10	2e-6	0.3		0.7		1.5		1	M+F	1	Trans river	No
4a	0	3e-10	2e-6	0.3		0.7		1.5		1.25	M+F	1	Trans. river	No
5b	10	4e-10	1.5e-5	0.6		0.7		1.5		0	M	1	Trans. river	–
5b-0.5	10	4e-10	1.5e-5	0.6		0.7		1.5		0	M	0.5	Trans. river	–
5b-2	10	4e-10	1.5e-5	0.6		0.7		1.5		0	M	2	Trans. river	–
6b	10	4e-10	1.5e-5	0.6		0.7		1.5		0.25	M	1	Trans. river	Yes
7b	10	4e-10	1.5e-5	0.6		0.7		1.5		0.5	M	1	Trans. river	Yes
8b	10	4e-10	1.5e-5	0.6		0.7		1.5		0.75	M	1	Trans. river	Yes
9b	10	4e-10	1.5e-5	0.6		0.7		1.5		1	M	1	Trans. river	Yes
10b	10	4e-10	1.5e-5	0.6		0.7		1.5		1	M+F	1	Arid endo. basin	No
11b	10	4e-10	1.5e-5	0.6		0.7		1.5		1.25	M	1	Trans. river	Yes
12c	15	4e-10	1.5e-5	0.6		0.7		1.5		0	M	1	Trans. river	–
13c	15	4e-10	1.5e-5	0.6		0.7		1.5		0.25	M	1	Trans. river	Yes
14c	15	4e-10	1.5e-5	0.6		0.7		1.5		0.5	M	1	Trans. river	Yes
15c	15	4e-10	1.5e-5	0.6		0.7		1.5		0.75	M	1	Trans. river	Yes
16c	15	4e-10	1.5e-5	0.6		0.7		1.5		1	M	1	Trans. river	Yes
17c	15	4e-10	1.5e-5	0.6		0.7		1.5		1	M	1	Trans. river	Yes
				I	*qt*	*I*	*qt*	*I*	*qt*					
18d	0	3e-10	2e-4	0.5	1.5	1	1.5	1	1	0	M+F	1	Trans. river	–
19d	0	3e-10	2e-4	0.5	1.5	1	1.5	1	1	0.5	M+F	1	Trans. river	No
20d	0	3e-10	2e-4	0.5	1.5	1	1.5	1	1	0.75	M+F	1	Trans. river	No
21d	0	3e-10	2e-4	0.5	1.5	1	1.5	1	1	1	M+F	1	Trans. river	No
22d	0	3e-10	2e-4	0.5	1.5	1	1.5	1	1	1.25	M+F	1	Trans. river	No

τ_c is the critical shear stress; *Kbr*, *Kall*, *m*, *n*, and *p* are physical parameters developed in transport Eqs. (1)–(5). In experiments 18d–22d, *m*, *n* and *p* are different in the bedrock incision rate *I* Eq. (5) and in the transport capacity *qt* Eq. (3). *Lf* is the normalized fan length. Foreland boundary condition can be either a transversal river or an arid endhoreic basin.

Author's personal copy

and foreland boundary conditions used for each experiment. As we assume that natural entrenchments are not due to external forcing, precipitation rate (0.5 m y^{-1}) and uplift rate ($1 \cdot 10^{-3}$ m y^{-1}) are kept constant in all experiments. Transport law coefficients have been chosen to develop realistic landscapes in accordance with previous theoretical studies (Tucker and Bras, 1998; Whipple et al., 2000; Tucker, 2004; Carretier and Lucazeau, 2005; Carretier et al., 2009). In Eq. (1), the diffusion coefficient κ equals 0.01 m^2 y^{-1}, critical slope *Sc* equals 0.6 (=tan 30°) for sediment and *Sc* equals 1.7 (=tan 60°) for bedrock. The flow width parameter Eq. (6) *kw* equals 12 m$^{-1.5}$ s$^{0.5}$, which leads to a river width at the mountain outlet on the order of several meters (much lower than the cell width). k_t Eqs. (3) and (5) is from the Manning flow resistance equation. K_{all} Eq. (2) correspond to the Meyer-Peter and Müller (1948) formula. *Kbr* is more difficult to calibrate. It depends on lithologic resistance and erosion processes (Snyder et al., 2003; Sklar and Dietrich, 2004), and large range of values can be found (Tucker and Slingerland, 1997; Tucker and Bras, 2000; Tucker, 2004; Carretier and Lucazeau, 2005; Carretier et al., 2009). In our experiments, *Kbr* values have been chosen in the ranges of previously assumed values to obtain reasonable fluvial relief (around 1000 m for maximum elevation at steady state) in a reasonable timescale of around 1 million years.

For experiments with $\tau_c > 0$, *m* and *n* are determined from the relationship between the shear stress τ, q_j and *S* using the Chezy or Manning relationship and assuming steady, uniform flow in a wide channel (cf, Tucker, 2004). In this case, $m = 0.6$ and $n = 0.7$. For the transport capacity law, $p = 3/2$ corresponds to the Meyer-Peter and Müller (1948) formula. For the bedrock incision law, *p* is also set to 3/2. Lavé and Avouac (2001) argued for $p = 1$ from field work, whereas Whipple et al. (1998) proposed that $1.8 < p < 2.2$ based on the bedrock erosion process. We chose $p = 1.5$ as a compromise that allows a nonlinear relationship between *I* and τ. Note that in both laws, when τ is close to τ_c, *I* and q_t are nonlinear in slope and water flux (Tucker, 2004; Carretier et al., 2009).

For experiments with $\tau_c = 0$ (experiments d, Table 1), the erosion-transport equations simplify to the classical stream power laws (*I* and $q_t \propto q_j^{mp} S^{np}$). In this case, *mp* and emphnp are set differently for the transport capacity law and for the bedrock incision law in order (1) to keep the transport capacity more than linear in slope and in water flux. This condition has been proved necessary to develop fluvial incision in alluvial deposits (Smith and Bretherton, 1972), and (2) to be consistent with classical river concavity close to 0.5 at dynamic equilibrium (Whipple and Tucker, 2002). Thus $m = n = 1.5$ is used for the transport capacity law, $m = 0.5$ and $n = 1$ for the bedrock erosion law, and $p = 1$ in both cases. In addition, other *m* and *n* values are tested (experiments a, Table 1). It is difficult to justify such values, but given the uncertainty on erosion laws, it is worth testing their influence on model results (e.g., (Murray and Paola, 1997; Davy and Crave, 2000)). *Kall* and *Kbr* can differ between experiments in order to develop landscapes with similar mean relief.

Rainfall is applied on the mountain section only, but for model stability reasons some experiments also are run with rainfall applied on the foreland basin. We have carried out tests (for instance 16c and 17c) to ensure the similarity of the two rainfall cases in terms of the system dynamics. Experiments with rainfall applied in the entire grid develop

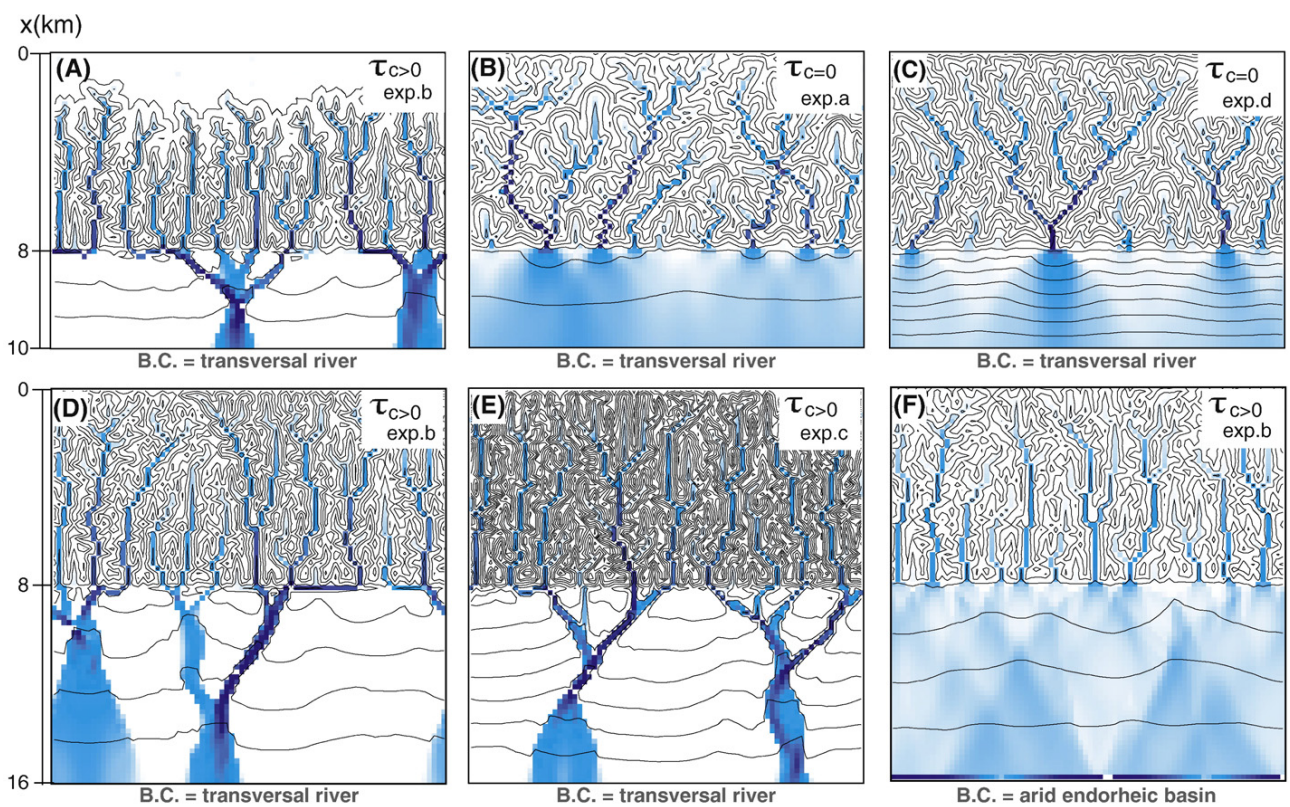


Fig. 3. Representation of six experimental time steps after fans have reached: there are several fans that reach the foreland limit. Boundary conditions are a transversal river (A, B, C, D and E) or an endhoreic basin (F). (A) Experiment 7b ($\tau_c = 10$, $Lp = 0.5$); entrenchment occurs before the mountain has been connected. (B) Experiment 2a ($\tau_c = 0$, $Lp = 0.5$); entrenchment does not occur; transport remains unchannelized. (C) Experiment 19d ($\tau_c = 0$, $Lp = 0.5$ and q_t in Eq. (3) is more than linear in slope and water flux); without a significant τ_c, entrenchment does not occur even if $n > 1$ and $m > 1$. (D) Experiment 9b ($\tau_c = 10$, $Lp = 1$); entrenchment occurs after mountain connectivity. (E) Experiment 16c ($\tau_c = 15$, $Lp = 1$); slopes are greater than case D because of a greater τ_c value. (F) Experiment 10b ($\tau_c = 10$, $Lp = 1$); entrenchment does not occur. See parameters in Table 1.

Author's personal copy

mountain and foreland relief (magnitude and slopes) and a drainage network (concavity index) similar to the relief and drainage network of experiments with rainfall on the mountain section only.

In order to analyze natural entrenchment conditions, we have varied the foreland boundary condition identified by Nicholas and Quine (2007a), the foreland length, and τ_c. The other parameters remain as in Table 1. The foreland basin length *Lf* is thought to control the aggradation rate because it increases the deposit area. The critical shear stress can control the magnitude of erosion. So both parameters could play a role in fan entrenchment and are tested.

3. Results

Fig. 2A–D represent the stages of a typical experiment leading to an autogenic entrenchment, obtained with the parameters of experiment 15c (Table 1). Because of rain and uplift, a drainage network is initiated in the mountain while fans aggrade in foreland (Fig. 2A). Before fans reach the foreland boundary condition (Fig. 2B), they aggrade downstream, mainly by sheet flow transport. After fans reach the foreland boundary condition, entrenchment occurs and the water flow becomes channelized (Fig. 2C); then incisions remain stable in time (Fig. 2D). Their magnitude represents half the altitude of the foreland apex (Fig. 2D and topographic profile). This experiment shows that natural entrenchment occurs with an open and fixed boundary condition, as in the Nicholas and Quine (2007a) model. We now investigate if the entrenchment requires some particular development stage of the mountain erosion, foreland length, or τ_c value.

3.1. Necessary conditions for autogenic entrenchments

Fig. 3 sums up our results. It shows six different models at different stages of their evolution, but in all cases the images have been obtained after fan sedimentation in the foreland has reached the foreland boundary condition. Fig. 2A corresponds to the reference experiment also shown in Fig. 2.

Experiments carried out with $\tau_c = 0$ (Fig. 3B, C; all a and d experiments, Table 1) never develop autogenic entrenchment, whatever the foreland boundary condition, length, and other parameters.

In the case of a positive and significant threshold in the transport capacity law (Eq. 2), results depend on the foreland boundary condition (Fig. 3D, E, F). For a closed boundary condition ("arid endorheic basin"), entrenchment never occurs. Fig. 4 shows in more detail the differences between an open foreland boundary condition case (experiment 9b, Table 1) and a closed one (experiment 10b, Table 1). This figure represents mean topographic profiles along the NS axis for both experiments and for three times: just before sediments reach the model boundary, at the model boundary, and after. The first two steps are identical in both cases (dashed grey lines), but the third one is different (black lines). For an open boundary condition ("transversal river"), as observed in laboratory experiments (Babault et al., 2005), the mean fan slope increases significantly just after sediments have reached the boundary. Therefore, shear stress τ increases, especially near fan apexes, where the flow is the narrowest, thus driving the entrenchment. The slope increase is entirely controlled by the arrival of the sediment at the boundary condition: near this boundary, aggradation rate decreases strongly (no more progradation possible) while sedimentation continues near the fan apex, increasing the regional fan slope (see also Nicholas and Quine, 2007a). In the case where sediments have reached the closed boundary condition, progradation beyond the model boundary cannot occur because neither sediment nor water can exit. In order to accommodate the volume of sediment coming from the mountain section, a continuous aggradation takes place all along the foreland area. Consequently, the foreland basin and its base-level rise without change in slope. Mean slopes of both mountain and fan seem to reach equilibrium and the system remains stable. In this case, incision never occurs (Fig. 3F).

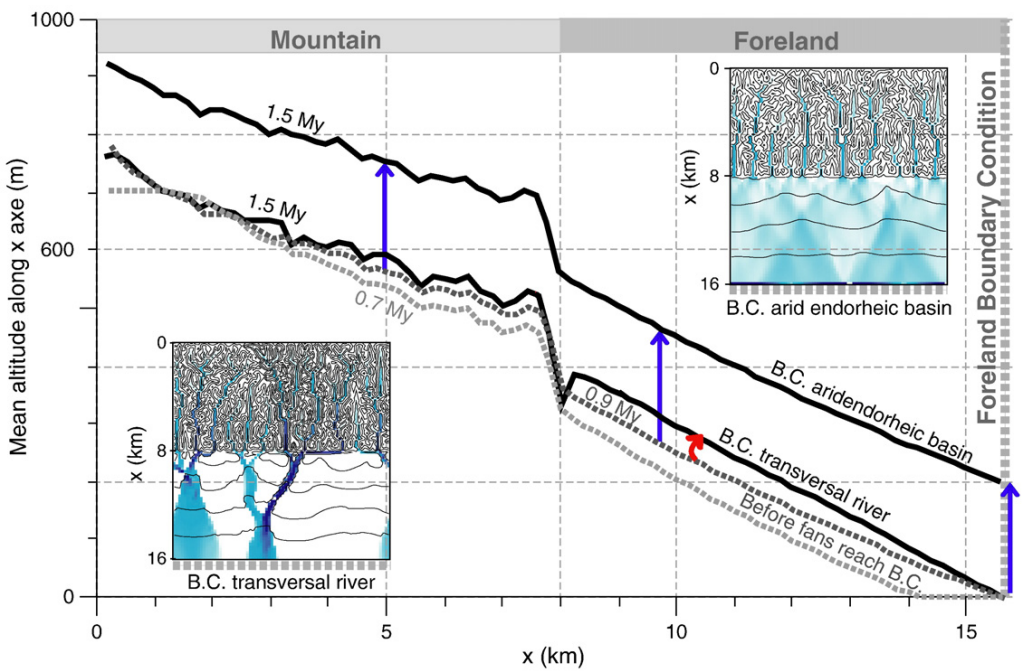


Fig. 4. Mean relief along the *x* axis for experiments 9b and 10b at different time steps. The mountain–fan boundary is located at $x = 8$ km. Dashed lines represent mean relief before fans reach the foreland limit. At this stage, curves are superposed for both experiments. Experiment 9b (transversal river B.C.): after reaching boundary, fans undergo entrenchment. Entrenchment is strongly marked on the curve at the foreland apex. Note the increase in slope in the foreland (curved red arrow). Experiment 10b (arid endhoreic basin B.C.): after reaching the foreland limit, foreland base level and mountain and fan altitudes keep growing without entrenchment. Blue arrows show the constant rise of the system.

Author's personal copy

Finally, we changed the foreland length *Lf* in the case of a positive τ_c and an open boundary condition at the foreland edge. Entrenchment still occurs whatever the *Lf* value, as illustrated by Fig. 3A and D.

Considering that a mountain catchment is connected when the drainage network has cut back to the divide, Fig. 3 illustrates that the mountain could be totally connected (Fig. 3D) or not when entrenchment occurs (in Fig. 3A, the plateau is not entirely dissected by the drainage network). Thus, the erosion stage of the mountain (drainage network established or not), and therefore the mountain outflux, does not influence the formation of autogenic incision of fans in this model.

To sum up, our results indicate that the necessary conditions for natural entrenchment of fans are a positive, significant critical shear stress in the transport law and open foreland boundary conditions with a fixed elevation. The natural entrenchment of fans is totally independent of the foreland length or of the mountain outflux.

3.2. Entrenchment initialization and propagation

Fig. 5 shows entrenchment initiation and propagation in fans in experiment 16c (Table 1), illustrated by two-dimensional views and by sequential profiles of the elevation changes averaged along the NS axis. The mountain section is eroding during the entire process (negative mean elevation change). The foreland elevation change is first positive everywhere (general aggradation: curve A); then incisions propagate downstream from the upper part of the foreland Fig. 5B–D. Finally, the rate of elevation change reaches equilibrium. During incision propagation, the denudation rate is greater at the mountain–foreland boundary and could be more than four times greater than the steady mountain erosion rate. Moreover, curves C to E in Fig. 5G show that an erosion wave propagates upstream into the mountain. So incisions propagate in two opposite directions from the mountain–foreland transition: from the apex of the fan downstream in the foreland and upstream into the mountain. Curve E in Fig. 5 shows that incisions require more time to propagate into the mountain than into the foreland (Fig. 5D). This result is the direct consequence of the *Kbr* and *Kall* values we used.

3.3. Influence of foreland sedimentation/erosion on mountain erosion

We now investigate how the catchment–fan coupling (natural incision in particular) influences the mean erosion rate evolution of the mountain. Previous studies have analyzed the input/output relationship between uplift, climate and the erosional response of a mountain range (e.g., Tucker and Slingerland, 1994; Kooi and Beaumont, 1996; Allen and Densmore, 2000; Davy and Crave, 2000; Carretier et al., 2009). We want to examine the influence of piedmont incision on the mountain erosional response compared to mountain erosional response to uplift without a piedmont.

We first analyze the response times characterizing the erosion rate evolution in our modelling and then we detail the relationship between the changes in the two-dimensional views and in the mean erosion rate curve.

3.3.1. Characteristic times of mountain response

Mountain erosion rate (or sediment outflux) curves have been usually described using two characteristic times (e.g., Kooi and Beaumont, 1996; Davy and Crave, 2000; Lague et al., 2003; Carretier et al., 2009). The first one, *Tco*, is the time of connectivity—or drainage network development. Connectivity of the mountain is completed when all points of the mountain are connected to the base level through the drainage network. It is defined by plotting the mean elevation change along the x axis at different times (as for example in Fig. 5). *Tco* is the time required to obtain negative mean elevation change all along the

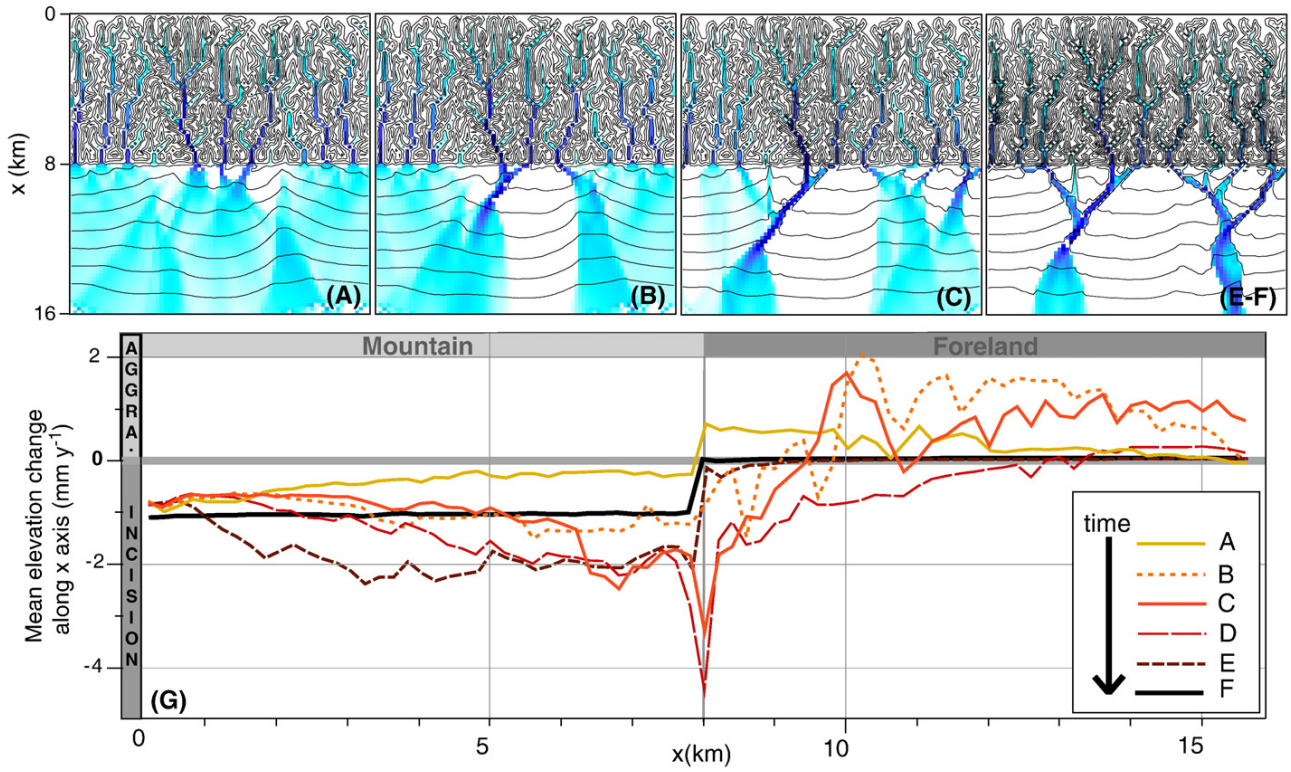


Fig. 5. Entrenchment chronology for experiment 16c. Figure G illustrates the mean elevation change along the *x* axis at different times. Figures A, B, C and E–F correspond to the times in Fig. G. Aggradation corresponds to a positive elevation change whereas erosion corresponds to a negative elevation change. Mountain–fan boundary is located at $x = 8$ km. Time (A): before reaching the boundary, fans are aggrading. Time (B) fans have reached the foreland boundary and entrenchment occurs in the fan apex. Times (C) and (D): entrenchment is greatest at the fan–mountain boundary; the alluvial apron is broadly eroding. Times (E–F): entrenchment is permanent and the mountain–fan system reaches a steady state.

Author's personal copy

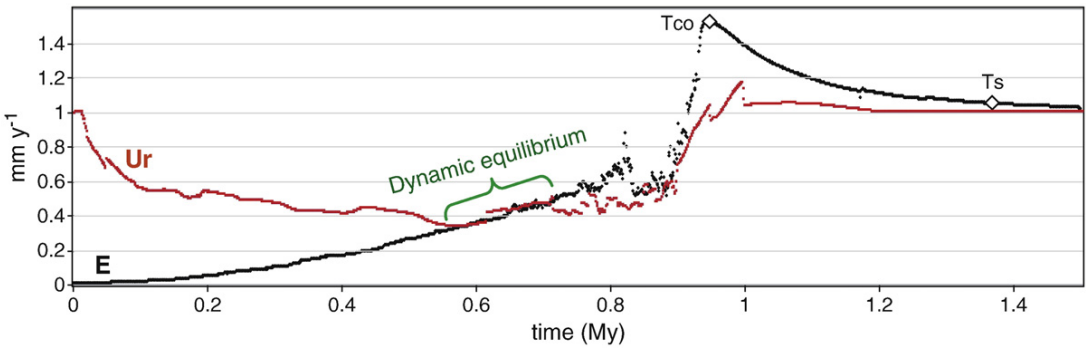


Fig. 6. Mean erosion rate in mountain section (E) versus relative uplift rate (Ur) for experiment 9b. Dynamic equilibrium is reached when $E = Ur$ (Babault et al., 2005). Steady state for this experiment is reached when $E = U$ ($= 1$ mm y^{-1}). In our study, dynamic equilibrium is reached when $\tau_c > 0$ and $Lf^* > 0.62$.

mountain section, that is to say, all the points of mountain section are eroded. The second characteristic time, *Ts*, corresponds to the steady state time in the mountain, namely the time required to balance rock uplift and erosion rates. We define *Ts* as the time needed to reach a mountain erosion rate equaling 95% of the uplift rate. A third state of landscape that characterizes coupled catchment–fan systems has been defined by Babault et al. (2005). Dynamic equilibrium occurs when the mountain erosion rate balances the relative uplift rate (Ur). Relative uplift rate is the difference between the rock uplift rate U and the aggradation rate of the fan apex. We observed such a dynamic equilibrium for experiments with a positive τ_c and with $Lf^* > 0.62$ (experiment 9b, Fig. 6).

As we saw previously, foreland length does not influence natural fan entrenchment. However, it does seem to control the response times and the relief of a mountain significantly (Babault et al., 2005; Carretier and Lucazeau, 2005). In order to illustrate this dependence of the mountain erosional response on the foreland length, we define normalized connectivity time Tco^* and steady time Ts^*. These normalized times correspond to *Tco* and *Ts* for a specific foreland length *Lf* divided by the connectivity time of the same experiment without foreland. Eq. (9) expresses Ts^*, but the expression of Tco^* is equivalent.

$$Ts(Lf)_* = Ts(Lf) \,/\, Ts(Lf = 0) \tag{9}$$

Table 2
Characteristic mountain response times.

Code	Lf^*	*Ts* (Myr)	*Tco* (Myr)	Ts^*	Tco^*
1a	0	2.47	0.28	1	1.00
2a	0.5	3.00	0.28	1.21	1.00
3a	1	3.40	0.28	1.38	1.00
4a	1.25	3.75	0.28	1.52	1.00
5b	0	0.77	0.56	1.00	1.00
6b	0.25	0.95	0.68	1.24	1.19
7b	0.5	1.07	0.74	1.39	1.30
8b	0.75	1.19	0.80	1.54	1.41
9b	1	1.34	0.80	1.74	1.41
11b	1.25	1.54	0.80	2.01	1.41
12c	0	1.27	0.96	1.00	1.00
13c	0.5	1.75	1.24	1.38	1.29
15c	0.75	1.89	1.32	1.49	1.38
16c	1	2.30	1.32	1.82	1.38
18d	0	2.11	0.82	1.00	1.00
19d	0.5	4.00	0.85	1.90	1.04
21d	1	5.77	0.88	2.73	1.07
22d	1.25	6.59	0.88	3.12	1.07
20d	0.75	4.93	0.88	2.34	1.07

Ts is the steady state time, and *Tco* is the connectivity time. To compare experiments with different τ_c values, *Ts* (respectively Tco) is normalized by the ratio: $Ts\ (Lf) = Ts(Lf)/Ts\ (Lf = 0)$.

Then we plot Ts^* and Tco^* against Lf^* (ratio Lf/Lm) to evaluate the influence of Lf^* on the incision case ($\tau_c > 0$) and without ($\tau_c = 0$) (Table 2 and Fig. 7). Only the experiments with an open boundary at the foreland basin edge are considered.

Ts^* increases linearly with Lf^* (Fig. 7A) as observed in laboratory experiments (Babault et al., 2005). Moreover, Ts^* is larger for experiments that use transport law (Eq. 3) that is more than linear in water flux and slope. These experiments are those with $\tau_c > 0$, and those with $\tau_c = 0$ but $m = n = 1.5$ in the transport capacity law (experiments d in Table 1). This result is consistent with previous findings (Tucker, 2004; Carretier et al., 2009). When the transport law is more than linear in water flux and slope, it decreases very fast upstream close to the plateau edge. Consequently, the plateau retreat is slow and the time to reach steady state is increased compared to experiments with n and $m \leq 1$. The largest *Ts* are obtained with $m = n = 1.5$ and $\tau_c = 0$ because no entrenchment takes place in this case (entrenchment accelerates erosion of a mountain). The different *Kall* and *Kbr* values can also explain this difference.

Fig. 7B illustrates how the connectivity time Tco^* depends on Lf^*. Tco^* remains constant when $\tau_c = 0$. For $\tau_c > 0$, Tco^* first increases linearly with the foreland length. Then, it reaches a maximum for a critical Lf^* value, $Lf^* = 0.62$, and remains constant for $Lf^* > 0.62$. In this case, the connectivity time of a mountain with a foreland is 1.4 times greater than the connectivity time of the same mountain without a foreland. This strongly suggests that the connectivity rate in the mountain depends on the relative uplift rate (Ur) until it reaches an Lf^* threshold.

In order to verify this relationship, we carried out simulations without any sedimentation ($Lf = 0$), but submitted to different uplift rates (see Fig. 8). This figure shows that *Tco* is strongly dependent on the uplift rate. Whipple and Tucker (1999) showed that the retreating knick-point celerity at the plateau edge increases with U if the erosion law is more than linear in slope. The erosion law used in our experiments with a significant τ_c are effectively more than linear in slope when τ is closed to τ_c (cf, Tucker, 2004). Therefore, the relation between *Tco* and U observed in our experiments is consistent with (Whipple and Tucker's, 1999) results.

Thus, in the case of a coupled catchment–fan system, where the erosion law is more than linear in slope, *Tco* depends of *Ur*. During aggradation in the foreland (i.e., before fans reach the boundary condition) *Ur* is less than U. In Fig. 6, *Ur* is around 0.5 U for instance. When entrenchment occurs, *Ur* quickly becomes equal to U. Consequently, the erosion rate and the drainage growth accelerate suddenly in the mountain (Fig. 9). This explains why *Tco* depends on Lf^* in Fig. 7B. Lf^* controls the time at which entrenchment occurs. If $Lf^* < 0.62$, entrenchment occurs before the complete connectivity of the drainage network. Consequently, *Tco* is strongly controlled by Lf^*. If $Lf^* > 0.62$, the complete drainage network is established well before entrenchment. Thus, *Tco* does not depend on Lf^* anymore (Fig. 7). The

Author's personal copy

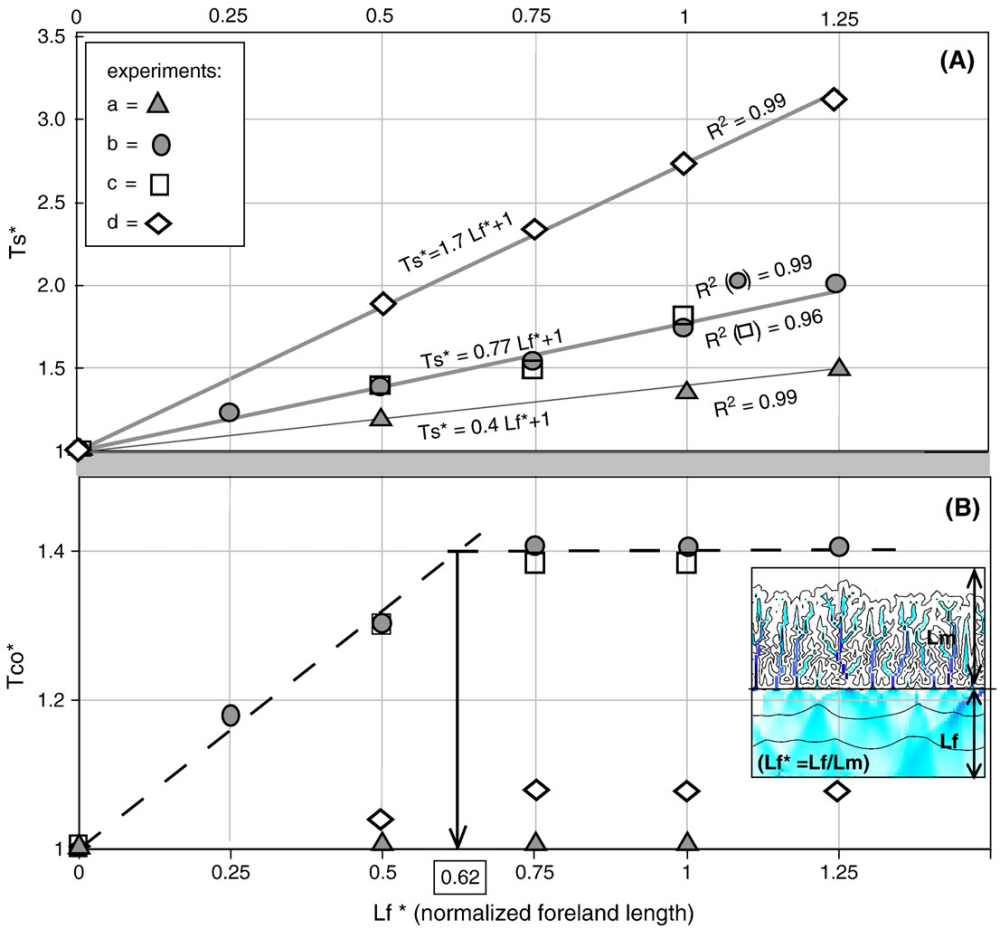


Fig. 7. Characteristic times. White squares are $\tau_c = 15$ Pa (experiments c, Table 1); grey circles are $\tau_c = 10$ Pa (experiments b); grey triangles are $\tau_c = 0$ Pa (experiments a), white diamonds are $\tau_c = 0$ with a transport law Eq. (3) nonlinear in slope (experiments d). (A) Ts^* is the time necessary to reach a steady state; it is normalized as: $Ts(Lf)^* = Ts(Lf)/Ts(Lf=0)$. (B) Tco^* is the time of mountain connectivity normalized as: $Tco(Lf)^* = Tco(Lf)/Tco(Lf=0)$. For $Lf^* > 0.62$, Tco is 1.4 times greater than $Tco(Lf=0)$.

critical value of 0.62 corresponds to the case where mountain drainage and fans reach the model edges at the same time.

3.3.2. Typical mountain erosion rate evolution with foreland basin incision

When considering a mountain–fan system with a significant τ_c, and thus fan incision, mountain response varies depending on the foreland critical length identified in the previous section ($Lf < 0.62\ Lm$ or $Lf > 0.62\ Lm$). To enlighten these differences, we next show the evolution of typical mountain mean erosion rates for these two cases (Fig. 9).

Fig. 9A illustrates a typical mountain erosion rate evolution for experiments with small forelands ($Lf < 0.62\ Lm$; experiment 7b, Table 1). An additional experiment using the same parameters but without a foreland is also plotted to illustrate the differences from the presence of a foreland basin (experiment 5b, Table 1). Without a foreland basin, the mountain mean erosion rate first increases and reaches a maximum when time equals connectivity time state (i). Then, it reaches a steady value corresponding to the uplift rate. In this example, with no foreland basin, erosion rate evolution is mainly controlled by the network development and the slope increase in response to uplift (Carretier et al., 2009).

When $Lf < 0.62\ Lm$, erosion rate rises smoothly until the moment when fans reach the foreland boundary Fig. 9A-j. At this time, entrenchment occurs at the fan apex. This drives a strong incision in the mountain which accelerates both the mean erosion rate and the drainage growth until Tco is reached (state k). Next, erosion rate decreases smoothly toward a steady value. An increase in Lf leads to an increase in Tco and Ts, as shown by the dashed arrows in Fig. 9A. Thus, both the drainage network development rate and the fan dynamics control the mountain erosional response to the uplift in this case.

Fig. 9B illustrates the mountain erosion rate evolution for experiments with long foreland basins ($Lf^* > 0.62$). Erosion rate increases slowly until fans reach the foreland limit (state j'). As in the previous case, this state initiates a strong erosion in the mountain, and the erosion rate increases dramatically after j'. After reaching a maximum value, the erosion rate tends toward the steady value. In this case, the drainage network development does not influence as much of the erosional signal of the mountain, as explained in Section 3.3.1. Note that when increasing Lf, the connectivity time Tco remains constant (state k'), whereas the time needed to propagate the sediment to the fan limit increases. This can lead to a period of dynamic equilibrium between E and Ur (Fig. 6) as observed in sandbox experiments (Babault et al., 2005).

One of the ultimate effects of the fan dynamics on the mountain erosional response is the secondary variations of the erosion rate curve (mostly between states k' and j'). These fluctuations are from lateral variations in the flow location on fans, as previously described by Carretier and Lucazeau (2005). When fans are long enough, the flow concentrates between fans and oscillates laterally. Connections between these channels can create transient little incisions at the fan apex. These incisions propagate into the mountain and make short-lived sediment pulses, observed in the erosion rates curve Fig. 9B-l. To sum up, in the case of a long foreland basin, the mountain erosion rate

Author's personal copy

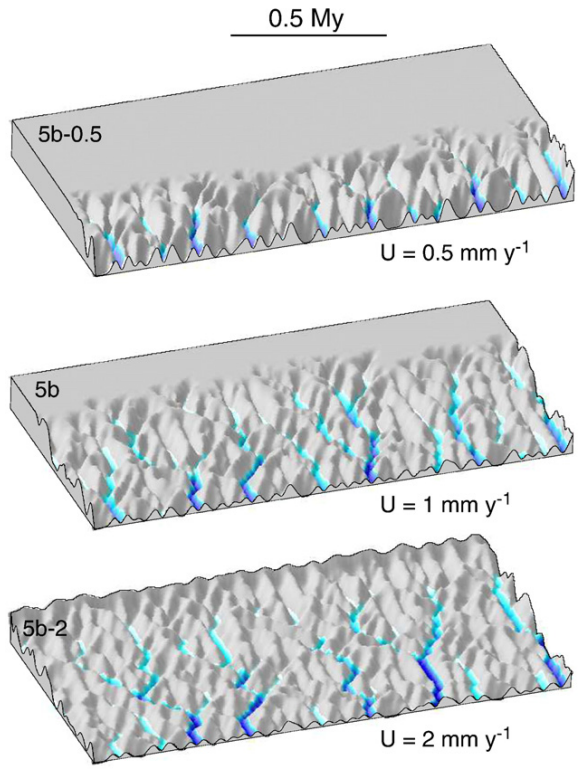


Fig. 8. The state of drainage network growth at 0.5 My for 3 experiments subjected to different uplift rates. Experiment 5b-0.5 is submitted to the weakest uplift rate (0.5 mm y^{-1}) and its drainage network is the least developed. Experiment 5b-2 is submitted to the strongest uplift rate (2 mm y^{-1}) and the mountain is totally connected. This figure illustrates that *U* controls *Tco*.

evolution is mainly controlled by fan dynamics and much less by mountain drainage growth.

4. Discussion

4.1. Initiation and survival of fan incision

Our model uses a simplified description of the physical processes acting on a mountain and on a foreland basin. The extrapolation to natural environments is far from straightforward. However, comparing outcomes of this model with the results of other numerical models and physical experiments can help us understand the basic ingredients leading to fan incision. First, we need to understand how an incision is generated and propagated in our model.

The most probable explanation of the observed incision is twofold. Firstly, during the progradation process the shear stress is close to the critical shear stress on all cells in the foreland basin slope. Secondly, the transport law Eq. (2) is strongly nonlinear in slope when τ is close to τ_c (Tucker, 2004). Thus, even a small observed slope (shear stress) increase implies a strong transport rate increase.

Incision does not occur for $\tau_c = 0$ even if the transport law is more than linear in slope. Without a threshold for transport, and under constant external forcing, a slope increase produces only a small difference in the sediment influx and outflux of a cell—driving entrenchment not sufficient. More generally, a slope-linear transport law (experiments a, Table 1) implies a diffusive behavior of the whole basin, preventing incisions from forming (Smith and Bretherton, 1972; Paola et al., 1992; Murray and Paola, 1997; Crave and Davy, 2001). This explains why Carretier and Lucazeau (2005), who used a similar model but without a transport threshold, never observed permanent autogenic incisions.

In the Nicholas and Quine (2007a) model, degradation implies entrenchment but not necessarily permanent entrenchment. In our model, the entrenchment occurs because the active flow width, at the scale of the piedmont, progressively narrows and propagates downstream, as illustrated by Fig. 5. Interestingly, although our model does not take into account lateral erosion, the incision propagates very similarly to the Nicholas and Quine (2007a) model, downstream from the apex. Fig. 10 illustrates the flow narrowing process at the scale of several cells as it occurs in the model. Fig. 10A shows a typical cell geometry near the fan apex, where the flow (symbolized by arrows) widens downstream. A small amount of erosion affects the cell (in dark grey), which reduces the number of receiving cells downstream. Subsequently, the cell in the diagonal is abandoned. As the water is now propagated toward the unique downstream cell, the erosive power of this cell increases. As a result, the same process occurs to this cell, thus propagating the incision downstream. This process is enhanced by the erosion threshold, which can be exceeded in one cell but not on a neighbouring one with a slightly lower water height.

Lateral erosion and overland flow over a negative slope, both neglected in our study, should limit this flow narrowing (Nicholas and Quine, 2007a). In nature, overland flow over a negative slope could refer to local river bed river relief (for instance holes, dunes or channels junction in a braided river) that water and sediments could go through because of inertia or by filling and overflowing them. In these cases, our model infiltrates water. Moreover, our model does not take into account that the subcell flow width *W* could widen in response to a slope increase, so that τ keeps close to τ_c, as observed in natural gravel rivers (e.g., Parker et al., 1998). Such a width adaptation would limit the potential local erosion and thus the flow narrowing at the fan scale. Consequently, our model almost certainly does not produce optimum real flow geometry and, thus, the predicted incisions are overestimated (see also Doeschl-Wilson and Ashmore, 2005). The absence of lateral erosion can correspond to field cases where the channel width adaptation to change in slope requires a significant delay compared to the rate of slope change. This delay can be from vegetation or some particular sediment grain size distribution enhancing river bank cohesion.

We note, however, that the stable alluvial rivers obtained in our modelling can occupy more than one cell (Fig. 5). Thus, even the simplistic multiple flow model allows the flow to reach an equilibrium width at a larger scale than the cell width. Moreover, the over-concentration of the flow on a cell cannot in itself explain the incision because the calculated flow width *W* is always smaller than the cell width. Another important factor that promotes the survival of the incision in our model is the capture of several rivers. As far as the transport laws used in this study are more than linear in water flux, river capture favors incision.

Despite the simplicity of this model, its outcomes are close to outcomes of more elaborate models that use different approaches to model flow width evolution. As in the Nicholas and Quine (2007a) model, entrenchment occurs only for open and fixed boundary conditions that correspond to an efficient river limiting sediment progradation. In addition, our model predicts that incision occurs only if the transport law has a significant critical shear stress, allowing both the development of a near-critical fan slope and a strong transport capacity increase when the slope increases. Experiments using a significant τ_c produce alternating channelized and sheet flows (Fig. 9B) that may be consistent with fan dynamics observed in physical sandbox experiments, where a significant threshold slope was observed for channel initiation (e.g., Schumm et al., 1987; Whipple et al., 1998). Nevertheless, part of this dynamic situation is linked to short-lived junctions of rivers in our model.

Even though the model probably overestimates the entrenchment depth and therefore the mountain erosion increase associated with this sudden base level fall, the response time to this perturbation seems

Author's personal copy

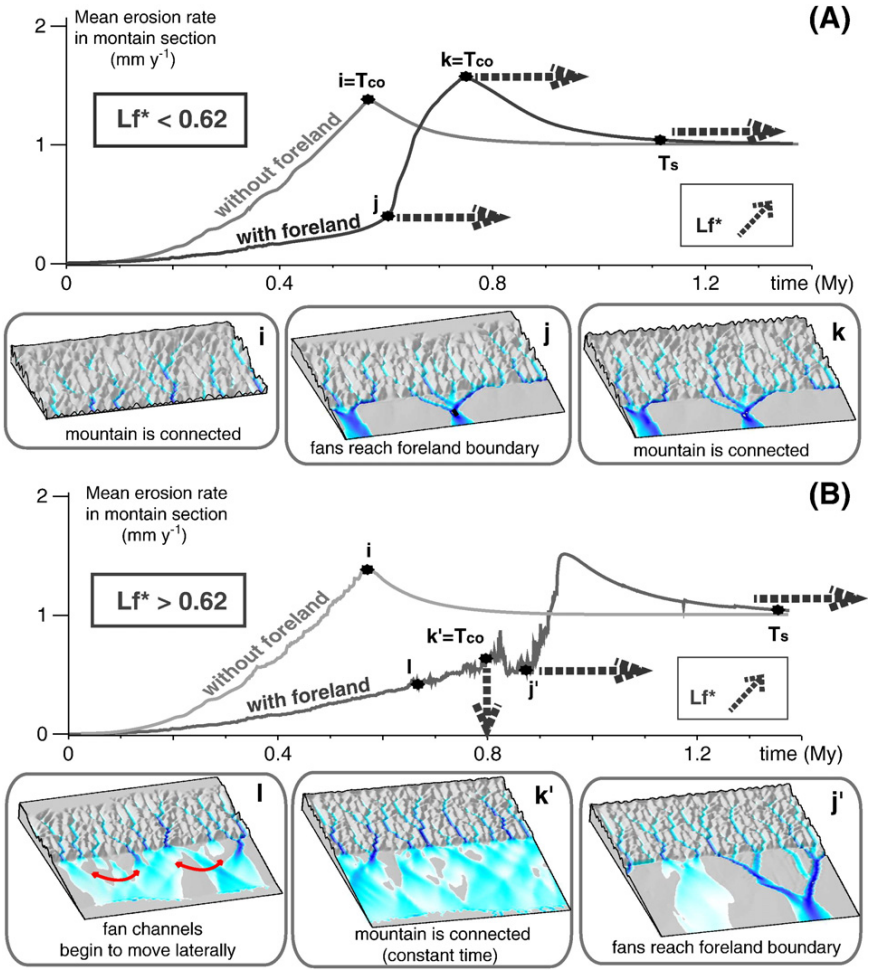


Fig. 9. Mean erosion rate versus time for the mountain section. (A) represents experiments with small forelands ($Lf^* < 0.62$). In this case, both drainage network development and fan dynamics control the erosional signal of the mountain. (B) represents experiments with large forelands ($Lf^* > 0.62$). Only fan dynamics control the erosional signal of the mountain. In both graphs, the curve for a case without a foreland is given as reference. *i*, *j*, *j′*, *k*, *k′*, and *l* represent the characteristic states of the system.

similar to the response time associated with the ongoing continuous uplift. Hence, the erosional response of the mountain deviates strongly from previous predictions (e.g., Carretier et al., 2009). The fact that the sediment outflux evolution is radically different based on τ_c and the foreland basin length could give some basis for testing the model in nature.

Incised fans linked to a "transversal river boundary condition" are common in nature. For instance, fans of the San Juan River in Argentina (Milana and Ruzycki, 1999) and fans linked to the Owens River in California (see for instance, Duhnforth et al., 2007, 2008) are incised. Of course, contrary to our model, in these natural cases external forcing is never constant and consequently it always has an effect on erosion or aggradation cycles in fans. For instance, Duhnforth et al. (2008) have demonstrated that the different sizes of the glacial valleys in mountain catchments are at the origin of different water input in the fans during interglacial periods that control fan entrenchment strength. In our experiments, fan entrenchment strength can be illustrated by the transect of Fig. 2. It depends on an equilibrium flow width of several cells in the fan which is controlled by the water influx (dependent for instance on the drainage network of mountain catchments or precipitation) and by the fan slopes (dependent on the physical parameters and the sediment influx for instance). Data provided by studies of natural fans such as (Duhnforth et al., 2008) could allow testing of the model for incision strength.

In nature, tectonics is without doubt much more complicated than the uniform uplift used in our experiments. For example, uplifting a footwall over an extensional fault would produce subsidence in the foreland. This subsidence tends to decrease slope in foreland and so to prevent incision. More generally the characteristics of a natural sedimentary basin (for instance under or over filled basins) are dependent of the influx, subsidence, sediments weight, displacement along the fault, slab flexure, etc. All of these parameters are affecting the foreland boundary conditions which can change (altitude, *Lf*) in nature (Blissenbach, 1954; Harvey, 1999), but which is assumed to be fixed in our model.

Our work does not claim to reproduce a particular real case. It just illustrates that in case of negligible subsidence, when sediments cannot prograde further than a limit with fixed elevation such as a large transverse river, accommodation space becomes limited. As accommodation space becomes limited, entrenchment takes place as a result of a slope increase. Calvache et al. (1997) have shown in Spain that fans submitted to weak subsidence were elongated and incised contrary to fans situated in high subsidence areas. Harvey (1999) and Viseras et al. (2003) have also shown that fan entrenchments are strongly dependent on accommodation space.

Finally, endohreic and entrenched fans do exist in nature, contrary to our autogenic hypothesis. This is typically the case for the Panamint Valley fans in California (see for instance, Blair, 1999a,b,c). Panamint

Author's personal copy

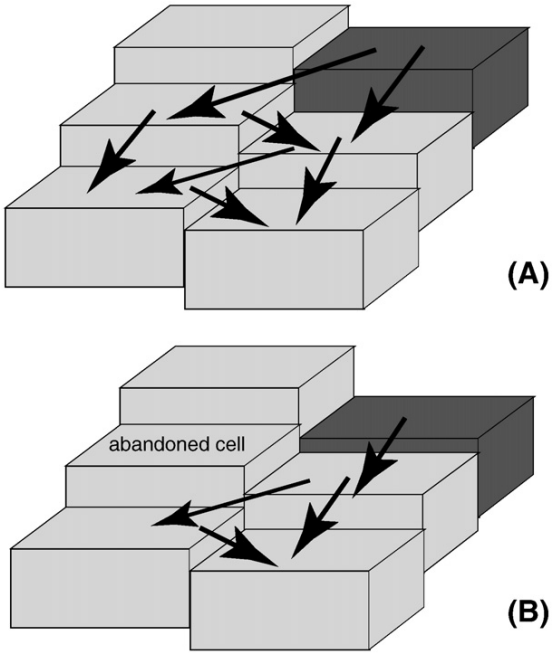


Fig. 10. Illustration of the flow narrowing process in the model on a scale of several cells. As the dark grey cell erodes, water can no longer flow towards the diagonal cell, which is abandoned. Erosion increases in the receiving cell because it receives more water than previously, and thus the cycle continues.

fans are subject to important local tectonics and drastic climatic events. Moreover, in this arid region, the non-permanent Amargosa River (and the Badwater Playa to the north), could have been a non permanent transversal river during extreme events that are mainly responsible for fan dynamics Blair (1999a,b,c). The hypothesis of a non permanent transversal river that induces fan entrenchment during drastic events is still suggested by Davis (1938) and Blissenbach (1954) for the San Pedro River north of the San Catalina Mountains, Arizona.

Comparison with a field case is very difficult because erosion rate reconstruction is uncertain and because climate and tectonics fluctuate. Rather, the relative importance of autogenic processes can be evaluated by varying the climate and tectonics in the model. In parallel, the pertinence of this kind of reduced complexity model, and the differences in their predictions, must be further evaluated (e.g., Thomas and Nicholas, 2002; Doeschl-Wilson and Ashmore, 2005). Our study is a contribution to this effort.

5. Conclusion

Natural entrenchment of a mountain–fan system could occur when (i) fans reach the foreland boundary condition that must be a transversal river and (ii) critical shear stress is significant in the system. Fan length does not influence entrenchment, but it strongly controls the erosional dynamics of a mountain. Two kinds of responses are possible depending on the foreland length. For short foreland basins, fan dynamics and drainage network development influence erosion rate in the mountain. For long foreland basins, the mountain erosion rate evolution is mainly controlled by fan dynamics.

Our study is a preliminary work, but it allows a better understanding of the mountain–fan system dynamics. The extrapolation to field cases is still not straightforward, in particular because the model does not account for flow-widening processes such as bank erosion. However, this study indicates the possibility of autogenic fan entrenchment and a significant feedback on mountain erosion dynamics. This requires further study to understand better the effect of climate and tectonic changes on landscapes.

Acknowledgements

This study was funded by the IRD and the French National Research Agency ANR (project "ANDES" ANR-06-JCJC-0100). CIDRE has been developed by B. Poisson at BRGM and then by S. Carretier IRD, U. of Toulouse. A.M. Harvey and three anonymous reviewers provided comments that helped improve this manuscript. Judit Ozoray corrected the English.

References

Allen, P., Densmore, A., 2000. Sediment flux from an uplifting fault block. Basin Res. 12, 367–380.
Babault, J., Bonnet, S., Crave, A., van den Driessche, J., 2005. Influence of piedmont sedimentation on erosion dynamics of an uplifting landscape: an experimental approach. Geology 33 (4), 301–304.
Beaumont, P., 1972. Alluvial fans along the foothills of the Elburz mountains, Iran. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 12, 251–273.
Blair, T., 1999a. Cause of dominance by sheetflood vs. debris-flow processes on two adjoining alluvial fans, Death Valley, California. Sedimentology 46, 1015–1028.
Blair, T., 1999b. Sedimentary processes and facies of the waterlaid anvil spring canyon alluvial fan, Death Valley, California. Sedimentology 46, 913–940.
Blair, T., 1999c. Sedimentology of the debris-flow-dominated warm spring canyon alluvial fan, Death Valley, California. Sedimentology 46, 941–965.
Blissenbach, E., 1954. Geology of alluvial fans in semi-arid regions. GSAB 65, 175–190.
Braun, J., Sambridge, M., 1997. Modelling landscape evolution on geological time scales: a new method based on irregular spatial discretization. Basin Res. 9, 27–52.
Bull, W., 1964. Geomorphology of segmented alluvial fans in western Fresno County, California. U.S. Geological Survey Professional Paper 352-E.
Bull, W., 1991. Geomorphic Responses to Climatic Change. Oxford University Press.
Calvache, M., Viseras, C., Fernandez, J., 1997. Controls on fan development—evidence from fan morphometry and sedimentology; Sierra Nevada, SE Spain. Geomorphology 21, 69–84.
Carretier, S., Lucazeau, F., 2005. How does alluvial sedimentation at range fronts modify the erosional dynamics of mountain catchments? Basin Res. 17, 361–381.
Carretier, S., Poisson, B., Vassallo, R., Pepin, E., Farias, M., 2009. Tectonic interpretation of erosion rates at different spatial scales in an uplifting block. J. Goephys. Res. Earth Surf. 114, F02003.
Chang, H., 1988. Fluvial Processes in River Engineering. Krieger Publishing Company, Malabar, Florida.
Coulthard, T., Macklin, M., Kirkby, M., 2002. Simulating upland river catchment and alluvial fan evolution. Earth Surf. Process. Land. 27, 269–288.
Crave, A., Davy, P., 2001. A stochastic "precipitation" model for simulating erosion/sedimentation dynamics. Comput. Geosci. 27 (7), 815–827.
Davies, T., Korup, O., 2007. Persistent alluvial fanhead trenching resulting from large, infrequent sediment inputs. Earth Surf. Process. Land. 32, 725–742.
Davis, W., 1938. Sheetfloods and streamfloods. Geol. Soc. Am. Bull. 49, 1337–1416.
Davy, P., Crave, A., 2000. Upscaling local-scale transport processes in large-scale relief dynamics. Phys. Chem. Earth 25, 533–541.
Davy, P., Lague, D., 2009. Fluvial erosion/transport equation of landscape evolution models revisited. J. Geophys. Res. 114, F03007.
Denny, C., 1967. Fans and pediments. Am. J. Sci. 265, 81–105.
Densmore, A., Allen, P., Simpson, G., 2007. Development and response of a coupled catchment fan system under changing tectonic and climatic forcing. J. Geophys. Res. 112, F01002.
Doeschl-Wilson, A., Ashmore, P., 2005. Assessing a numerical cellular braided-stream model with a physical model. Earth Surf. Process. Land. 30, 519–540.
Dorn, R., Rhoads, B.L., Thorn, C.E., 1996. Climatic hypotheses of alluvial-fan evolution in Death Valley are not testable. The scientific nature of geomorphology, vol. 71, p. 8.
Duhnforth, M., Densmore, A., Ivy-Ochs, S., Allen, P., 2008. Controls on sediment evacuation from glacially modified and unmodified catchments in the eastern Sierra Nevada, California. Earth Surf. Processes Landforms 33, 1602–1613.
Duhnforth, M., Densmore, A., Ivy-Ochs, S., Allen, P., Kubik, P., 2007. Timing and patterns of debris flow deposition on Shepherd and Symmes Creek fans, Owens Valley, California, deduced from cosmogenic ^{1}0Be. J. Geophys. Res. 112, F03S15.
Eaton, B., Church, M., Millar, R., 2004. Rational regime model of alluvial channel morphology and response. Earth Surf. Processes Landforms 29, 511–529.
Eckis, R., 1928. Alluvial fans of the Cucamonga District, Southern California. J. Geol. 36, 224–247.
Harvey, A., 1999. The impact of Quaternary sea-level and climatic change on coastal alluvial fans in the Cabo de Gata ranges, southeast Spain. Geomorphology 28, 1–22.
Harvey, A., 2002. The role of base-level change in the dissection of alluvial fans: case studies from southeast Spain and Nevada. Geomorphology 45, 67–87.
Hooke, R., 1968. Steady-state relationships on arid region alluvial fans in closed basins. Am. J. Sci. 266, 609–629.
Hooke, R., 1972. Geomorphic evidence for Late-Wisconsin and Holocene tectonic deformation, Death Valley, California. Bull. Geol. Soc. Am. 83, 2073–2088.
Hovius, N., Stark, C.P., Allen, P.A., 1997. Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping. Geology 25, 231–234.
Huffman, G., Adler, R., Arkin, P., Chang, A., Ferraro, R., Gruber, A., Janowiak, J., McNab, A., Rudolf, B., Schneider, U., 1997. The global precipitation climatology project (GPCP) combined precipitation dataset. Bull. Am. Meteorol. Soc. vol. 78 (No. 1), 5–20 Jan.

Author's personal copy

Humphrey, N., Heller, P., 1995. Natural oscillations in coupled geomorphic systems: an alternative origin for cyclic sedimentation. Geology 23, 499–502.
Jayco, A., 2005. Late quaternary denudation, Death and Panamint Valleys, Eastern California. Earth Sci. Rev. 73, 271–289.
Kooi, H., Beaumont, C., 1994. Escarpment evolution on high-elevation rifted margins: insights derived from a surface processes model that combines diffusion, advection, and reaction. J. Geophys. Res. 99 (12), 191-12 209.
Kooi, H., Beaumont, C., 1996. Large-scale geomorphology: classical concepts reconciled and integrated with contemporary ideas via surface processes model. J. Geophys. Res. 101, 3361–3386.
Lague, D., Crave, A., Davy, P., 2003. Laboratory experiments simulating the geomorphic response to tectonic uplift. J. Geophys. Res. 108, B1.
Lavé, J., Avouac, J.P., 2001. Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of central Nepal. J. Geophys. Res. 106-B11 (26), 56126 591.
Meyer-Peter, E., Müller, R., 1948. Formulas for bed-load transportation. Proc. 2nd Congress I.A.H.R. Stockolm.
Milana, J., Ruzycki, L., 1999. Alluvial fan slope as a function of sediment transport efficiency. J. Sed. Res. 69 (3), 553–562.
Murray, A., Paola, C., 1997. Properties of a cellular braided-stream model. Earth Surf. Processes Landforms 22, 1001–1025.
Nicholas, A., Quine, T., 2007a. Modeling alluvial landform change in the absence of external environmental forcing. Geology 35, 527–530.
Nicholas, A., Quine, T., 2007b. Crossing the divide: representation of channels and processes in reduced-complexity river models at reach and landscape scales. Geomorphology 90, 318–339.
Paola, C., Heller, P., Angevine, C., 1992. The large-scale dynamics of grain-size variation in alluvial basins, 1: theory. Basin Res. 4, 73–90.
Parker, G., Poala, C., Whipple, K., Mohrig, D., 1998. Alluvial fans formed by channelized fluvial and sheet flow I, theory. J. Hydraul. Eng. 124 (10), 985–995.
Pelletier, J., 2004. Persistent drainage migration in a numerical landscape evolution model. Geophys. Res. Lett. 31, L20501.
Poisson, B., Avouac, J.-P., 2004. Holocene hydrological changes inferred from alluvial stream entrenchment in North Tian Shan (Northwestern China). J. Geol. 112, 231–249.
Roering, J.J., Kirchner, J., Dietrich, W., 1999. Evidence for nonlinear, diffusive sediment transport on hillslopes and implications for landscape morphology. Water Resour. Res. 35, 853–870.
Schumm, S.A., Mosley, P.M., Weaver, W.E., 1987. Experimental Fluvial Geomorphology. Wiley, New York.
Sklar, L.S., Dietrich, W.E., 2004. A mechanistic model for river incision into bedrock by saltating bed load. Water Resour. Res. 40, W06301.
Smith, T.R., Bretherton, F., 1972. Stability and the conservation of mass in drainage basin evolution. Water Resour. Res. 8 (6), 1506–1529.
Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E., Merritts, D.J., 2003. Importance of a stochastic distribution of floods and erosion thresholds in the bedrock river incision problem. J. Geophys. Res. 108 (B2), 2117.
Stark, C.P., 2006. A self-regulating model of bedrock river channel geometry. Geophys. Res. Lett. 33, L04402.
Sun, T., Paola, C., Parker, G., Meakin, P., 2002. Fluvial fan deltas: linking channel processes with large-scale morphodynamics. Water Resour. Res. 38-8, 1151.
Thomas, R., Nicholas, A.P., 2002. Simulation of braided river flow using a new cellular routing scheme. Geomorphology 43, 179–195.
Tucker, G.E., 2004. Drainage basin sensitivity to tectonic and climatic forcing: implications of a stochastic model for the role of entrainment and erosion thresholds. Earth Surf. Processes Landforms 29, 185–205.
Tucker, G.E., Bras, R.L., 1998. Hillslope processes, drainage density, and landscape morphology. Water Resour. Res. 34, 2751–2764.
Tucker, G.E., Bras, R.L., 2000. A stochastic approach to modeling the role of rainfall variability in drainage basin evolution. Wat. Resour. Res. 36 (7), 1953–1964.
Tucker, G.E., Slingerland, R., 1994. Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments: a numerical modeling study. J. Geophys. Res. 10 (12), 229-12 243.
Tucker, G.E., Slingerland, R., 1997. Drainage basin responses to climate change. Water Resour. Res. 33, 2031–2047.
Turowski, J.M., Lague, D., Hovius, N., 2007. Cover effect in bedrock abrasion: a new derivation and its implications for the modeling of bedrock channel morphology. J. Geophys. Res. 112, F04006.
Vassallo, R., Ritz, J.F., Braucher, R., Jolivet, M., Carretier, S., Larroque, C., Chauvet, A., Sue, C., Todbileg, M., Bourles, D., Arzhannikova, A., Arzhannikov, S., 2007. Transpressional tectonics and stream terraces of the Gobi-Altay, Mongolia. Tectonics 26 (5), TC5013.
Viseras, C., Calvache, M., Soria, J., Fernandez, J., 2003. Differential features of alluvial fans controlled by tectonic or eustatic accommodation space. Examples from the Betic Cordillera, Spain. Geomorphology 50, 181–202.
Whipple, K.X., Parker, G., Paola, C., Mohrig, D., 1998. Channel dynamics, sediment transport, and the slope of alluvial fans: experimental study. J. Geol. 106, 667–693.
Whipple, K.X., Snyder, N.P., Dollenmayer, K., 2000. Rates and processes of bedrock incision by the Upper Ukak River since the 1912 Novarupta ash flow in the Valley of Ten Thousand Smokes, Alaska. Geology 28, 835–838.
Whipple, K.X., Tucker, G.E., 1999. Dynamics of the stream-power incision model: implication for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. J. Geophys. Res. 104 (17), 661-17 674.
Whipple, K.X., Tucker, G.E., 2002. Implication of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution. J. Geophys. Res. 107 (B2), 2039.
White, K., 1991. Geomorphological analysis of piedmont landforms in the Tunisian Southern Atlas using ground data and satellite imagery. Geogr. J. 157, 279–294.
Wobus, C.W., Tucker, G., Anderson, R., 2006. Self-formed bedrock channels. Geophys. Res. Lett. 33, L18408.

Chapitre 3

Compléments et illustrations des interactions montagne-piémont

Sommaire

3.1 Introduction **58**

3.2 Dynamique sédimentaire d'un piémont unique **58**

3.3 Evolution d'un système avec une topographie initiale marquée . **67**

3.4 Influence du maillage **68**

3.5 Impact des changements des paramètres externes depuis un état d'équilibre **71**

3.6 Illustration : Effet du piémont sur l'asymétrie d'une chaîne de montagne **78**

3.7 Influence d'un pli frontal situé sur le bord sud du piémont **87**

3.1 Introduction

Le chapitre précédent a montré quelles étaient les conditions nécessaires à l'apparition d'incisions permanentes autogéniques dans le piémont. Il a posé les bases d'une dynamique montagne-piémont auto-organisée sous des paramètres externes constants.

Les objectifs de ce chapitre sont "multiples" :

- a. d'apporter quelques précisions sur le comportement du modèle numérique.
- b. de compléter et préciser l'étude de la dynamique des incisions grâce à des cas particuliers comme l'étude d'un piémont seul ou d'un changement de paramètres externes.
- c. de présenter des illustrations simples d'interactions montagnes-piémont évoluant avec des paramètres externes constants.

Ce chapitre s'organise donc en plusieurs sections indépendantes les unes des autres. Chaque section apporte un complément au chapitre antérieur et permet de mieux comprendre les enjeux de la dynamique d'auto-organisation montagne-piémont.

3.2 Dynamique sédimentaire d'un piémont unique

3.2.1 Présentation

Dans le but de compléter les résultats présentés dans le chapitre précédent, une expérience constituée d'un unique piémont a été réalisée. La description de ce cas de figure permet d'apporter quelques précisions sur la dynamique sédimentaire des piémonts. Elle permet également d'affirmer que la dynamique incisive du piémont, n'est pas uniquement dûe au soulèvement de la montagne. L'expérience présentée ci-dessous est donc constituée d'une surface de piémont plane qui n'est pas soumise à un soulèvement tectonique. Aucune pluie ne tombe sur cette surface. Les conditions aux limites des bords nord, est et ouest de la grille sont les mêmes que celles appliquées dans les expériences de l'article précédent (condition de ligne de partage des eaux au nord et cyclique à l'est et à l'ouest). Seule une fenêtre de 2 pixels au centre du bord nord laisse entrer des flux constants d'eau et de sédiments. La limite sud est de type rivière transversale. La taille du piémont choisie est de 8 km de large pour 16 km de long (avec Δx = 200 m). Les flux d'eau et de sédiments en entrée équivalent aux flux constants que pourrait fournir une section

montagneuse à l'équilibre, de 16 km^2, sur laquelle il pleut en moyenne 0.5 $m\,an^{-1}$ et dont l'érosion apporte en moyenne 1 $mm\,an^{-1}$ de sédiments. Les paramètres de la loi de transport utilisés dans cette expérience ($Kall$, m, n, p, τ_c) sont identiques aux paramètres de l'expérience 5b de l'article à *Geomorphology* (Chapitre 2) : $Kall = 1,5e^{-5}$, $m = 0,6$, $n = 0,7$, $p = 1,5$ et $\tau_c = 10\,Pa$.

3.2.2 La dynamique du piémont unique

La figure 3.1 illustre la dynamique sédimentaire du piémont depuis un instant initial où les flux de sédiments et d'eau (constants) commencent à entrer sur la surface plane depuis un point de son bord nord (fenêtre d'entrée), jusqu'au régime permanent. L'état d'équilibre (figs. 3.1-H et 3.2) est caractérisé par une incision permanente bien marquée à l'apex du piémont, s'élargissant en cône alluvial vers l'aval. Des terrasses alluviales marquant le passage des flux avant l'encaissement final sont visibles et fortement marquées à l'apex du piémont. Les stades antérieurs à cet état d'équilibre sont très variés, allant d'incisions transitoires concentrant les flux (fig. 3.1-B,D,F), à des écoulements de surface non chenalisés (fig. 3.1-A,C,E) et des écoulements de type rivière en tresse (fig. 3.1-G).

Les changements de type d'écoulement sont relativement rapides et aléatoires bien que les flux d'entrée soient constants et qu'aucun moteur externe (pluies, tectonique) ne soit appliqué au système. Cette dynamique est principalement due à la non-linéarité en pente de la loi de transport qui est imposée par la présence d'un seuil de transport (voir équation 3 de l'article à *Geomorphology*, Chapitre 2).

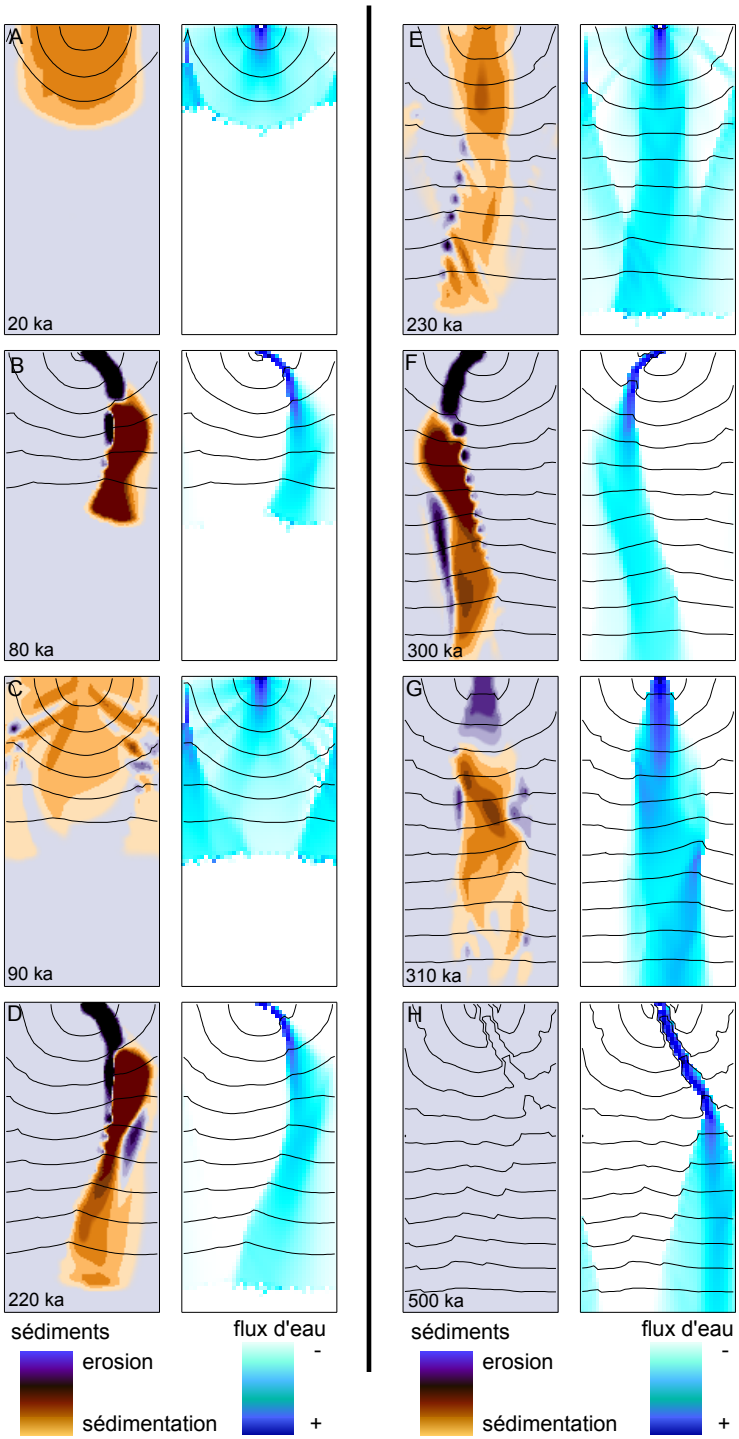


FIGURE 3.1 – *Evolution d'un piémont unique à partir d'une topographie plane. Les flux d'eau et de sédiments constants sont imposés sur deux mailles à l'apex du piémont. Les cas A à H illustrent l'évolution temporelle du piémont. La figure de gauche de chaque cas représente les flux de sédiments et la figure de droite les flux d'eau. Les lignes noires marquent la topographie tous les 100 m. Noter les avulsions et la dynamique sédimentaire importantes avant le régime permanent (fig. H). Noter aussi que les conditions aux limites Est et Ouest sont cycliques*

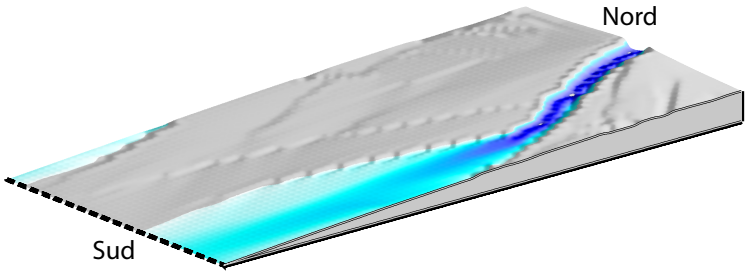


FIGURE 3.2 – *Représentation en 3 dimensions de l'état permanent (fig. 3.1-H) de l'expérience du piémont unique. Noter les terrasses alluviales le long des berges de la rivière ainsi que le paleochenal préservé car aucune pluie n'est appliquée sur la grille à l'apex du piémont.*

Avant l'arrivée aux conditions aux limites, la présence d'une incision transitoire est responsable d'une zone d'intense érosion (voir par exemple la zone bleue sur la figure 3.1-B à gauche). Cette zone d'érosion dégage des sédiments qui sont déposés plus en aval dans des zones de dépôt (en brun sur la fig. 3.1-B). Ces zones de dépôt contiennent également les sédiments arrivant à flux constant de la fenêtre d'entrée. Cette sédimentation à l'aval modifie alors l'écoulement en amont, qui peut devenir non chenalisé (3.1-C) car les pentes ne sont plus assez importantes pour que le seuil de transport soit dépassé. Enfin, l'écoulement peut acquérir une nouvelle pente propice à une incision transitoire (3.1-D). A l'arrivée aux conditions aux limites sud, la progradation vers l'aval n'est plus possible, le volume d'accommodation possible des sédiments devient limité, les pentes ne peuvent plus drastiquement changer et le système évolue peu à peu vers un état d'équilibre. Celui-ci est caractérisé par des incisions permanentes, permettant le transport des sédiments provenant de la montagne (ici la fenêtre d'entrée des flux sur le bord nord) vers l'extérieur du piémont.

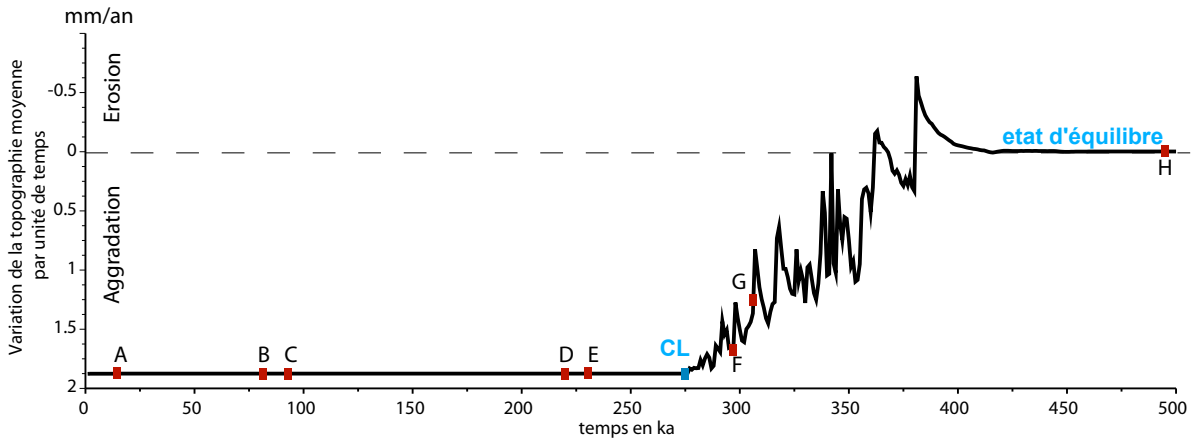


FIGURE 3.3 – *Evolution temporelle de la variation de la topographie moyenne (δz) dans le piémont seul. Lorsque la variation moyenne par unité de temps est positive, les sédiments sont déposés dans le piémont. Lorsqu'elle est négative, les sédiments sont transportés à l'extérieur du piémont, celui-ci est érodé. CL représente l'arrivée des sédiments à la condition aux limites sud. Les lettres A-H se réfèrent aux instants illustrés dans la fig. 3.1*

La figure 3.3 présente la variation moyenne de la topographie par unité de temps sur l'ensemble du piémont. Lorsque cette variation est positive, il y a dépôt de sédiments dans le piémont, lorsqu'elle est négative, les sédiments sont exportés à l'extérieur du piémont qui est donc érodé. Avant d'atteindre la limite sud de la grille (CL sur la courbe), les sédiments progradent dans le piémont de manière constante. Cette progradation constante provient de l'arrivée constante des sédiments et flux d'eau à l'apex du piémont. Le volume constant de sédiments entrant s'accommode donc à vitesse constante dans le piémont quel que soit le mode d'écoulement (concentration des flux en chenaux, écoulements non chenalisés) puisque l'espace d'accommodation est "'illimité'". Lorsque les sédiments atteignent la limite sud du piémont, ils sont exportés en dehors de ce dernier. L'aggradation diminue alors jusqu'à tendre vers une valeur nulle (état d'équilibre). Cette valeur nulle indique que les sédiments entrant dans le piémont transitent jusqu'à la limite avale sans dépôt ni érosion (fig. 3.1-H à gauche). Durant la phase transitoire, les oscillations de la courbe indiquent les différentes phases d'avulsion, de captures et de changement de type d'écoulement et de transport dans le piémont.

L'incision permanente d'un piémont unique est donc contrôlée par un taux de cisaillement non négligeable dans la loi de transport qui lui confère une forte non-linéarité en pente, et une condition aux limites de type "rivière transversale"' qui contrôle le niveau de base du piémont. Les flux d'entrée (sédiments et eau) sont constants dans ce piémont unique, à la différence des flux issus des expériences

réalisées à partir d'un système montagne-piémont. En effet, ces derniers prennent en compte l'état de connectivité des bassins versants montagneux. L'expérience de piémont unique possède donc des variables plus stables que les cas de piémont possédant un bassin versant montagneux. Cependant, malgré la stabilité des flux d'entrée, la dynamique sédimentaire est très importante dans ce piémont, avec des états d'écoulement changeant au cours du temps. L'intensité de cette dynamique est intimement liée aux paramètres des lois de transport utilisées et à l'auto-organisation du piémont induite par les flux d'entrée.

3.2.3 Prise en compte de l'érosion latérale

Afin de préciser l'action de l'érosion latérale qui est une source d'instabilité dans notre modèle, une expérience identique à l'expérience du piémont seul mais permettant l'érosion latérale de la topographie a été réalisée (fig. 3.5). La comparaison de cette expérience et de l'expérience antérieure illustre également le lien existant entre dynamique et lois de transport.

L'érosion latérale a été utilisée dans plusieurs études numériques d'évolution des paysages telles que *Murray et Paola* [1994]; *Nicholas et Quine* [2007a]; *Moulin* [2009]. Elle permet l'érosion partielle des berges des flux du modèle. Elle est donc propice à l'avulsion et à l'instabilité des incisions. La figure 3.4 schématise le processus à l'échelle de quelques pixels. La prise en compte d'un tel paramètre dans le modèle CIDRE est similaire au modèle de *Nicholas et Quine* [2007a]. Les deux pixels adjacents au flux partant d'un premier pixel, sont érodés proportionnellement à l'intensité du flux avec un facteur prédéterminé. Dans notre expérience, le facteur d'érosion latérale est choisi à 2 %, comme proposé par *Murray et Paola* [1994] s'appuyant sur les observations de terrain de *Parker* [1984] et *Blondeaux et Seminara* [1985].

L'évolution de l'érosion moyenne dans la montagne pour cette expérience est représentée par la courbe rouge de la figure 3.5. D'un point de vue global, la dynamique du piémont est la même que celle de l'expérience sans érosion latérale puisque les deux courbes présentent la même tendance. Cependant, l'expérience permettant l'érosion latérale connait des fluctuations, ou avulsions beaucoup plus nombreuses comme en attestent les oscillations haute fréquence de la courbe. Ces oscillations sont par exemple dues au fait qu'on multiplie les possibilités de capture. Une autre différence majeure est la quasi continuelle aggradation dans le piémont. Après l'atteinte des conditions aux limites, l'aggradation dans le piémont chute, et

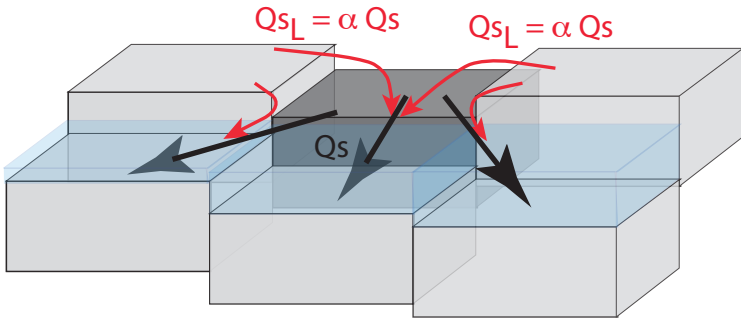


FIGURE 3.4 – *Schéma conceptuel illustrant la prise en compte de l'érosion latérale dans le modèle CIDRE. Le flux de sédiments Q_S provenant d'un pixel (gris foncé) vers les pixels voisins avals est représenté par les flèches noires. Le flux de sédiments issu de l'érosion latérale Q_{SL} (flèches rouges) est défini sur les pixels d'altitude supérieure adjacents au pixel gris foncé. Son intensité est proportionnelle à l'intensité du flux Q_S (Figure S. Carretier)*

un pic d'érosion marque, comme dans le cas sans érosion latérale, l'incision totale du piémont. Cette incision est ensuite suivie d'une période d'aggradation moindre, reflétant l'instabilité du système. La prise en compte de l'érosion latérale ne permet pas aux pentes de se maintenir à l'équilibre uniforme et le système continue à changer (avulsions des incisions permanentes) malgré un transport non négligeable des sédiments depuis l'amont vers l'aval du piémont (révélé par une aggradation plus faible que l'aggradation avant l'atteinte des conditions aux limites). Cette sédimentation moindre dans le piémont est suivie d'une nouvelle vague d'incisions et ainsi de suite.

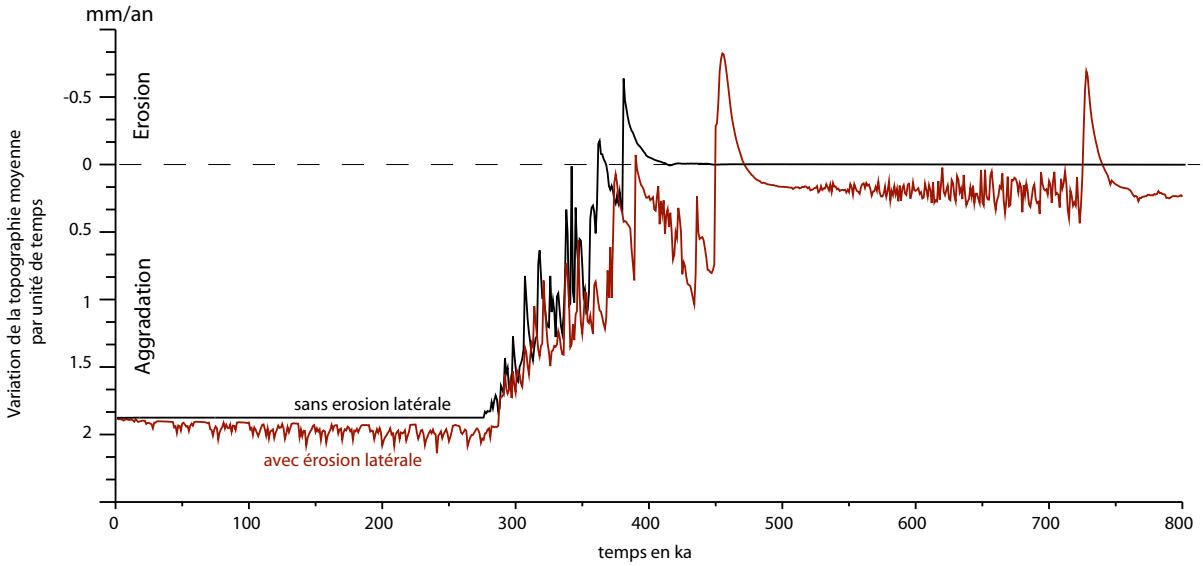


FIGURE 3.5 – *Comparaison de l'évolution de la variation de topographie moyenne (δz) dans le piémont seul pour des expériences avec et sans coefficient d'érosion latérale. L'expérience avec prise en compte de l'érosion latérale (courbe rouge) est caractérisée par des oscillations à haute fréquence révélant une dynamique sédimentaire plus intense et plus rapide. Après l'atteinte de la limite sud, l'aggradation dans le piémont diminue fortement mais le système ne connait pas d'état d'équilibre uniforme et constant comme dans le cas sans érosion latérale (courbe noire).*

3.2.4 Conclusion

L'étude de la dynamique d'un piémont unique révèle que les incisions permanentes ne sont pas des conséquences de la présence de la montagne. Elles sont bien dues à la présence de conditions aux limites particulières et de seuil dans les lois de transport. Cette étude conforte donc le rôle important de l'auto-organisation des cônes alluviaux dans leur dynamique sédimentaire. Cette dernière est importante pendant la croissance des cônes alluviaux, avec des avulsions et des changements de type d'écoulement jusqu'à un état permanent stable. L'intensité de la dynamique du piémont et la stabilité des flux sont très dépendants des lois physiques du modèle comme en atteste l'expérience prenant en compte l'érosion latérale dans le système. Seule une unique expérience prenant en compte l'érosion latérale a été présentée dans cette étude à titre d'exemple. Les lois de transport peuvent aussi induire des dynamiques différentes selon le choix de τ (comme démontré dans le chapitre précédent), m, n, p ainsi que les constantes $Kall$, k_t, etc.

L'expérience prenant en compte l'érosion latérale révèle également tout un pan exploratoire à approfondir. La présence d'oscillations haute fréquence dans la ré-

ponse érosive de la montagne (fig. 3.5) indique qu'il serait notamment intéressant d'envisager des études statistiques impliquant des analyses fréquentielles (voir *Murray et Paola* [1994] par exemple). Ces analyses statistiques permettraient notamment de traiter l'influence de ce paramètre sur la dynamique montagne-piémont.

3.3 Evolution d'un système avec une topographie initiale marquée

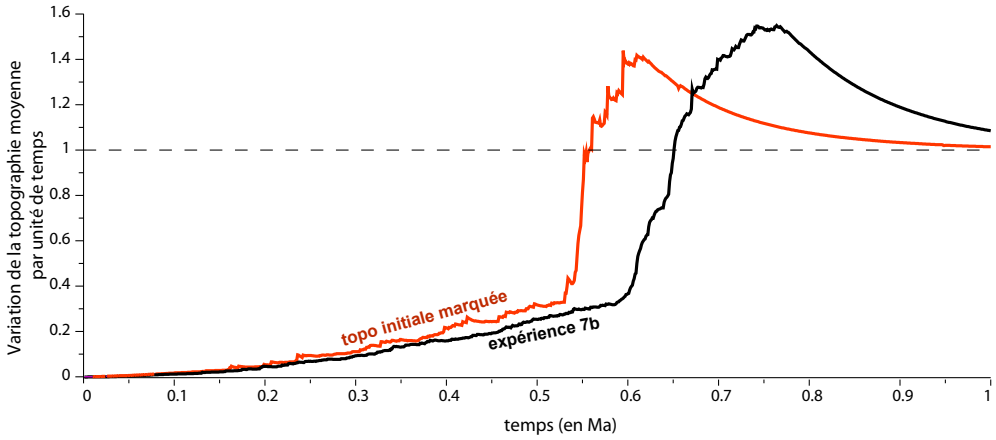


FIGURE 3.6 – *Evolution de l'érosion moyenne dans la montagne pour l'expérience 7b de l'article présenté dans le chapitre précédent (courbe noire) :* $Kall = 1,5e^{-5}$, $m = 0,6$, $n = 0,7$, $p = 1,5$ *et* $\tau_c = 10\ Pa$ *et* $Lf* = 0,5$ *et pour la même expérience dont la topographie initiale n'est pas une surface plane mais la topographie d'un régime permanent atténuée au millième (courbe rouge).*

Cette section a pour objectif l'illustration de l'importance de la topographie initiale dans la vitesse d'évolution d'un système montagne-piémont. La figure 3.6 présente l'évolution de l'érosion dans la montagne de deux expériences. Elle sont identiques sauf que l'expérience nommée 7b est initiée à partir d'une surface plane bruitée (comme décrit dans la section 2.2.1 de l'article [*Pepin* et al., 2010] (chapitre 2) alors que l'expérience nommée "topo initiale marquée" est initiée à partir d'une topographie d'un état permanent atténuée au millième ($z\ X\ 10^{-3}$). Cette topographie est donc quasiment plane mais garde des marques de l'organisation du réseau de drainage à l'état permanent. La comparaison des deux courbes montre que l'expérience dont la topographie est marquée a une dynamique plus rapide que l'expérience 7b. La différence de temps de réponse est évidemment liée à la plus grande vitesse d'érosion dans le cas de la montagne déjà organisée (visible sur la fig. 3.6 à partir de 0.2 Ma). Les cônes progradent plus rapidement et l'incision autogénique a donc lieu plus tôt. Ce résultat confirme donc que la topographie initiale intervient dans la dynamique sédimentaire et/ou d'érosion d'un paysage montagne-piémont, comme déjà démontré auparavant pour une montagne seule [e.g. *Davy et Crave*, 2000; *Lague* et al., 2003; *Carretier* et al., 2009b].

3.4 Influence du maillage

Toutes les expériences présentées auparavant possèdent le même maillage, à savoir Δx = 200 m, dans le but de pouvoir les comparer entre elles sans aucun artefact numérique induit par un changement de taille du maillage. Cette section a pour objectif de donner une première évaluation (au moins qualitative) de la dépendance du modèle à la taille du maillage. Une expérience équivalente à l'expérience 9b [*Pepin* et al., 2010] a donc été réalisée, sur une grille dont le maillage est deux fois plus serré : $160X160$ pixels avec Δx = 100 m au lieu de $80X80$ pixels avec Δx = 200 m.

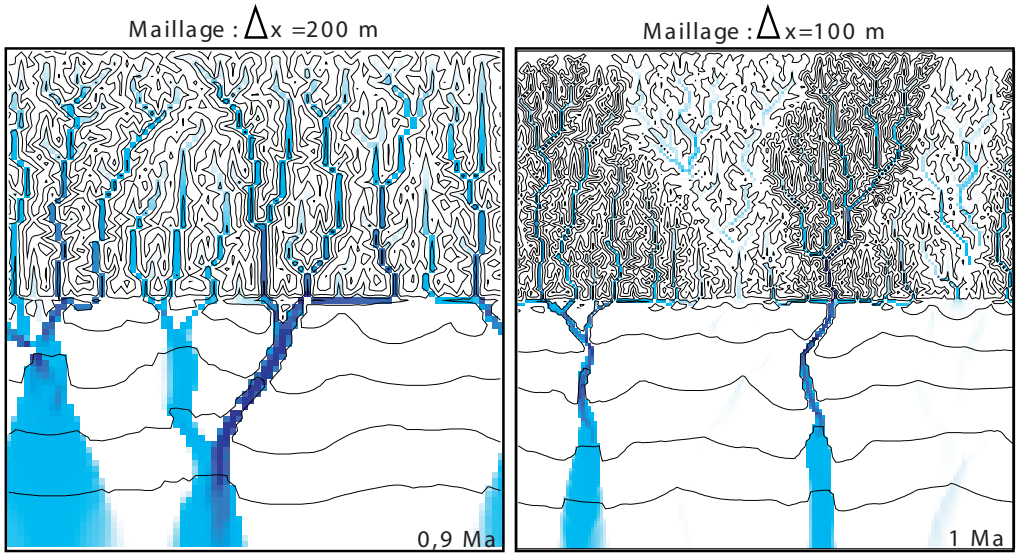


FIGURE 3.7 – *La taille du maillage influence légèrement la forme du réseau de drainage dans la montagne mais surtout la largeur des incisions dans le piémont. Les temps indiqués sur les deux figures représentent les temps pour lesquels les incisions sont en place dans tout le piémont. Dans le cas d'un maillage plus fin, le temps de réponse du système est plus long. Ce résultat est illustré sur la figure 3.8.*

La figure 3.7 présente les cartes des deux expériences lorsque les incisions permanentes se sont propagées dans tout le piémont. La réduction du maillage implique une légère modification du réseau de drainage qui apparait un peu plus sinueux. En effet, si l'on considère une portion d'aire équivalente à 200 m^2, elle représente un seul pixel dans le cas du grand maillage et un groupe de quatre pixels dans le cas du petit maillage. Les directions possibles des flux sortant de cette aire sont équivalentes au nombre de pixels adjacents. Elles sont donc plus importantes pour le petit maillage (12 directions possibles) que pour le grand (8 directions possibles). Ceci implique que plus le maillage est grand, plus il contrôle l'orientation

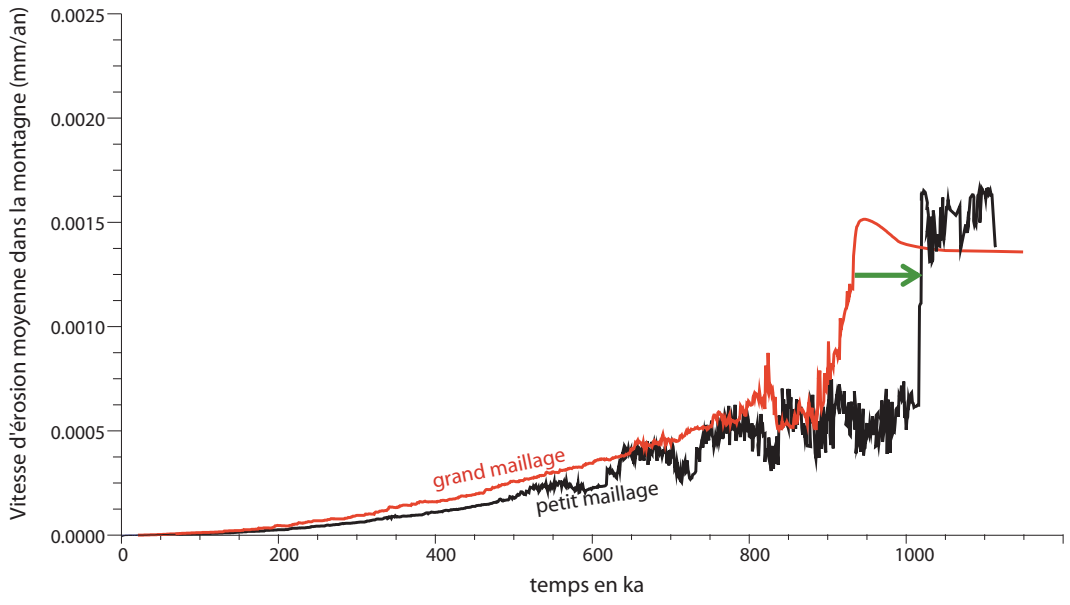


FIGURE 3.8 – *Evolution de la réponse érosive de la montagne pour deux expériences ayant des paramètres identiques :* $Kall = 1,5e^{-5}$, $m = 0,6$, $n = 0,7$, $p = 1,5$ *et* $\tau_c = 10\ Pa$, $P = 0,5m\ an^{-1}$ *et* $U = 1mm\ an^{-1}$. *Dans le cas du maillage le plus fin, le temps de réponse de la montagne est plus long. La flèche verte indique le décalage des réponse érosives dans le temps. Les oscillations de la courbe noire (maillage fin) sont difficilement interprétables d'un point de vue physique, elles sont essentiellement d'origine numérique car réduire le maillage rend le modèle moins stable.*

du réseau de drainage et plus il induit un biais dans l'organisation du paysage. Ce résultat avait déjà été évoqué par *Braun et Sambridge* [1997] lors de la comparaison de maillages réguliers et irréguliers.

De plus, la figure 3.7 montre une diminution de la largeur des incisions dans le piémont lorsque le maillage est plus serré. La diminution de la largeur des incisions est due à une distribution différente des flux d'eau sur chaque aire de 200 m^2 de la grille, c'est à dire sur un pixel pour le grand maillage et 4 pixels pour le petit. En effet, le dépassement des seuils de transport et d'érosion sur le petit maillage peut affecter des aires plus petite que 200 m^2. De plus, l'érosion latérale n'est pas prise en compte dans ces expériences.

Le maillage fin induit un temps de réponse plus long du système comme l'expose la figure 3.8. La dépendance du temps de réponse au maillage a déjà été observée par *Braun et Sambridge* [1997] sur des maillages réguliers et irréguliers. Dans le cas du modèle CIDRE, la propagation de l'onde érosive dans le système peut être plus longue si le maillage est fin car le dépassement des seuils de transport et d'érosion peut affecter des aires plus petites.

Les maillages fins semblent plus représentatifs de l'évolution réelle des paysages dans la mesure où ils contraignent moins les directions des flux d'eau et de sédiment. Le couplage entre un maillage fin et des lois de transport permettant l'érosion latérale est à tester, notamment pour étudier les phénomènes d'adaptation des largeurs de rivières aux variations de flux d'eau et de sédiments. Cependant, l'utilisation des maillages fins est contraignante en temps de calcul et en terme de stabilité du système. Pour cette raison, le maillage correspondant à $\Delta x = 200m$ a été privilégié dans ces travaux de thèse.

3.5 Impact des changements des paramètres externes depuis un état d'équilibre

Le but de cette section est d'évaluer au premier ordre quelle peut être la réponse d'un système montagne-piémont à un changement tectonique ou climatique et quel peut être le degré de sensibilité du système à de tels changements. Pour traiter cette question, des expériences très simples ont été réalisées. Un système montagne-piémont à l'équilibre est soumis, à l'instant t = 0, à un changement brutal (de type créneau) de soulèvement moyen, de pluviométrie moyenne, ou de variabilité annuelle de la pluviométrie.

Le modèle tient compte de la variabilité annuelle de la pluviométrie en appliquant un coefficient χ (inférieur ou égal à 1) au temps pendant lequel il pleut. Si la variabilité est nulle, alors il pleut tous les ans de manière constante et $\chi = 1$. Si $\chi < 1$ alors il ne pleut pas uniformément toute l'année, mais seulement une fraction χ du temps alors que la pluviométrie moyenne annuelle reste constante. on a donc le flux d'eau instantané q = $q_{moy} \cdot \chi$, avec q_{moy} le flux d'eau moyen annuel. Ce formalisme est le même que celui de *Tucker et Slingerland* [1997] (voir les équations *18* et *19* de cet article).

Le système à l'équilibre choisi correspond à l'état stationnaire de l'expérience 9b de l'article *Pepin* et al. [2010], chapitre 2. Les paramètres géométriques et des lois physiques sont indiqués dans la table 1 de l'article et une carte de la topographie initiale (état stationnaire de l'expérience 9b) est représentée sur la fig 3.(D) de cet article. Pour rappel : $Kbr = 4\,e^{-10}$, $Kall = 1,5\,e^{-5}$, $m = 0,6$, $n = 0,7$, $p = 1,5$, $Lf* = 1$ et $\tau_c = 10$

La pluie moyenne initiale appliquée sur la montagne P_0 est donc de 0.5 $m\,an^{-1}$, la variabilité annuelle initiale de la pluviométrie χ_0 est égale à l'unité (il pleut tous les jours de l'année de manière constante) et le soulèvement moyen initial U_0 est de 1 $mm\,an^{-1}$.

Plusieurs séries d'expériences ont été réalisées pour cette étude impliquant des changements de soulèvement et des changements climatiques. Les résultats présentés ci-dessous ne détaillent que cinq expériences représentatives de chaque comportement particulier du système montagne-piémont face aux changements des paramètres externes.

3.5.1 Changement de l'intensité du soulèvement

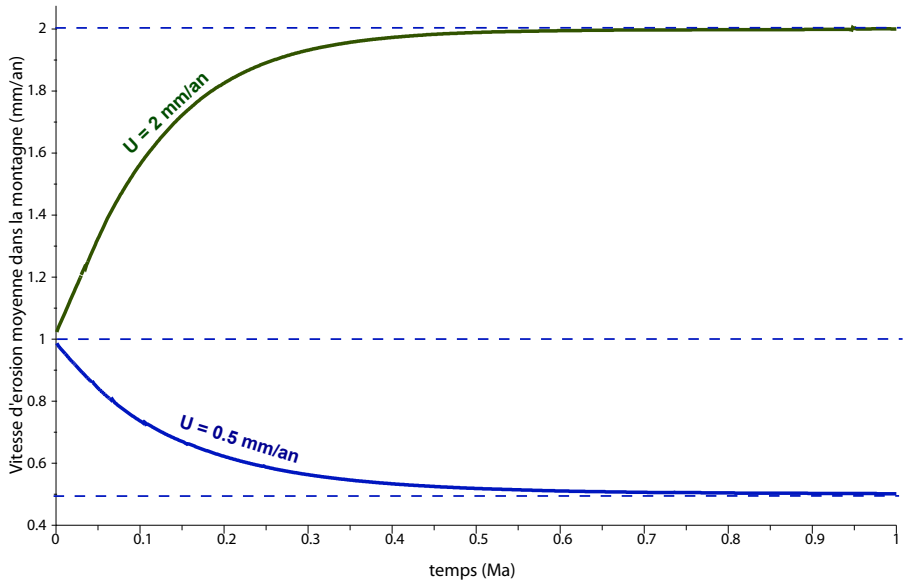


FIGURE 3.9 – *Vitesse d'érosion dans la partie montagneuse de systèmes montagne-piémont à l'origine à l'équilibre, dont l'intensité de soulèvement dans la montagne est changée (U_0 = 1 $mm\,an^{-1}$). La courbe verte représente le cas où le soulèvement est doublé, la courbe bleue le cas où le soulèvement est réduit de moitié. Remarque : Ces vitesses restent largement supérieures aux vitesses d'érosion moyennes estimées dans le système de Las Tunas (voir Chapitre 5)*

La figure 3.9 expose les résultats de deux expériences. Elle illustre le comportement érosif de la partie montagneuse du système lorsque le soulèvement vertical U passe de $U_0 = 1mm\,an^{-1}$ à 0.5 $mm\,an^{-1}$ ou 2 $mm\,an^{-1}$. Ces deux nouvelles valeurs de soulèvement sont appliquées à toute la partie montagneuse, elles caractérisent donc un changement de soulèvement vertical uniforme. Les deux courbes montrent la même tendance. La montagne tend très vite vers son nouvel équilibre. L'équilibre est atteint lorsque l'érosion moyenne dans la montagne est équivalente au nouveau soulèvement appliqué puisque le climat P ne change pas. Dans les deux cas, l'évolution jusqu'à l'état stationnaire est stable et uniforme. La forme des courbes atteste qu'il n'existe aucun changement radical dans l'organisation géomorphologique du système pendant la période transitoire quelle que soit la nouvelle valeur de U (diminuée de moitié ou doublée). Ceci implique notamment que les incisions permanentes du piémont restent inchangées.

La variation de U provoque un changement progressif des pentes moyennes dans la montagne en accord avec les résultats de *Allen et Densmore* [2000]; *Whipple*

et Meade [2006] . Les pentes moyennes gouvernent les lois d'érosion et transport dans le système et leur évolution progressive permet une adaptation progressive du système au nouveau moteur tectonique. Ainsi, la variation de la quantité de sédiments fournie par la montagne dans le piémont n'est pas brutale et dans les deux cas elle est insuffisante pour engendrer une réorganisation des structures géomorphologiques du piémont.

Le système montagne-piémont s'adapte donc à un changement de soulèvement uniforme par l'évolution stable et progressive de l'érosion moyenne dans la montagne. Le système est à l'équilibre lorsque l'érosion moyenne est équivalente au nouveau soulèvement appliqué. Elle diminue donc lorsque le soulèvement est moindre et augmente lorsqu'il est plus important que le soulèvement initial (U_0).

3.5.2 Changement de l'intensité des précipitations

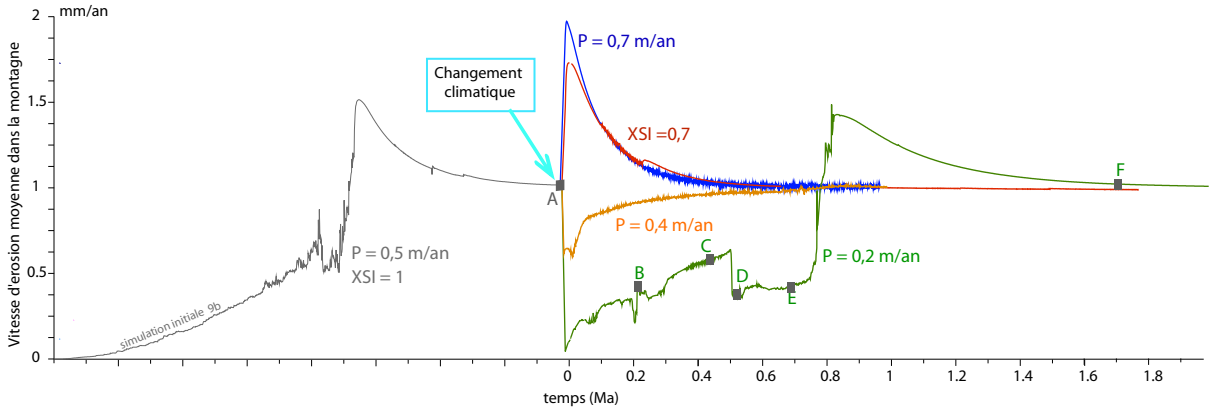


FIGURE 3.10 – *Vitesse d'érosion moyenne dans la partie montagneuse du système montagne piémont lorsque le système à l'état stationnaire est soumis à une nouvelle pluviométrie. La pluviométrie passe d'une valeur initiale P_0 = 0,5 $m\ an^{-1}$ à des valeurs uniformes de pluies de 0,2 $m\ an^{-1}$ (courbe vert foncé), 0,4 $m\ an^{-1}$ (courbe orange) et 0,7 $m\ an^{-1}$ (courbe bleue). Une expérience où la valeur moyenne des pluies reste inchangée mais la variabilité annuelle augmentée est également présentée (courbe rouge). Dans cette expérience, il pleut seulement 70% du temps. La courbe grise représente l'évolution du système initial (expérience 9b) depuis une surface plane jusqu'à l'équilibre dynamique relatif au régime permanent. Les lettres A-F se réfèrent aux cartes topographiques de la figure 3.11.*

La figure 3.10 représente le comportement érosif de la partie montagneuse du système, lorsque la pluviométrie appliquée sur la montagne est changée.

Lorsque la pluviométrie reste uniforme mais augmente, la réponse de la montagne est de la forme de la courbe bleue. La montagne connait un pic d'érosion suivi d'une remise à l'équilibre rapide. Le pic d'érosion est dû au brusque apport d'eau

dans la montagne qui permet le détachement d'une plus grande quantité de sédiments via l'équation d'incision (5) de l'article [*Pepin* et al., 2010]. Le système atteint un nouvel état d'équilibre rapidement. Les oscillations haute fréquence autour de la valeur d'équilibre visible sur la courbe correspondent à des oscillations des cours d'eau, dans le lit majeur des incisions permanentes du piémont. Le système montagne piémont entretient les instabilités liées au changement climatique. En effet, l'augmentation de la pluie moyenne implique des décharges de sédiments dans le piémont qui rendent instables les incisions permanentes. Ces dernières avulsent et engendrent des oscillations haute fréquence. Ces oscillations migrent dans la montagne et ainsi de suite.

Lorsque le climat devient plus aride, l'évolution de la montagne est caractérisée par les formes des courbes verte et orange (fig. 3.10). La courbe orange présente le cas où une baisse de la pluviométrie provoque une réponse rapide du système, composée d'une diminution brusque de l'érosion et d'une remise à l'équilibre. Le temps de réponse du système est alors comparable à celui enregistré lors d'une augmentation de pluviométrie. La courbe vert foncé est typique de la réponse du système lorsque la perturbation climatique est plus intense. Elle présente une réponse complexe du système avec un temps de réponse beaucoup plus long que dans le cas des perturbations climatiques précédentes. Ce type de dynamique est atteint lorsque la pluviométrie moyenne est plus faible qu'une pluviométrie seuil ($P_{seuil} = 0.4\ m\,an^{-1}$ pour des expériences réalisées avec les mêmes paramètres physiques dont P_0 que l'expérience 9b).

Dans le cas où $P = 0.2\ man^{-1} < P_{seuil}$, la réponse érosive de la montagne possède une forme similaire à la courbe grise représentant l'évolution du système depuis une surface plane jusqu'à l'état d'équilibre. Cette similitude indique que le système montagne-piémont subit une réorganisation géomorphologique et sédimentaire importante.

La figure 3.11 illustre les différents stades de cette réorganisation. La diminution brutale de la pluviométrie dans la montagne à l'instant t = 0, provoque l'arrêt de l'érosion dans la montagne (E moyen étant nul à l'instant t = 0 sur la courbe vert foncé fig. 3.10) puis de nouveau, son augmentation progressive. Dans le piémont, la diminution des flux d'eau provoque tout d'abord des encaissements soudains des cours d'eau dans les incisions permanentes (figs. 3.11-B et 3.10, instant B). Puis les flux d'eau et de sédiments provenant de la montagne deviennent peu à peu insuffisants pour préserver des pentes propices au transport des sédiments dans le piémont. Ce dernier commence à sédimenter (fig. 3.11-C.). La sédimentation

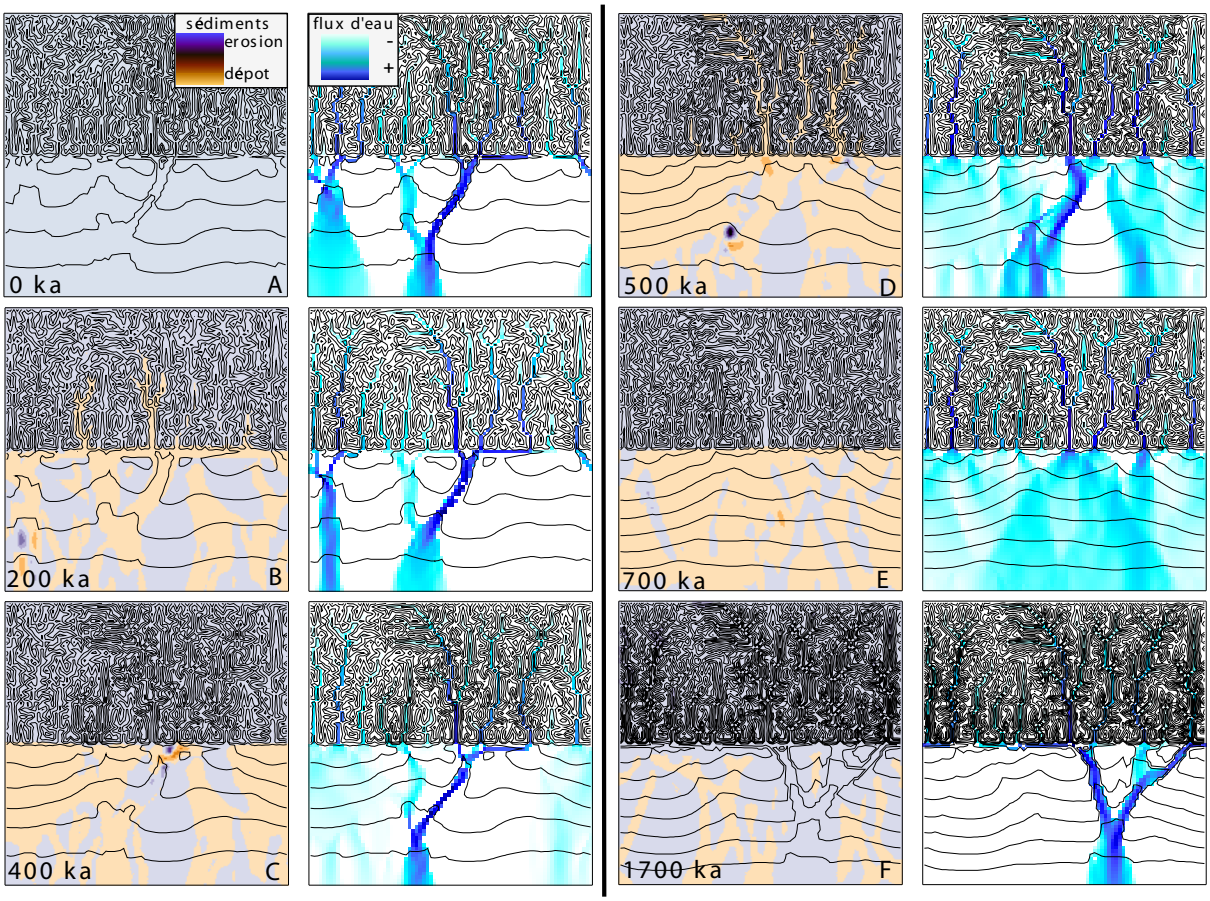


FIGURE 3.11 – *Evolution de la topographie au cours du temps (de A à F) d'un système montagne-piémont initialement à l'équilibre et dont la pluviométrie moyenne, appliquée sur la montagne, passe au temps $t = 0$ de 0.5 $mm\,an^{-1}$ à 0.2 $mm\,an^{-1}$. Les vignettes de gauche représentent les flux solides, les vignettes de droite les flux d'eau, les lignes noires la topographie tous les 100 m. Cette évolution est typique des systèmes montagne-piémont soumis à une pluviométrie inférieure à un certain seuil au dessous duquel les incisions permanentes ne peuvent être conservées.*

progressive sur le piémont peut engendrer des ondes de sédimentation dans la montagne (figs. 3.11-D et 3.10, instant D). Les incisions permanentes s'effacent dans le piémont, les flux deviennent non chenalisés (fig. 3.11-E.). Enfin, la re-sédimentation dans le piémont atteint la condition aux limites avale et de nouvelles incisions permanentes apparaissent, induisant une forte onde d'érosion dans la montagne suivie par un retour rapide au régime permanent (figs. 3.11-F et 3.10, instant F).

La courbe rouge de la fig. 3.10 illustre l'évolution de l'érosion moyenne dans la montagne lorsque le système est soumis à une pluviométrie moyenne égale à P_0 mais dont la variabilité est plus forte. Elle est représentative de toute expérience dont la variabilité n'est pas nulle. Dans l'expérience exposée, il ne pleut que 70 % du temps. Ceci représente un climat dominé par des pluies plus fortes et moins fréquentes que dans le modèle de référence. L'augmentation de la variabilité des pluies induit un comportement équivalent au cas où la nouvelle pluviométrie moyenne est supérieure à P_0 (courbe bleue, fig. 3.10). Les pluies plus fortes bien que plus rares, augmentent la probabilité de surpasser le seuil d'érosion dans les lois de transport et d'incision (eqs. 3 et 5 *Pepin* et al. [2010]). Les oscillations haute fréquence de la courbe verte (fig. 3.10) sont dues aux oscillations des précipitations et à l'adaptation sédimentaire du système à ces oscillations avant un retour à un état permanent stable.

Le système montagne-piémont répond de manière différente à un changement climatique selon le type et l'intensité du changement. Lorsque la pluviométrie ou sa variabilité augmentent, le système subit un pic d'érosion suivi d'une remise à l'équilibre rapide. Cette dernière est caractérisée par des oscillations haute fréquence de l'érosion dans la montagne dues à l'adaptation du système au changement brusque de climat. Lorsque la pluviométrie est plus faible qu'un certain seuil ne permettant pas le maintien des incisions dans le piémont, le système subit un nouveau cycle d'aggradation du piémont suivie d'incision à l'arrivée de l'onde de sédimentation aux conditions aux limites aval.

3.5.3 Conclusion

Le système montagne-piémont s'adapte différemment aux changements uniformes des facteurs externes que sont la pluviométrie et le soulèvement vertical. Les résultats présentés ci-dessus sont en accord avec les travaux d' *Allen et Densmore* [2000]. Ces auteurs ont montré que le système montagne-piémont s'adaptait

progressivement à un changement tectonique alors qu'il s'ajustait rapidement aux changements climatiques (constants). Le temps de réponse du système dépend des caractéristiques de la perturbation mais aussi des paramètres physiques des lois de transports et d'incision (notamment des paramètres n et m) ainsi que de la taille du piémont.

Les expériences présentées dans cette section montrent que le changement de soulèvement vertical implique une réponse stable du système avec aucun changement géomorphologique. Au contraire, le changement climatique implique des réponses plus instables caractérisées soit par des oscillations hautes fréquences de l'érosion de la montagne dans le cas de plus fortes pluies ou de plus fortes variabilités, soit par une réorganisation totale du piémont avec resédimentation et réincision dans le cas d'un climat plus aride (pluviométrie moyenne faible). Le changement climatique de part son action directe sur les flux d'eau induit fréquemment des changements géomorphologiques (réorganisation ou avulsion) dans le piémont alors que la perturbation tectonique agit indirectement sur les pentes et induit donc une réponse plus stable du système.

Enfin, la réponse du système montagne-piémont à un changement climatique peut être rapide et simple (pic d'incision et retour à l'équilibre) ou longue et complexe (réorganisation totale du piémont) en fonction de l'intensité de la perturbation appliquée.

3.6 Illustration : Effet du piémont sur l'asymétrie d'une chaîne de montagne

L'asymétrie des chaînes de montagne dans la nature est encore actuellement largement étudiée notamment grâce à l'appui des modèles analogiques ou numériques [*Anders* et al., 2008; *Bonnet*, 2009]. Elle est généralement attribuée à des effets orographiques, responsables de variations des régimes pluviométriques et hydrologiques sur les deux flancs opposés de la montagne. De plus, les différentes géométries de surrection peuvent aussi influer sur l'asymétrie des montagnes à plus grande échelle temporelle [*Willett* et al., 2001].

Dans le cadre de l'étude des interactions entre montagne et piémont, il est intéressant de se demander si la présence de piémonts différents de part et d'autre de la chaîne peut aussi être un facteur d'asymétrie.

Cette section présente des résultats obtenus en utilisant le modèle numérique CIDRE. Les premières simulations illustrent l'influence des paramètres orographiques et de surrection sur l'asymétrie d'une chaîne. Les simulations suivantes exposent l'influence que peuvent avoir les zones de piémont sur la géométrie de la chaîne de montagne. Le tableau 3.1 résume les caractéristiques de chaque simulation.

3.6.1 Symétrie de la chaîne de montagne

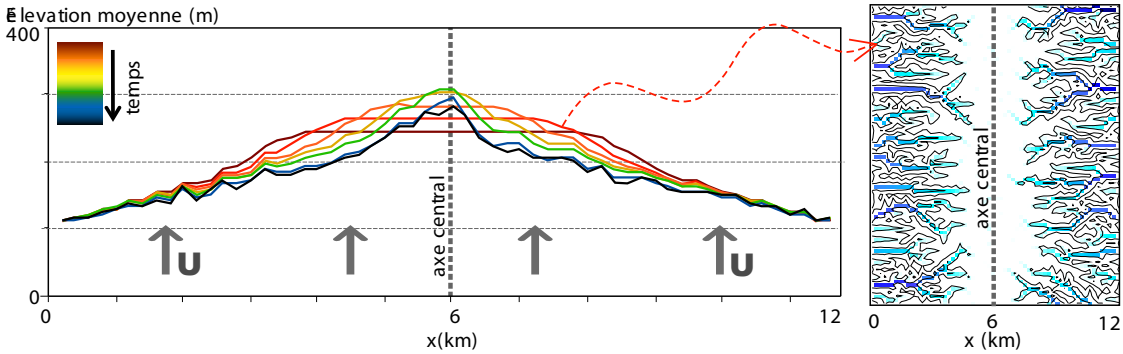


FIGURE 3.12 – *Evolution du profil topographique moyen (selon l'axe x) d'une chaîne de montagne sans piémont (expérience 2piem0, cf table 3.1). Le profil noir représente le profil du régime permanent. La carte topographique de droite correspond au profil orange. Les flèches verticales grises et U représentent le soulèvement constant appliqué sur la montagne. La ligne de partage des eaux (LPE) est située sur l'axe central de la montagne. La chaîne de montagne est donc symétrique.*

Exp.	τ_c	K_{br}	K_{all}	n	m	p	état initial	montagne			piémonts		résultats
								taille	Pluies	Soulèvement	piémont gauche	piémont droit	
2piem0	10	$4\ e^{-10}$	$1.5\ e^{-5}$	0.7	0.6	1.5	surface plane	$16X12$	$1\ m\ an^{-1}$	$1\ mm\ an^{-1}$	nul	nul	symétrie
2piem1							surface plane	$16X12$	$1\ m\ an^{-1}$	$1\ mm\ an^{-1}$	$16X4$, CL : "rivière transversale"	$16X4$, CL : "rivière transversale"	symétrie
2piem2							2piem1	$16X12$	gradient E-O de 0,5 à 1 $m\ an^{-1}$	$1\ mm\ an^{-1}$	$16X4$, CL : "rivière transversale"	$16X4$, CL : "rivière transversale"	asymétrie
2piem3							2piem1	$16X12$	$1\ m\ an^{-1}$	$1\ mm\ an^{-1}$ sur la moitié droite et 2 $mm\ an^{-1}$ sur la moitié gauche	$16X4$, CL : "rivière transversale"	$16X4$, CL : "rivière transversale"	asymétrie
2piem4							surface plane	$16X12$	$1\ m\ an^{-1}$	$1\ mm\ an^{-1}$	$16X4$, CL : "rivière transversale"	$16X2$, CL : "rivière transversale"	asymétrie
2piem5							surface plane	$16X12$	$1\ m\ an^{-1}$	$1\ mm\ an^{-1}$	$16X4$, CL : "rivière transversale"	$16X4$, CL : "bassin enfhoréique"	asymétrie

TABLE 3.1 – *Paramètres des simulations, la taille des piémonts et montagnes est donnée en ($kmXkm$). Dans ces simulations, Δx = 200 m.*

La figure 3.12 présente les différents stades topographiques moyens d'une chaine de montagne soumise à un soulèvement et à un régime de pluie constants. Les deux extrémités est et ouest sont libres tandis qu'une condition aux limites cyclique est appliquée sur les bords nord et sud pour mimer une longue chaîne de montagne et limiter les effets de bord. L'érosion de la chaîne s'effectue lors de la croissance des bassins versants depuis chaque bord est et ouest vers l'axe central. Lorsque le plateau est entièrement érodé, le régime permanent est atteint. La ligne de partage des eaux est alors confondue avec l'axe central de la chaîne. Cette dernière possède donc une géométrie symétrique.

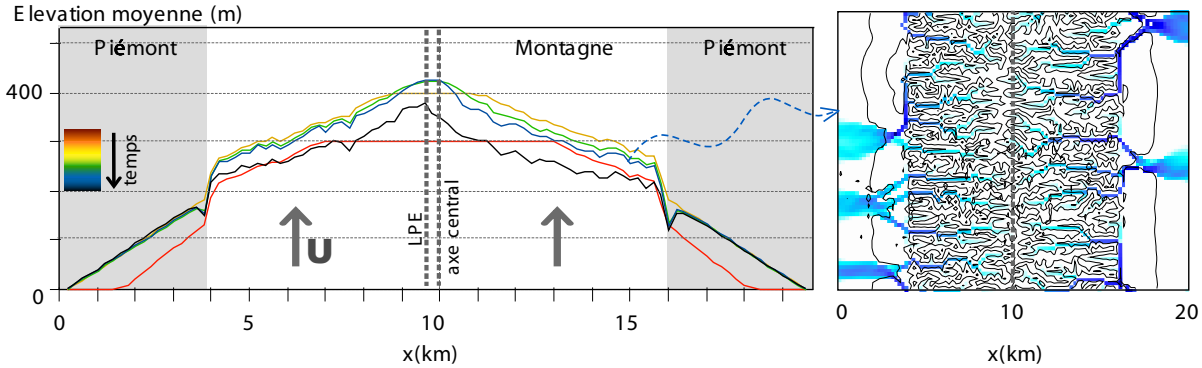


FIGURE 3.13 – *Evolution du profil topographique moyen (selon l'axe x) d'une chaine de montagne avec deux piémonts de même taille (expérience 2piem1, cf table 3.1). Le profil noir représente le profil du régime permanent. La carte topographique de droite correspond au profil bleu. Les flèches verticales grises et U représentent le soulèvement constant appliqué sur la montagne. La ligne de partage des eaux est située quasiment sur l'axe central de la montagne. Le petit décalage vers la gauche provient de l'agencement des captures dans chaque piémont. Les captures des incisions du piémont de droite ont été plus importantes (2 incisions à droite et 3 à gauche pour la même aire drainée) et ont engendré une onde érosive un peu plus importante dans la partie droite de la montagne que dans la partie gauche. La chaîne de montagne est donc quasiment symétrique.*

La figure 3.13 présente le cas d'une chaîne de montagne possédant deux piémonts identiques. Dans ce cas, L'évolution du système montagne-piémont sur chaque flanc (est et ouest) est identique à celle présentée dans l'étude précédente. L'arrivée des sédiments des cônes alluviaux aux conditions aux limites des piémonts induit des incisions permanentes dans chaque piémont et une onde d'érosion dans la partie montagneuse comme décrit dans la section 3.2. de *Pepin* et al. [2010].

La configuration aléatoire des cônes alluviaux à l'instant où se forment les incisions permanentes est responsable de la forme et de la position de ces incisions dans le piémont. Elle conditionne notamment le nombre de captures de chaque

incision des piémonts. Plus le nombre de captures est important, plus l'incision est profonde et le nouveau niveau de base de la montagne bas. L'onde érosive générée par le changement de niveau de base dans la montagne est donc également plus importante dans ce cas. Les variations d'intensité des différentes ondes érosives, contrôlées par la forme des incisions dans le piémont, influent directement sur la position de la ligne de partage des eaux du système. Cette ligne de partage des eaux peut donc être localement légèrement décalée par rapport à l'axe principal de la chaîne de montagne lorsque le régime permanent est atteint. Ces décalages restent légers et locaux. La géométrie du système chaîne de montagne-piémonts est donc symétrique lorsque les paramètres externes (pluies et soulèvement) sont constants et les deux piémonts identiques.

3.6.2 Asymétrie de la chaîne de montagne

a - Effet orographique et tectonique

La figure 3.14 présente l'évolution de la topographie moyenne au cours du temps de l'expérience 2piem2. Cette expérience est constituée d'un système composé d'une montagne et deux piémonts identiques à l'équilibre (expérience 2piem1) dont le régime de pluies sur la montagne est changé à l'instant initial. En effet, la pluviométrie constante de l'expérience 2piem1 est remplacée par un gradient de pluies comme l'indique la figure 3.14. Ce gradient de pluie est à l'origine de la migration de la ligne de partage des eaux dans la montagne. Celle-ci est décalée vers le flanc de la montagne recevant le moins de pluie. Ce processus est la conséquence d'une érosion plus intense du versant droit (due aux pluies plus intenses) qui engendre le "grignotage" par les bassins du versant gauche des têtes des bassins du versant droit. Ces résultats sont similaires aux expériences analogiques de *Bonnet* [2009].

Dans cette expérience numérique, un plateau se forme sur le versant le plus aride de la section montagneuse. Il est dû à la surrection constante de la montagne et aux flux d'eau insuffisants sur le bord externe de ce versant pour contre-balancer la surrection par érosion. Ainsi, à la limite montagne-piémont (à droite), les pentes moyennes sont importantes alors que les pluies sont quasiment nulles. Sur le plateau, les pluies sont plus fortes en allant vers la gauche mais les pentes sont trop faibles pour permettre l'érosion efficace du relief. L'érosion du plateau vers le versant le plus aride est donc lente de part la combinaison entre pentes fortes et flux faibles, ou entre flux moyens et pentes faibles.

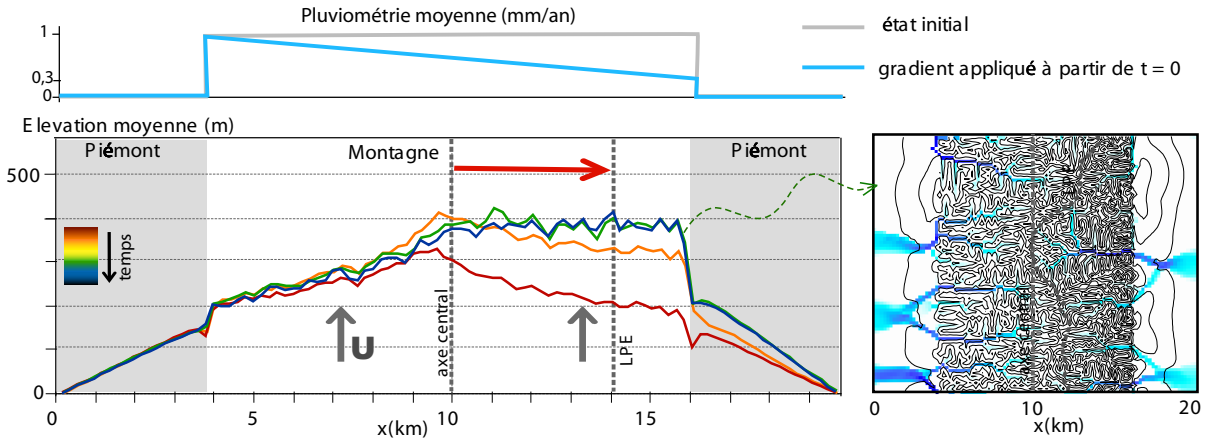


FIGURE 3.14 – *Evolution du profil topographique moyen (selon l'axe x) d'une chaîne de montagne avec deux piémonts identiques depuis un état d'équilibre avec une pluviométrie constante sur la montagne. A l'instant initial un gradient de pluviométrie est appliqué à la partie montagneuse (expérience 2piem2, cf table 3.1). La carte topographique de droite correspond au profil bleu. La flèche rouge indique la migration vers la droite (versant de plus faibles pluies) de la ligne de partage des eaux (LPE) par rapport à l'axe central de la montagne.*

La présence de ce plateau est très certainement due aux lois d'érosion et transport choisies. De plus, les expériences de *Bonnet* [2009] réalisées sur des sections montagneuses sans piémont ne présentent pas ce plateau. Dans ces expériences analogiques, une division des bassins du versant aride est également observée. Il est envisageable que la présence des piémonts modifie, et dans le cas de l'expérience numérique 2piem2 amenuise, la dynamique de la section montagneuse en comparaison à la dynamique de montagne révélée dans les expériences de *Bonnet* [2009]. A titre d'exemple, l'altitude de l'apex du piémont droit augmente lorsque le gradient de pluviométrie est appliqué au système (voir fig. 3.14). Le niveau de base du versant montagneux droit est donc différent dans cette expérience du niveau de base des expériences analogiques qui reste constant. Les variations d'altitude du niveau de base de la montagne influent sur le soulèvement apparent du versant montagneux et donc sur sa dynamique érosive comme démontré dans l'article *Pepin* et al. [2010].

La figure 3.15 présente l'évolution topographique au cours du temps de l'expérience 2piem3 et illustre donc l'asymétrie de la montagne obtenue après un changement tectonique. A partir d'un relief à l'équilibre symétrique (le régime permanent de l'expérience 2piem1), le flanc ouest de la montagne est soumis à un soulèvement tectonique double (2 $mm\,an^{-1}$) par rapport au flanc est (1 $mm\,an^{-1}$). Le soulèvement

appliqué au flanc est est identique au soulèvement de l'état d'équilibre qui constitue l'état initial.

Dans ces conditions, la ligne de partage des eaux migre vers le flanc dont le soulèvement est le plus fort (vers la gauche). En effet, ce soulèvement engendre de plus fortes pentes sur le flanc gauche. Durant la phase transitoire, les forts apports de sédiments dans le piémont gauche provoquent une forte sédimentation et la disparition partielle des incisions permanentes (profil vert) à gauche. Ces incisions sont de nouveaux marquées à partir du moment où l'onde de sédimentation créée par les apports de sédiments dans le piémont atteint la "rivière transversale" (profil bleu).

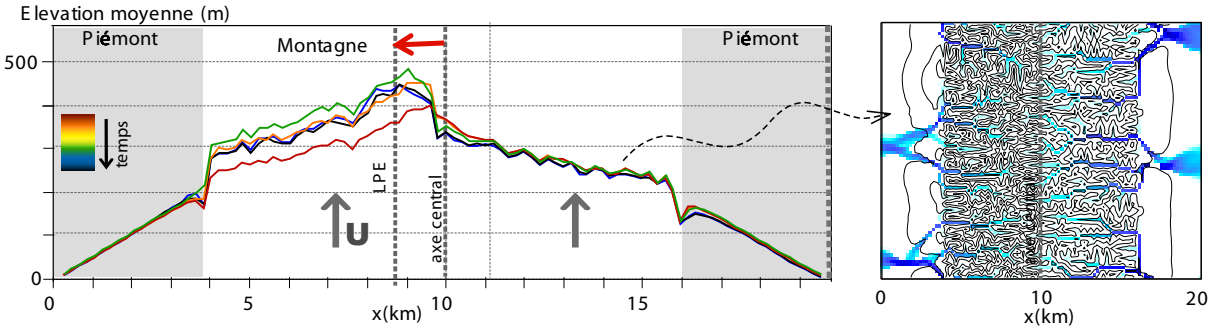


FIGURE 3.15 – *Evolution du profil topographique moyen (selon l'axe x) d'une chaine de montagne avec deux piémonts identiques depuis un état d'équilibre et dont la moitié ouest de la montagne est soumise à un soulèvement double (2 $mm\ an^{-1}$) à partir de l'instant $t = 0$. (expérience 2piem3, cf table 3.1). Le profil noir représente le profil du régime permanent. La carte topographique de droite correspond au profil noir. La flèche rouge indique la migration vers la gauche (versant de plus fort soulèvement) de la ligne de partage des eaux (LPE) par rapport à l'axe central de la montagne.*

b - Effet du piémont

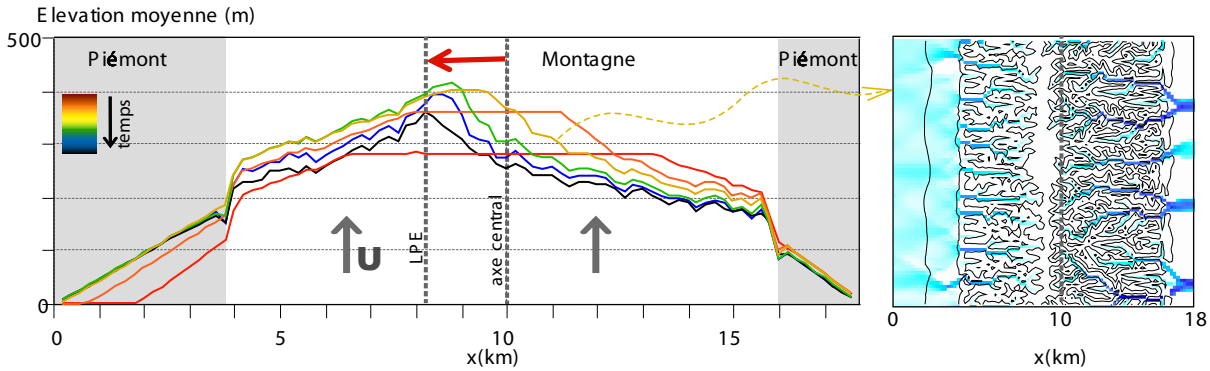


FIGURE 3.16 – *Evolution du profil topographique moyen (selon l'axe x) d'une chaîne de montagne avec deux piémonts de tailles différentes (expérience 2piem4, cf table 3.1). Le profil noir représente le profil du régime permanent. La carte topographique de droite correspond au profil jaune. La flèche rouge indique la migration vers la gauche par rapport à l'axe central de la montagne de la ligne de partage des eaux (LPE). L'incision du petit piémont à droite a lieu avant celle du grand piémont à gauche (profil jaune et schéma de droite). Cette première incision crée une onde d'érosion dans la partie droite de la montagne qui engendre l'asymétrie.*

La figure 3.16 illustre l'évolution de la topographie d'un système chaîne de montagne-piémonts dont les deux piémonts ont des tailles différentes et un niveau de base identique. Avant l'atteinte des bords est et ouest des piémonts, le système se développe symétriquement de part et d'autre de l'axe central de la montagne (profil rouge). Lorsque les cônes alluviaux du plus petit piémont (à droite dans la fig. 3.16) atteignent la limite, les incisions permanentes génèrent une onde d'érosion qui se propage de l'apex du piémont vers l'axe central de la montagne. Cette onde érosive est plus intense que l'érosion ayant lieu sur l'autre flanc (gauche) de la montagne où les incisions permanentes n'ont pas encore eu lieu (profils orange et jaune). Après l'apparition des incisions permanentes dans le piémont gauche et l'érosion de l'ensemble du plateau montagneux, le régime permanent est atteint. La ligne de partage des eaux est décalée vers la gauche par rapport à l'axe central de la montagne. Le décalage est dirigé vers le plus grand piémont.

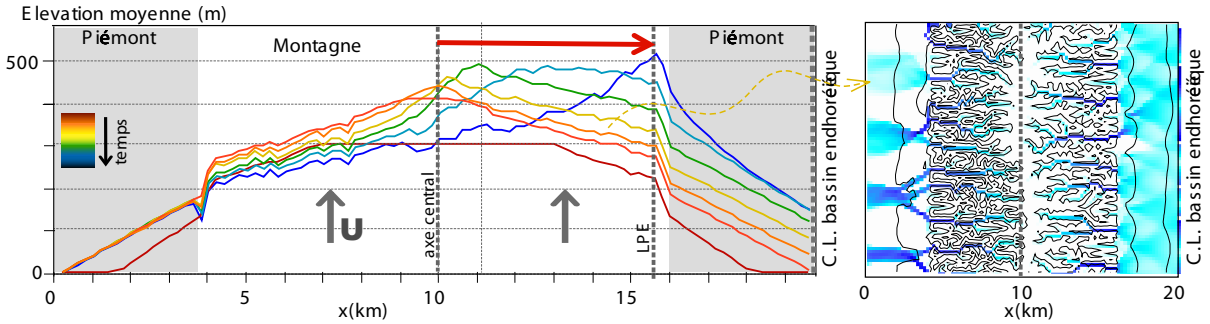


FIGURE 3.17 – *Evolution du profil topographique moyen (selon l'axe x) d'une chaîne de montagne avec deux piémonts dont les conditions aux limites sont différentes (expérience 2piem5, cf table 3.1). La carte topographique de droite correspond au profil bleu. Le piémont de gauche possède une condition aux limites de type rivière transversale, le piémont de droite possède une condition aux limites de type bassin endoréique. Le profil noir représente le régime permanent.*

La figure 3.17 présente l'évolution de la topographie d'un système chaîne de montagne-piémonts avec deux piémonts de même taille mais dont les conditions aux limites sont différentes. La condition aux limites du piémont de gauche est de type rivière transversale tandis que la condition aux limites du piémont de droite est de type bassin endoréique. Avant l'atteinte de ces conditions aux limites le système évolue symétriquement par rapport à l'axe central de la montagne. Le comportement de chaque sous-système montagne-piémont de part et d'autre de l'axe central de la montagne est ensuite dépendant de la condition aux limites des piémonts. L'altitude du sous système de droite croît de façon homogène alors que le sous système de gauche est soumis à des incisions permanentes dans le piémont suivies d'ondes d'érosion dans la montagne. Ces deux comportements induisent une migration continue de la ligne de partage des eaux vers la droite jusqu'à la limite montagne-piémont (de droite). Lors du régime permanent, toute la partie montagneuse est donc connectée au piémont gauche dont la limite aval est une rivière transversale. La croissance de l'altitude du piémont (de droite) endoréique cesse car ce piémont n'est plus alimenté par la montagne.

3.6.3 Conclusion

Le modèle numérique CIDRE permet de reproduire l'asymétrie d'une chaîne de montagne à partir de variations de climat de type orographiques ou de variations simples du soulèvement vertical dans la montagne. Ces résultats sont en accord avec les études antérieures telles que celles de *Bonnet* [2009].

De plus, il est possible d'atteindre un régime permanent asymétrique sans variations des paramètres tectoniques ou climatiques. Un système composé d'une chaîne de montagne et de deux piémonts de différentes longueurs dont les conditions aux limites sont de type rivière transversale et dont le seuil de cisaillement n'est pas négligeable évolue naturellement vers ce régime permanent asymétrique (voir fig. 3.16). La présence d'une condition aux limites de type bassin endoréique sur un système dont les deux piémonts sont de la même longueur aboutie également à la formation d'une topographie asymétrique. Cette dernière n'a pas les mêmes caractéristiques que le premier cas de figure. En effet, l'intégralité de la montagne se connecte au piémont dont la limite aval est une rivière transversale. Le piémont endoréique dont l'altitude du niveau de base avait dans un premier temps augmentée est peu à peu abandonné (voir fig. 3.17).

Les caractéristiques différentes des piémonts sont ainsi responsables de l'asymétrie de la montagne lorsque les paramètres tectoniques et climatiques restent constant. De plus, dans les expériences exposées, l'asymétrie de la montagne lors du régime permanent prend une forme différentes en fonction de ces caractéristiques (conditions au limites, c.f. fig. 3.17 ; longueur, c.f. fig. 3.16). Cette section expose donc des premiers éléments qui pourrait être approfondi pour notamment lier résultats numériques et cas naturels. Il serait ainsi intéressant d'évaluer au premier ordre si la forme asymétrique des chaines de montagnes naturelles se rapproche de la signature enregistrée dans ces expériences numériques lorsque les piémonts de part et d'autre de la chaîne ont des caractéristiques distinctes.

Enfin, cette section souligne encore une fois l'importance de la prise en compte du piémont dans les études d'évolution des paysages numériques, analogiques ou naturelles. Elle met en évidence l'intérêt d'une exploration plus importante de ces processus.

3.7 Influence d'un pli frontal situé sur le bord sud du piémont

Les fronts de chaîne sont souvent constitués de plusieurs chaînons d'avant pays, comme c'est le cas pour le front montagneux de Tupungato, présenté dans le chapitre 2. De plus il a été montré dans l'article *Pepin* et al. [2010] que les conditions aux limites du piémont jouaient un rôle primordial dans l'évolution géomorphologique du système montagne-piémont. Cette section a pour objectif d'évaluer l'influence d'une topographie type chaînon d'avant pays sur le système montagne-piémont.

La figure 3.18 représente l'évolution d'une expérience pour laquelle la limite aval du piémont est partagée entre un mur topographique par lequel les sédiments et l'eau ne peuvent s'échapper et une "rivière transversale". Cette configuration peut correspondre au blocage partiel du transport par un plis frontal, c'est à dire une situation en accord avec un contexte de front de chaîne en compression [e.g., *Burbank et Anderson*, 2001; *Poisson et Avouac*, 2004; *Vassallo* et al., 2007]. L'expérience est identique à l'expérience 7b de l'article [*Pepin* et al., 2010] hormis la condition aux limites aval. Dans un premier temps, le développement du réseau hydrographique dans la partie montagneuse et des cônes alluviaux dans le piémont est similaire à celui présenté fig. 2. de l'article [*Pepin* et al., 2010] comme l'illustre les figures 3.18-A et B. Dans la vignette B on observe des flux d'eau s'écoulant le long du mur vers la condition aux limites de type rivière transversale. Ceci est dû au fait que l'eau ne s'infiltre pas, le mur étant topographique et non numérique, contrairement à l'expérience 10b présentée dans l'article. La figure 3.18-C montre la mise en place des incisions permanentes en face de la condition aux limites de type rivière transversale alors que les cône alluviaux situés en face du mur continuent à croître. La figure 3.18-D montre d'une part l'onde d'incision due aux incisions permanentes se propageant dans la montagne (noter que les bassins versant montagneux sans incision permanente dans le piémont sont moins érodés), d'autre part des captures ont lieu le long du front montagneux et les deux petits bassins versant montagneux à l'extrême gauche sont capturés par l'incision permanente de droite (attention aux conditions aux limites cycliques). Enfin, dans cette expérience, tous les bassins versants sont capturés par les incisions permanentes bien développées en face de la rivière transversale. La partie du piémont en face du mur topographique n'est pas incisée et peu alimentée.

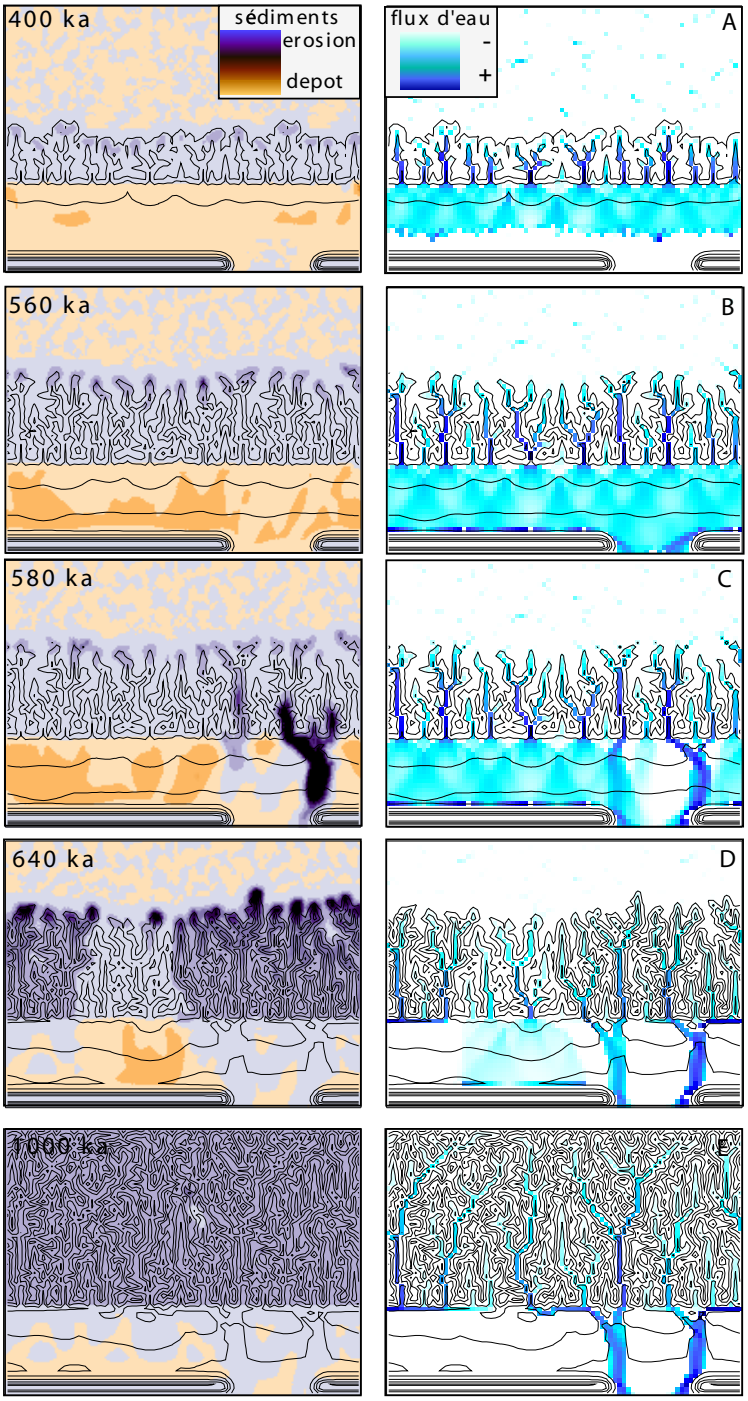


FIGURE 3.18 – *Evolution temporelle d'une expérience dont la limite aval est composée d'un mur type pli d'avant pays (endoréisme dû au pli) et d'une condition aux limites de type rivière transversale. L'expérience est similaire à l'expérience 7b de l'article précédent (voir table 1 de ce même article pour les valeur des paramètres physiques) à laquelle un mur topographique à été ajouté sur les* $3/4$ *de la limite avale. Les cartes de gauche présentent les flux de sédiments, les cartes droite les flux d'eau. Les ligne noires indiquent la topographie tous les 100* m*.*

La figure 3.18 illustre donc l'évolution géomorphologique du système montagne-piémont face à un mur topographique type pli frontal à l'aval du piémont. Le système s'adapte à cet obstacle grâce à des captures latérales permettant l'évacuation des flux vers la rivière transversale. Le piémont s'organise ainsi en deux zones distinctes : une zone fortement incisée (type canyon) en face de la condition aux limites de type rivière transversale et une zone peu chenalisée, abandonnée face au pli frontal.

Ces résultats numériques sont à illustrer avec des exemples naturels. Le cas des systèmes montagne-piémonts du nord du Chili est particulièrement intéressant. En effet, certains, situés en face de la Cordillère de la côte ne présentent aucune incision alors que d'autres, rejoignent l'océan pacifique en présentant des incisions profondes de type Canyon.

Interaction montagne-piémont : Exemple naturel

Chapitre 4

Taux d'érosion actuels des rivières Andines du Chili : Corrélation avec le climat, la pente et la végétation

Article : Specific suspended sediment yields of the Andean rivers of Chile and their relationship to climate, slope and vegetation, Pepin et al., 2010, *Hydrological Sciences Journal* 55 (7), 1190-1205.

Sommaire

4.1 Résumé de l'article **94**
4.2 Article publié dans le journal *Hydrological Sciences Journal* . . **95**

Cet article publié dans la revue *Hydrological Sciences Journal* a pour thème les taux d'érosion actuels du Chili. Dans un premier temps ces taux d'érosion actuels approchés par les flux spécifiques de sédiments, c'est à dire les flux de sédiments moyens divisés par l'aire drainée des bassins considérés, sont présentés. Puis une étude des corrélations entre ces flux spécifiques de sédiments et les différentes variables que sont les débits spécifiques moyens (débit liquide divisé par l'aire drainée du bassin versant considéré), leur variabilité, les variables topographiques (altitude maximale, aire drainée) et la végétation est présentée.

L'étude se focalisant sur 32 bassins versants montagneux répartis le long du territoire chilien est particulièrement intéressante dans ces travaux de thèse sur les interactions entre montagne et piémont. En effet, elle livre une première approximation des différents facteurs contrôlant fortement les flux de sédiments de la montagne vers le piémont dans une région soumise à un fort gradient N-S.

De plus cette étude explicite également les méthodes d'acquisition et de traitement des données hydrologiques utilisées pour l'estimation des taux d'érosion actuels au Chili. Elle permet donc de mieux comprendre quels peuvent-être les problèmes de sous échantillonnages des taux d'érosion sur le court terme.

4.1 Résumé de l'article

En utilisant des données journalières de sédiments en suspension et de débits liquides, des débits moyens spécifiques annuels et des flux spécifiques de sédiments (SSY) ont été calculés pour 66 bassins versants de montagne et de piémont au Chili. Ces bassins versants sont localisés depuis l'extrême nord du Chili jusqu'au sud de la Patagonie. Ils couvrent un exceptionnel panel de climats, pentes et végétation.

Les SSY sont majoritairement compris entre 0 et 700 $t\,km^{-2}\,an^{-1}$ avec quelques exceptions allant jusqu'à 1780 $t\,km^{-2}\,an^{-1}$. Les SSY croissent de l'extrême nord à la latitude $33^{\circ}S$ puis décroissent en allant plus au sud. Au nord de la latitude $33^{\circ}S$, les flux d'eau et de sédiments on lieu principalement pendant l'été. Plus au sud, la contribution des précipitations hivernales augmente puis domine.

Lorsque la base de données de SSY est corrélée avec des indices topographiques, climatiques et de la végétation, il apparaît une corrélation significative uniquement avec le débit spécifique et la pente moyenne. Dans le but de se focaliser uniquement sur les processus d'érosion dans la partie Andine, 32 bassins versants montagneux ont été sélectionnés le long d'un fort gradient nord–sud entre les latitudes $27^{\circ}S$ et $40^{\circ}S$. Il est à noter qu'aucune corrélation multivariée entre les SSY et les divers paramètres étudiés n'est significative.

Du nord au sud, les SSY augmentent fortement avec les débits spécifiques puis diminuent alors que les débits spécifiques continuent à augmenter. Dans les bassins versants avec de faibles SSY mais de forts débits spécifiques, la pente moyenne est inférieure à 40 % et la couverture végétale est supérieure à 8 %. Pour les autres bassins versants, les variations du débit spécifique expliquent 67% de la variabilité des flux de sédiments. Ainsi, des seuils de végétation et de pente semblent exercer un contrôle sur les SSY. De plus, les SSY sont également corrélés avec la couverture glaciaire. Enfin, une corrélation entre les SSY et la séismicité, bien que possible, reste ambigüe. Aucune corrélation avec la variabilité climatique n'est observée.

4.2 Article publié dans le journal *Hydrological Sciences Journal*

Références : E. Pepin, S. Carretier, J.L. Guyot, F. Escobar, 2010. Specific suspended sediment yields of the Andean rivers of Chile and their relationship to climate, slope and vegetation, Hydrological Sciences Journal, 55 (7), 1190-1205.

Specific suspended sediment yields of the Andean rivers of Chile and their relationship to climate, slope and vegetation

E. Pepin[1], S. Carretier[1,4], J. L. Guyot[1,2] & F. Escobar[3]

[1]*UPS (SVT-OMP), LMTG, Université de Toulouse; 14 Avenue Edouard Belin, F-31400 Toulouse, France*
pepin@lmtg.obs-mip.fr

[2]*IRD, CP 7091, Lago Sul, 71635-971 Brasília, DF, Brazil*

[3]*DGA, Dirección General de Aguas, Santiago, Chile*

[4]*Departmento de Geologia, Universidad de Chile; IRD, Román Díaz 264, Providencia, Santiago, Chile*

Received 25 Febuary 2010; accepted 22 June 2010; open for discussion until 1 April 2011

Citation Pepin, E., Carretier, S., Guyot, J. L. & Escobar, F. (2010) Specific suspended sediment yields of the Andean rivers of Chile and their relationship to climate, slope and vegetation. *Hydrol. Sci. J.* **55**(7), 1190–1205.

Abstract Using daily suspended sediment and water discharge data, we calculated the current mean annual runoff and Specific Suspended Sediment Yield (SSY) for 66 mountainous and piedmont catchments in Chile. These catchments are located from the extreme north of Chile to Southern Patagonia and cover an exceptionally wide range of climates, slopes, and vegetation. The SSY ranges mainly between 0 and 700 t km^{-2} year^{-1} with some exceptions as high as 1780 t km^{-2} year^{-1}. The SSY increases between the extreme north and 33°S and then decreases toward the south. Sediment and water discharge north of 33°S occur mainly during summer. Farther south the contribution of winter precipitation increases and predominates. When the SSY database is correlated with topographic, climatic and vegetation indices, it is found to correlate significantly with runoff and mean slope only. In order to concentrate on erosion processes in the mountain range, 32 mountainous catchments were selected along a strong north–south SSY gradient between 27°S and 40°S. From north to south, SSY increases strongly with runoff and then decreases, even while runoff keeps increasing. In catchments where SSY is low, although runoff is high, the mean slope is less than 40% and the vegetation cover is greater than 8%. For the other catchments, runoff variations explain 67% of the variance in sediment yields. Thus, SSY seems to be controlled by vegetation cover and slope thresholds. In addition, SSY also correlates with glacier cover. However, a correlation between SSY and seismicity, although possible, is ambiguous.

Key words suspended sediment yield; water discharge; Chile; Andes; erosion

Flux spécifiques de sédiments en suspension des rivières Andines du Chili et leur corrélation avec le climat, la pente et la végétation

Résumé En utilisant des données journalières de sédiments en suspension et de débits liquides, nous avons calculé des débits moyens spécifiques annuels et des flux spécifiques de sédiments (SSY) pour 66 bassins versants de montagne et de piémont au Chili. Ces bassins versants sont localisés depuis l'extrême nord du Chili jusqu'au sud de la Patagonie. Ils couvrent un exceptionnel panel de climats, pentes et végétation. Les SSY sont majoritairement compris entre 0 et 700 t km^{-2} an^{-1} avec quelques exceptions allant jusqu'à 1780 t km^{-2} an^{-1}. Les SSY croissent de l'extrême nord à la latitude 33°S puis décroissent en allant plus au sud. Les flux d'eau et de sédiments on lieu principalement pendant l'été au nord de la latitude 33°S. Plus au sud, la contribution des précipitations hivernales augmente puis domine. Lorsque la base de données de SSY est corrélée avec des indices topographiques, climatiques et de la végétation, il apparaît une corrélation significative uniquement avec le débit spécifique et la pente moyenne. Dans le but de se focaliser uniquement sur les processus d'érosion dans la partie Andine, 32 bassins versants montagneux ont été sélectionnés le long d'un fort gradient nord–sud entre les latitudes 27°S et 40°S. Du nord au sud, les SSY augmentent fortement avec les débits spécifiques puis diminuent alors que les débits spécifiques continuent à augmenter. Dans les bassins versants avec de faibles SSY mais de fort débits spécifiques,; la pente moyenne est inférieure à plus petite que 40% et la couverture végétale est plus importante que supérieure à 8%. Pour les autres bassins versants, les variations du débit spécifique expliquent 67% de la variabilité des flux de sédiments. Ainsi, des seuils de végétation et de pente semblent exercer un contrôle sur les SSY. De plus, les SSY sont également corrélés avec la couverture glaciaire. Enfin, une corrélation entre les SSY et la séismicité, bien que possible, reste ambigüe.

Mots clefs flux de sédiments en suspension; débit liquide; Chili; Andes; érosion

ISSN 0262-6667 print/ISSN 2150-3435 online
© 2010 IAHS Press
doi: 10.1080/02626667.2010.512868
http://www.informaworld.com

Downloaded By: [Observatoire Midi Pyrenees] At: 09:53 18 October 2010

Downloaded By: [Observatoire Midi Pyrenees] At: 09:53 18 October 2010

INTRODUCTION

Specific suspended sediment yield (SSY) can be defined as the total mass of sediment transported as suspended load leaving a drainage basin, per unit of catchment area and per unit of time (expressed in units of t km^{-2} $year^{-1}$). Even though the suspended sediment load represents only a fraction of the sediments exported from a basin that can miss large, episodic events within the measuring period, SSY measurements averaged over many years are fundamental in understanding to what extent topography, climate, tectonics and vegetation control the rate of sediment production and export (e.g. Milliman & Syvitski, 1992; Hovius, 1998; Dadson *et al.*, 2003; Aalto *et al.*, 2006). Correlations found between sediment yield and topographic, lithological, climatic, ecological or tectonic factors from around the world have been variable, making their respective role unclear (e.g. Pinet & Souriaut, 1988; Swartzman & Volk, 1989; Milliman & Syvitski, 1992; Louvat & Allègre, 1997; Hovius, 1998; Hicks *et al.*, 1996; Dadson *et al.*, 2003, 2004; Aalto *et al.*, 2006; Vanacker *et al.*, 2007b). The role of mean slope and runoff, the two main parameters of landscape erosion models, is most often discussed and debated (e.g. Dadson *et al.*, 2003; Aalto *et al.*, 2006).

Differences in correlation between SSY and specific variables may result from different variable ranges, catchment area or state of the hillslope (close to critical failure threshold or not – e.g. Burbank *et al.*, 1996). In addition, SSY can reflect either sediment production rate on hillslopes, or only a fraction of it due to sedimentation in the fluvial network. This is particularly true for large catchments (e.g. Aalto *et al.*, 2006). Thus, the differences in correlations found worldwide could reflect the different proportions of supply-limited and transport-limited components of sediment discharges. To solve this problem, there is a need for a database that includes numerous catchments of similar size but with large gradients in climate, vegetation, slope and SSY. The data presented in this paper meet these requirements.

The SSY data from 66 Chilean catchments are presented and analysed herein. The 4000-km-long Chilean Andes Cordillera is subject to an exceptional range of climates, slope and vegetation: from hot arid climate and elevated relief in the north to cold humid climates and low elevation relief in Patagonia. The database consists of 400 700 samples consisting of between 3 and 41 years of daily water discharge and daily suspended sediment load measurements.

The aim of this paper is twofold: (a) to provide the first estimate of suspended sediment flux out of the Chilean Andes, and (b) to analyse the relationship between SSY, climate, topography, seismicity and vegetation. In addition to the above stated interests, quantifying the suspended sediment flux to the Pacific Ocean along the Chilean coast has other broader implications concerning fishing, coastline evolution and land-use management.

We first present the method of calculating the suspended sediment discharge data. Then the indices for climate, topography, vegetation and seismicity are described, followed by a discussion of their spatial variability. Finally, the correlation between SSY and the indices is analysed; both for the whole database, and for a selected set of mountainous catchments located in the zone of the main SSY gradient.

DATA AND METHODS

Water and sediment data measurements

The studied water discharge and suspended sediment load database includes data from 66 drainage basins monitored by the Division General del Agua de Chile (DGA, www.dga.cl). In total, 400 700 samples have been collected over time series from 3 to 41 years. In this exploratory paper, we decided to set out an analysis of the whole database (temporal averages), as the non-homogeneity of this database could limit our results and interpretations.

Daily water discharge values were determined from daily gauge heights and rating curves established by the DGA. In order to provide the most realistic daily water discharge value, these rating curves are verified and modified through regular water-discharge measurements (using a current meter) at different times once or twice a month.

Daily suspended sediment sampling is carried out using depth integrating samplers (USD-74 or USD-59). The sampler is lowered into the stream from the water surface to the river bottom at a uniform rate, and then raised again to the surface. The sampler collects the suspended sediment the entire time it is submerged. Repeating this sampling operation at several points across the stream allows a section-averaged sediment concentration to be calculated. This instantaneous concentration is assumed to be representative of the entire day. Daily sediment discharge (td^{-1}) is calculated by multiplying the daily water discharge value by the daily suspended sediment concentration.

Downloaded By: [Observatoire Midi Pyrenees] At: 09:53 18 October 2010

Studied variables

Seasonal and mean annual SSY In order to represent the seasonal pattern of sediment yield, inter-annual averages of monthly sediment discharges have been calculated using the HYDRACCESS software standard procedure (http://www.ore-hybam.org/index.php/eng/Software/Hydraccess, Cochonneau *et al.*, 2006). First, daily data are averaged for each month. When daily values are missing on two or more consecutive days, the software deletes the month's values to avoid bias in the monthly average due to daily variations. When only one daily measurement is missing, it is interpolated linearly using the two data points just before and after the missing value. This process prevents the rejection of too much data, while limiting bias in monthly means associated with daily variations. Finally, values of mean monthly sediment discharge are obtained by averaging the monthly means.

The annual average sediment discharge is calculated by averaging the daily values at each station, using the interpolated value only when a daily measurement is missing. An alternative approach could be the averaging of the monthly values calculated above, in order to take into account breaks in time series. However, both approaches lead to differences lower than 10%.

Mean annual specific suspended sediment yield SSY (t km^{-2} $year^{-1}$) was estimated by dividing the mean annual suspended sediment discharge (t $year^{-1}$) by the contributing area. Catchment limits were determined using the IGM (Military Geography Institute of Chile) 1:250 000 scale maps and catchment areas are determined using these limits and the SRTM digital elevation model.

Mean annual water discharge, runoff and precipitations Values of mean annual and mean monthly water discharge were calculated from daily water discharge values using HYDRACCESS and the same method as for the sediment discharge. Mean annual runoff rates (mm $year^{-1}$ or L km^{-2} s^{-1}) are calculated by dividing the mean annual water discharge by the contributing area.

Water discharge (or runoff) variability, Cv Water discharge (or equivalently runoff) variability indices Cv (dimensionless) were converted by dividing the standard deviation of the water discharge data by the mean value. The larger the Cv, the higher the variability. Two variability indices are calculated from daily and monthly water discharges to evaluate the impact of events and seasonal variables on SSY (Tables 1 and 2).

Mean slope and mean elevation Mean slope and elevation correspond to the average of local slopes and elevation, respectively, between pixels of the SRTM DEM in a catchment.

Vegetation cover The fraction of soil covered by vegetation is determined using the new Fcover index (in percentage of soil area – cf. http://postel.mediasfrance.org/). This index is delivered with a grid resolution of 1 km. Data from summer 2003 were used to minimize the snow cover.

Seismicity Information on seismicity comes from http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/, the US Geological Survey database which includes results from national networks. We chose crustal earthquakes located at less than 50 km in depth beneath the studied basins, and with a magnitude greater than 3.5. These parameters were chosen to reduce errors associated with location. We report all the earthquakes and their magnitude that occurred in each catchment.

When several gauge stations are present in a catchment, nested sub-catchments can be defined corresponding to the contributing area between stations. The SSY and other studied variables are also calculated for these sub-catchments in order to evaluate their respective contribution to sediment flux (e.g. Dadson *et al.*, 2003). These values are used in the correlation analysis. A negative SSY value in a sub-catchment means that sedimentation has occurred between the two stations (Table 3).

Results are displayed as maps and graphs of the relationship between SSY and other variables. A Pearson Matrix has also been calculated using the logarithmic values of each variable. Transforming the data improves the distribution symmetry and makes the data closer to a Gaussian distribution. The Pearson correlation coefficient r allows us to evaluate the level of linear correlation between variables (perfect linear correlation for $r = 1$ or -1). In addition, the coefficient r^2 is calculated to quantify the proportion of SSY variations explained by the different variables. The p value is also calculated in order to evaluate the significance of the relationship: the lower the p value, the more significant the relationship. When the p value is above the classical significance threshold of 0.05, we cannot reject the hypothesis that two variables are unrelated.

STUDY AREA

The catchments under review cover 135 830 km^2, approximately 18% of the total Chilean territory

Downloaded By: [Observatoire Midi Pyrenees] At: 09:53 18 October 2010

Table 1 Locations of gauging stations.

Code	River	Hydrological station name	Lat. (deg)	Long. (deg)	Elev. (m)
1	Lluta	Tocontasi	–18.37	–69.90	1850
2	Tarapaca	Laonsana	–19.85	–69.34	1847
3	Loa	Antes Represa Lequena	–21.67	–68.66	3020
4	Salado	Sifon Ayquina	–22.29	–68.34	3031
5	Loa	Yalquincha	–22.45	–68.88	2300
6	Copiapo	Pastillo	–28.00	–69.97	1300
7*	Jorquera	Vertedero	–28.04	–69.96	1250
8*	Pulido	Vertedero	–28.09	–69.94	1310
9*	Huasco	Algodones	–28.73	–70.50	600
10	Turbio	Varillar	–29.95	–70.53	860
11*	Turbio	Huanta	–29.84	–70.39	1195
12*	Elqui	Algarrobal	–30.00	–70.59	760
13	Elqui	Puclaro	–30.00	–70.85	445
14*	Claro	Montegrande	–30.09	–70.49	1120
15	La Laguna	Salida Embalse La Laguna	–30.20	–70.04	3130
16*	Hurtado	Angostura de Pangue	–30.44	–71.00	485
17*	Grande	Puntilla San Juan	–30.71	–70.92	420
18	Guatulame	El Tome	–30.80	–70.97	410
19*	Cogoti	Embalse Cogoti	–31.03	–71.04	670
20*	Illapel	Las Burras	–31.51	–70.81	1079
21	Choapa	Limahuida	–31.74	–71.15	275
22*	Choapa	Salamanca	–31.81	–70.93	500
23*	Choapa	Cuncumen	–31.97	–70.59	960
24*	Alicahue	Colliguay	–32.34	–70.75	1780
25*	Putaendo	Resguardo Los Patos	–32.50	–70.58	1218
26*	Aconcagua	Chacabuquito	–32.84	–70.51	1030
27*	Colorado	Colorado	–32.86	–70.41	1062
28	Aconcagua	Los Quilos	–32.87	–70.42	1062
29*	Aconcagua	Rio Blanco	–32.91	–70.30	1420
30*	Mapocho	Los Almendros	–33.37	–70.45	1024
31	Mapocho	Rinconada de Maipu	–33.50	–70.82	420
32*	Colorado	A.J. Rio Maipo	–33.59	–70.37	890
33*	Maipo	El Manzano	–33.59	–70.38	850
34*	Maipo	San Alfonso	–33.73	–70.30	1108
35*	Volcan	Queltehues	–33.81	–70.21	1365
36*	Cachapoal	Puente Termas de Cauquene	–34.25	–70.57	700
37*	Tinguiriri	Bajo Los Briones	–34.71	–70.82	518
38*	Teno	D. J. Claro	–34.99	–70.82	900
39*	Claro	Los Quenes	–35.00	–70.81	900
40	Loncomilla	Las Brisas	–35.61	–71.77	92
41	Purapel	Sauzal	–35.75	–72.07	80
42	Itata	Coelemu	–36.46	–72.69	10
43*	Nuble	San Fabien 2	–36.58	–71.52	420
44	Chillan	Camino a Confluencia	–36.61	–72.32	40
45	Itata	Balsa Nueva Aldea	–36.65	–72.45	29
46	Bio Bio	Desembocadura	–36.83	–73.08	2
47	Diguillin	Longitudinal	–36.86	–72.32	80
48	Itata	Cholguan	–37.15	–72.07	220
49*	Laja	Puente Perales	–37.23	–72.54	65
50*	Bio Bio	Rucalhue	–37.71	–71.90	245
51	Vergera	Tijeral	–37.73	–72.62	40
52	Lumaco	Lumaco	–38.16	–72.90	70
53*	Bio Bio	Llanquen	–38.20	–71.30	711
54*	Cautin	Rari Ruca	–38.43	–72.00	400

(*Continued*)

Table 1 (Continued).

Code	River	Hydrological station name	Lat. (deg)	Long. (deg)	Elev. (m)
55	Cholchol	Cholchol	–38.60	–72.84	30
56	Cautin	Cajon	–38.68	–72.50	134
57	Quepe	Quepe	–38.86	–72.60	80
58	Allipen	Los Laureles	–39.00	–72.23	190
59	Donguil	Gorbea	–39.12	–72.68	85
60*	Trancura	A.J. Rio Llafenco	–39.33	–71.82	386
61	Cruces	Rucaco	–39.55	–72.90	60
62	Rahue	Forrahue	–40.53	–73.27	17
63	Penitente	Morro Chico	–52.04	–71.41	230
64	Oro	Bahia San Felipe	–52.85	–69.89	10
65	San Juan	Desembocadura	–53.65	–70.97	8
66	Grande	Tierra del Fuego	–53.89	–68.89	350

Note: Values correspond to the whole catchment above a gauge station. Relative values for nested sub-catchments are given in Table 3.
*indicates the 32 selected stations in the mountains (see text).
Lat., Long., Elev. correspond, respectively, to the latitude, longitude and elevation of the hydrological station.

Downloaded By: [Observatoire Midi Pyrenees] At: 09:53 18 October 2010

Table 2 Basic data of each gauging station.

Code	No. of rec.	Period	Area (km^2)	Mean elev. (m a.m.s.l.)	Mean slope (%)	Vegetation cover. (%)	Water discharge ($L\ m^{-3}\ s^{-1}$)	Daily Cv	Monthly Cv	Runoff ($L\ km^{-2}\ year^{-1}$)	MES ($mg\ L^{-1}$)	Sediment discharge ($t\ d^{-1}$)	SSY ($t\ km^{-2}\ year^{-1}$)
1	2091	2003–2006	2583	4047	20.4	0.00	3.1	1.62	1.47	1.2	3357	909	128.4
2	1420	2003–2006	1511	3805	24.3	0.00	0.3	1.74	1.44	0.2	2923	82	19.8
3	5601	1990–2006	2190	4086	12.0	1.15	0.6	0.68	0.28	0.3	72	4	0.6
4	5634	1990–2006	931	3981	17.5	1.04	0.5	1.20	0.67	0.5	143	6	2.2
5	1485	2002–2006	10 422	3400	17.0	1.05	1.6	0.26	0.22	0.1	51	7	0.2
6	1591	1967–1972	7435	3328	34.1	1.34	1.1	0.55	0.45	0.1	118	11	0.5
7*	11 017	1967–2006	4169	3790	31.3	1.16	0.7	1.05	0.74	0.2	876	54	4.7
8*	11 374	1967–2006	2018	3567	39.3	1.51	1.6	1.02	0.97	0.8	507	69	12.5
9*	4519	1994–2006	7189	3396	42.6	1.44	7.7	1.46	1.42	1.1	324	215	10.9
10	2872	1999–2006	4137	3021	38.6	1.11	6.3	0.70	0.69	1.5	193	105	9.2
11*	4462	1972–1986	2787	3619	45.8	0.98	6.1	0.86	0.84	2.2	422	223	29.2
12*	10 516	1972–2006	5686	2451	61.9	2.24	11.7	1.20	1.16	2.1	377	382	24.6
13	1251	1963–1967	6554	1507	37.5	3.50	8.9	0.46	0.42	1.4	243	187	10.4
14*	4439	1972–1986	1249	3333	47.9	1.66	3.5	0.93	0.90	2.8	26	8	2.3
15	6578	1975–1999	567	4302	46.2	0.96	2.5	0.91	0.85	4.5	23	5	3.2
16*	10 419	1967–2006	1876	2501	38.3	2.38	3.2	1.94	1.50	1.7	258	72	14.0
17*	10 471	1964–2006	3541	2477	42.5	3.36	10.8	1.66	1.56	3.0	346	323	33.3
18	5819	1964–1986	2397	1376	27.8	4.24	1.2	3.16	2.20	0.5	368	37	5.7
19*	7804	1967–2006	741	2096	35.8	3.97	2.5	2.59	2.34	3.3	293	63	30.9
20*	12 301	1965–2006	608	3131	42.5	1.74	2.7	1.80	1.66	4.4	55	13	7.7
21	1973	1965–1974	3659	1473	24.5	4.11	7.8	2.35	1.99	2.1	273	184	18.4
22*	2973	1974–1986	2228	2079	39.1	3.69	15.3	1.96	1.65	6.9	347	459	75.2
23*	6468	1986–2006	1119	3158	39.4	2.21	10.7	1.29	1.25	9.5	148	136	44.5
24*	2026	1994–2001	531	2031	36.5	4.73	1.0	1.37	1.29	2.0	62	6	3.8
25*	12 803	1966–2006	964	2867	42.1	2.50	8.2	1.40	1.25	8.6	427	304	115.1
26*	12 148	1966–2006	2094	1726	39.7	2.47	34.2	1.01	0.95	16.3	550	1625	283.2
27*	8045	1965–1994	834	3251	46.4	2.13	10.5	1.73	1.49	12.6	591	536	234.5
28	5930	1964–1989	1125	2733	54.7	1.88	17.3	1.25	1.19	15.3	394	588	190.6
29*	5204	1966–1998	890	3432	56.8	1.57	22.5	0.86	0.82	25.3	358	698	286.2

(*Continued*)

Table 2 (Continued).

Code	No. of rec.	Period	Area (km^2)	Mean elev. (m a.m.s.l.)	Mean slope (%)	Vegetation cover. (%)	Water discharge ($L\ m^{-3}\ s^{-1}$)	Daily Cv	Monthly Cv	Runoff ($L\ km^{-2}\ year^{-1}$)	MES ($mg\ L^{-1}$)	Sediment discharge ($t\ d^{-1}$)	SSY ($t\ km^{-2}\ year^{-1}$)
30*	12 382	1965–2006	625	2780	43.4	3.55	6.8	1.17	0.97	10.9	452	266	155.3
31	12 353	1965–2006	4142	1054	23.1	6.80	28.5	0.80	0.58	6.9	407	1004	88.4
32*	3558	1985–2006	1671	3416	51.9	2.40	29.9	0.69	0.63	17.9	1225	3164	691.1
33*	11 645	1965–2006	4863	2096	44.4	2.24	113.9	0.76	0.72	23.4	884	8699	652.9
34*	3558	1985–2006	2822	3150	50.1	1.96	78.2	0.71	0.64	27.7	552	3728	482.2
35*	5620	1966–1985	524	3363	51.2	1.55	10.0	1.15	1.10	19.1	591	512	356.6
36*	1299	2003–2006	2472	2627	48.7	4.07	42.5	1.68	1.49	17.2	833	3060	451.8
37*	4042	1989–2006	1449	2535	47.7	5.78	54.6	0.72	0.64	37.7	411	1939	488.4
38*	10 383	1976–2006	1208	2190	46.2	7.73	61.5	0.82	0.65	50.9	207	1100	332.4
39*	9754	1977–2006	354	1856	43.6	10.67	23.5	1.07	0.89	66.5	133	270	278.5
40	6804	1985–2006	10 372	498	14.4	16.51	251.2	1.94	1.36	24.2	89	1925	67.8
41	6014	1986–2006	664	270	10.9	18.57	4.1	3.45	1.96	6.1	197	69	38.1
42	5756	1985–2006	9971	352	11.8	15.33	346.8	1.35	1.03	34.8	73	2177	79.7
43*	5353	1985–2006	1630	1621	41.6	15.40	107.1	1.12	0.79	65.7	37	343	76.9
44	6362	1985–2006	765	494	9.9	19.44	21.7	1.87	1.32	28.3	64	121	57.5
45	6372	1985–2006	4616	235	11.1	21.74	137.1	1.40	1.09	29.7	40	479	37.9
46	6062	1985–2006	24 231	376	15.6	21.24	996.6	1.00	0.81	41.1	38	3251	49.0
47	5440	1985–2006	1373	756	16.2	21.02	45.4	1.55	1.20	33.0	55	215	57.1
48	6117	1985–2006	825	852	21.4	26.75	39.2	1.32	0.89	47.5	38	130	57.6
49*	5068	1988–2006	2590	1222	26.3	16.45	143.5	0.87	0.69	55.4	42	523	73.7
50*	5907	1985–2006	7374	1305	30.0	17.92	419.7	0.94	0.75	56.9	43	1562	77.3
51	6468	1985–2006	2476	393	13.1	23.85	52.2	1.40	1.12	21.1	38	173	25.5
52	6658	1985–2006	1018	340	15.4	23.96	16.6	1.34	1.13	16.3	62	89	31.9
53*	1330	2003–2006	3307	1459	24.3	13.07	163.7	0.88	0.73	49.5	52	734	81.0
54*	6666	1985–2006	1291	1153	24.1	24.86	90.8	0.74	0.60	70.3	50	391	110.6
55	6532	1985–2006	4150	328	9.1	19.00	127.4	1.33	1.10	30.7	18	201	17.7
56	6637	1985–2006	2785	454	15.5	23.06	139.9	0.96	0.80	50.2	43	514	67.4
57	6534	1985–2006	1695	510	11.6	27.36	86.1	1.04	0.84	50.8	22	163	35.0
58	6623	1985–2006	1660	1002	25.7	24.48	134.1	0.73	0.56	80.8	82	947	208.2
59	6615	1985–2006	732	211	7.5	38.20	31.9	1.20	1.06	43.6	15	40	20.1
60*	6544	1985–2006	1365	1142	33.0	25.84	110.4	0.89	0.69	80.9	19	178	47.6
61	6552	1985–2006	1752	287	12.5	72.67	85.9	1.13	0.95	49.1	16	121	25.1
62	2470	1999–2006	5701	243	7.8	0.04	248.1	0.82	0.75	43.5	18	386	24.7
63	3081	1994–2006	1519	448	8.2	0.04	13.6	1.15	0.94	8.9	13	15	3.6
64	3141	1996–2006	694	273	6.0	0.04	3.0	0.69	0.44	4.3	37	10	5.1
65	3087	1994–2006	836	351	14.7	0.04	18.0	0.97	0.61	21.5	47	74	32.2
66	2678	1997–2006	2867	266	8.2	0.04	28.2	0.70	0.57	9.8	10	24	3.1

Note: Cv: water discharge (or equivalently runoff) variability indice (defined in Data and methods part), MES: suspended sediment concentration.
"No. of rec." and "period" correspond to the number of daily samples and the period of record keeping, respectively.

Downloaded By: [Observatoire Midi Pyrenees] At: 09:53 18 October 2010

(Figs 1 and 2). They are distributed throughout Chile, with a smaller coverage south of latitude 40°S. The catchments are mostly located in mountainous areas, but between 35°S and 40°S some of them also cover piedmont.

In the mountains, the topography decreases strongly between 30°S and 35°S, whereas it remains more or less constant to the north (mean elevation approx. 3000 m) and to the south (mean elevation approx. 1000 m, Tables 2). Vegetation cover is almost zero north of 30°S, increasing gradually to the south. North of 30°S, it is composed of Andean, Pre-Andean and semi-desert steppes (Quintanilla Perez, 1983). Between 30°S and 37°S there is scrubland in the piedmont, now largely replaced by cultivation and deciduous forests in the mountainous sections. Deciduous forests become more prevalent south of 37°S. South of 42°S, cold deciduous forests are followed by Patagonian steppes and glaciers Vegetation cover increases with a decrease in mean elevation and with an increase in precipitations (Table 2).

CLIMATE

General points

Chile can be divided into five distinct climatic areas from north to south (Toledo & Zapater, 1989; Muñoz *et al.*, 2007). The north (17°–27°S) is mostly a desert, permanently subject to anti-cyclonic influences. It

Table 3 Basic data of nested sub-catchments.

Code	River	Station	Combination rule	Area (km^2)	Mean slope (%)	Vegetation cover (%)	Runoff ($L\ km^{-2}\ year^{-1}$)	SSY ($t\ km^{-2}\ year^{-1}$)
5	Loa	Yalquincha	5–(3 + 4)	7301	10.6	0.55	0.1	–0.1
6	Copiapo	Pastillo	6–(7 + 8)	1248	35.2	1.68	–1.0	–32.8
10	Turbio	Varillar	10–15	1350	43.0	1.79	0.1	–32.0
11*	Turbio	Huanta	11–10	2220	45.8	0.99	1.6	35.8
12*	Elqui	Algarrobal	12–(11 + 14)	300	52.1	2.90	6.4	328.3
13	Elqui	Puclaro	13–12	868	37.5	3.50	–3.2	–82.0
18	Guatulame	El Tome	18–19	1656	24.3	4.36	–0.8	–5.6
21	Choapa	Limahuida	21–22	1431	32.6	6.49	–5.2	–70.0
22*	Choapa	Salamanca	22–23	1109	38.8	5.17	4.2	106.2
26*	Aconcagua	Chacabuquito	26–(27 + 28)	135	39.3	6.22	47.6	1355.6
28	Aconcagua	Los Quilos	28–29	235	46.9	3.06	–22.5	–171.4
31	Mapocho	Rinconada de Maipu	31–30	3517	19.5	7.38	6.2	76.5
33*	Maipo	El Manzano	33–(34 + 32)	370	40.0	5.82	15.6	1782.4
34*	Maipo	San Alfonso	34–35	2298	49.8	2.06	29.7	510.8
38*	Teno	D.J.Claro	38–39	854	47.2	6.51	44.4	354.8
40	Loncomilla	Las Brisas	40–41	9708	14.6	16.37	25.5	69.8
42	Itata	Coelemu	42–(45 + 44 + 43	2960	10.6	21.42	27.3	152.1
45	Itata	Balsa Nueva Aldea	45–(47 + 48)	2418	4.7	20.44	21.7	20.3
46	Bio Bio	Desembocadura	46–(50 + 49 + 51)	11 791	11.5	27.47	32.3	30.8
50*	Bio Bio	Rucalhue	50–53	4067	34.6	21.86	62.9	74.3
55	Cholchol	Cholchol	55–52	3132	7.1	17.39	35.4	13.0
56	Cautin	Cajon	56–54	1494	8.2	21.50	32.9	30.1

Note: The fourth column gives the catchment combination to obtain these values from Table 2.

Downloaded By: [Observatoire Midi Pyrenees] At: 09:53 18 October 2010

consists of the Atacama Desert which is considered as the driest place on Earth. In the Cordillera, summer rains come from Amazonia, while farther south, Pacific moisture is responsible for winter rains (Houston, 2008). Next is a semi-arid transitional area (27°–32°S) with frequent drought years. The central area (32°–38°S) has a Mediterranean climate. The winter season is cold and wet with most of the yearly rainfall, whereas the summer is dry and warm. The southern area (38°–42°S) is subject to a humid temperate climate. Finally, the austral area (42°–56°S) has a cold and humid climate with constant rainfall all year round. Some places in the far south receive more than 3000 mm $year^{-1}$ of rainfall (Muñoz *et al.*, 2007). As observed in Peru and Ecuador, the Chilean climate and river discharges are strongly affected by ENSO, mainly in the central area (Caviedes & Waylen, 1990; Montecinos & Aceituno, 2003).

Runoff

Geographically the runoff distribution shows a strong north–south increase between latitudes 18°S and 43°S, ranging from around 0.2 L s^{-1} km^{-2} to the north to values even greater than 80 L s^{-1} km^{-2} to the south (Fig. 1). Runoff then decreases in Patagonia, south of latitude 50°S (Fig. 1 and Table 2). A strong runoff increase occurs near latitude 32°S separating catchments to the north with a mean annual runoff of lower than 5 L s^{-1} km^{-2}, and catchments to the south with a mean annual runoff of around 20 L s^{-1} km^{-2} south of latitude 35°S. The highest mean runoffs are located in the mountain range and decrease toward the west in the piedmont section (see Fig. 1).

The seasonal distribution of water discharge shows a NS gradient too (Fig. 1). The difference between winter and summer water discharge increases between 18°S and 42°S. North of 35°S the maximum water discharge is in summer, due mainly to melting snow. However, south of 35°S, discharge peaks in winter, dominated by precipitation.

RESULTS

Specific suspended sediment yield

Mean annual SSY values are under 700 t km^{-2} $year^{-1}$, except for two small sub-catchments in Central Chile that have much higher values (1355 and 1780 t km^{-2} $year^{-1}$; Fig. 2). The mean annual values correspond to catchment-wide erosion rates ranging between 0 and 0.5 mm $year^{-1}$ when the SSY is divided by the density of quartz (compared with other data – e.g. Dadson *et al.*, 2003). Sediment sinks are indicated

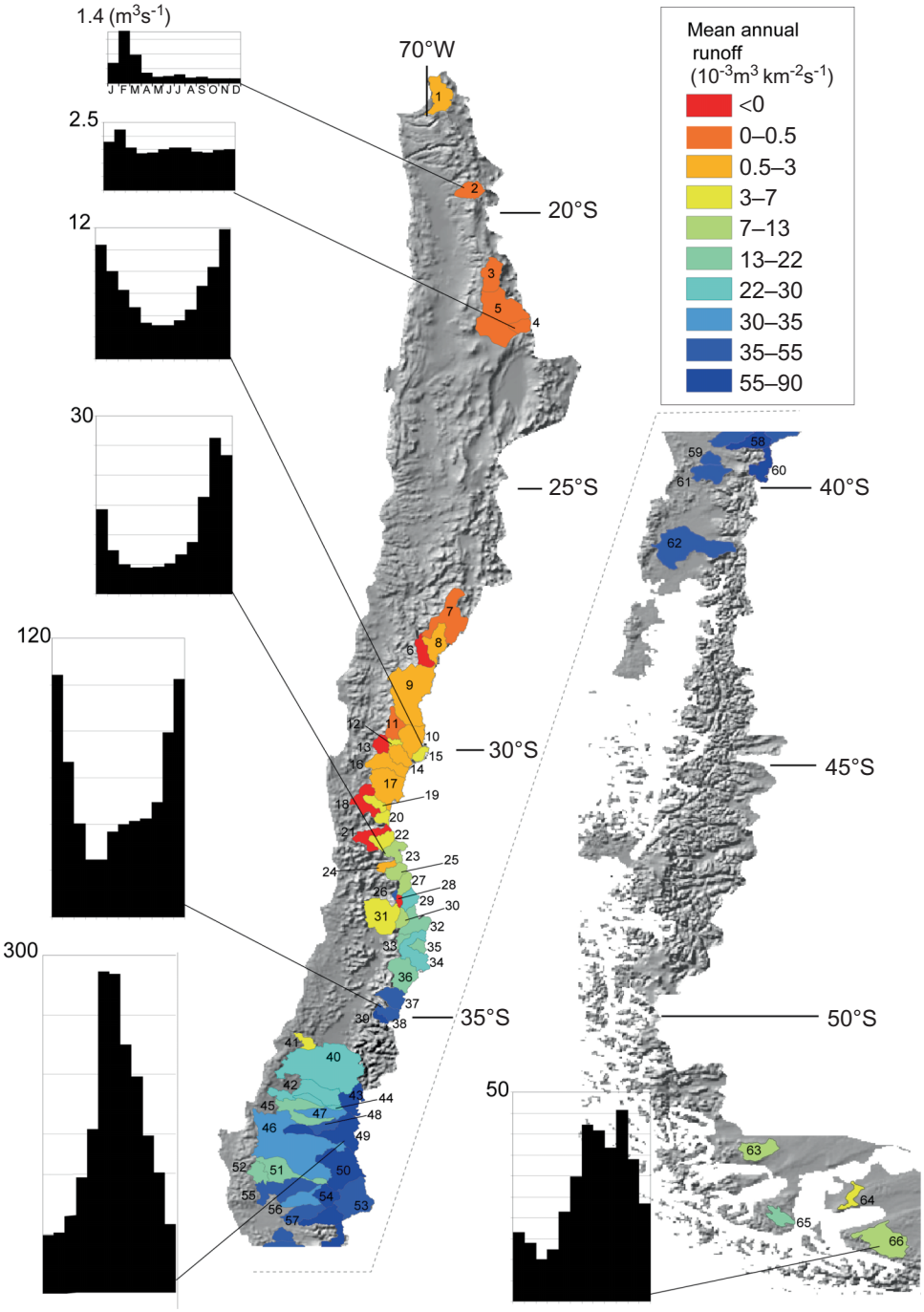


Fig. 1 Location of studied catchments. Mean annual runoff and water discharge seasonal regime. Negative values are found in some nested sub-catchments where water loss is taking place. Catchment numbers are given in Table 1.

by negative SSY in some nested catchments in arid desert regions of northern Chile and within the piedmont (Fig. 2 and Table 3).

The distribution of mean annual SSY shows a broad NS increase from latitude 18°–35°S and then a decrease towards higher latitudes.

In the extreme North, from 17°S to 27°S, values of mean annual SSY are low, lower than 2.2 t km^{-2} year^{-1} for catchments 3, 4, 5 and 6. Most of the sediment exportation occurs in one single short term event. Sediment peak lasts generally between 1 and 2 weeks and represents at least 95% of the annual sediment

Downloaded By: [Observatoire Midi Pyrenees] At: 09:53 18 October 2010

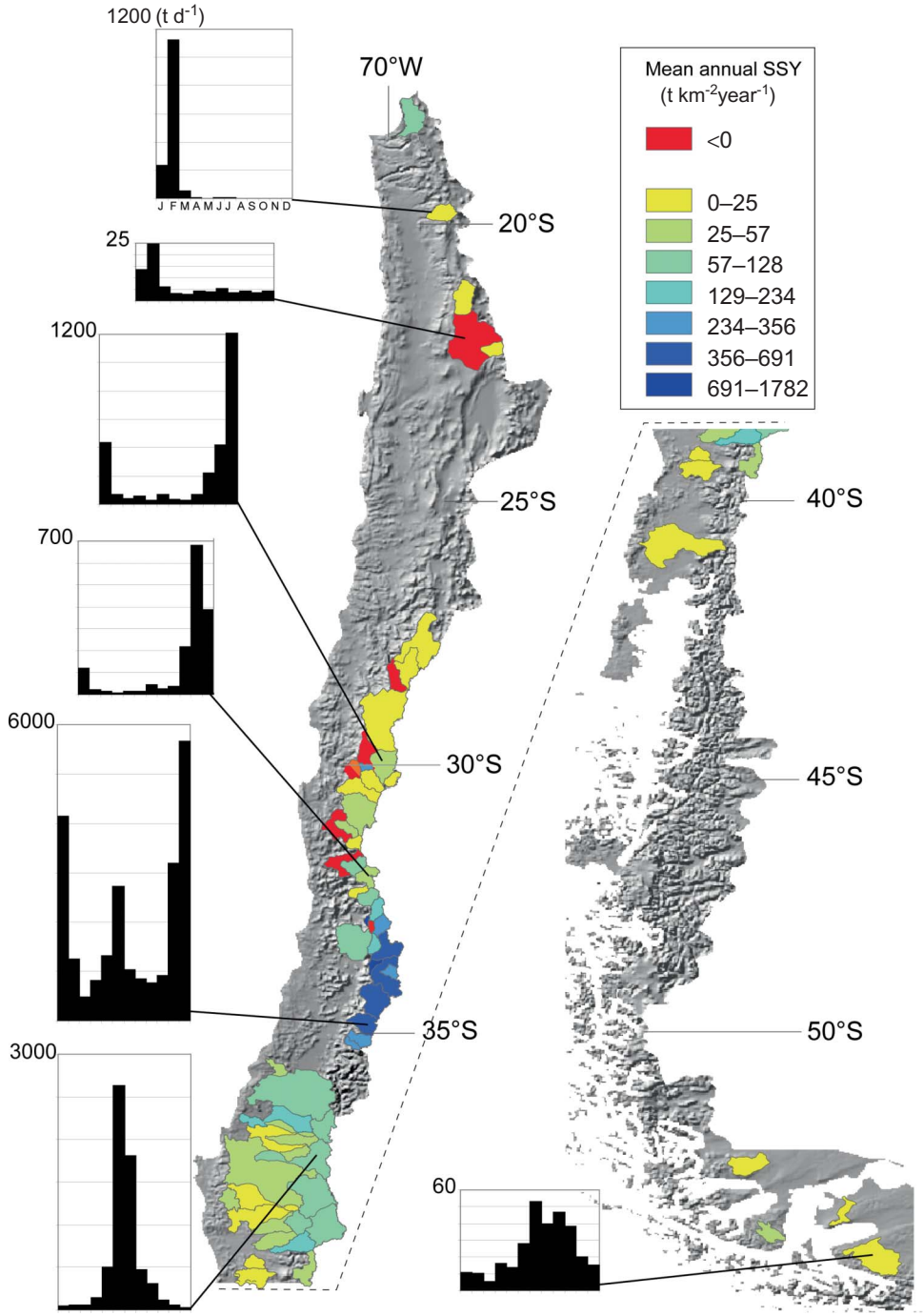


Fig. 2 Mean annual SSY and suspended sediment flux seasonal regimes. Negative values are found in sub-catchments where sedimentation takes place. For nested sub-catchments SSY are calculated using upstream gauge stations and the combination rule in Table 3.

discharge. North of latitude 25°S mean water discharge and SSY values are certainly under-estimated because extreme floods, such as the one that destroyed the gauge station on the Lluta River in February 2001, are not measured. The return period of this kind of event is around 100–200 years (Houston, 2006). Most of the erosion calculated over a century is likely to occur during such event (see also Ortlieb, 1994).

In Central Chile, between 27°S and 35°S, mean annual SSY values show a strong north–south gradient, with values ranging from 2.3 to 1782 t km^{-2} year^{-1} (Fig. 2). The seasonal regime becomes more

Downloaded By: [Observatoire Midi Pyrenees] At: 09:53 18 October 2010

Downloaded By: [Observatoire Midi Pyrenees] At: 09:53 18 October 2010

pronounced from north to south. Between 27°S and 33°S, the highest sediment discharge occurs during spring and summer. Near 35°S the sediment discharge is at its maximum during the two hydrological discharge peaks, one due to winter rainfall and the other to melting snow in summer.

South of latitude 35°S, the mean annual SSY decreases in the mountain range. In addition, in most catchments SSY decreases from east to west: from greater than 73 t km^{-2} $year^{-1}$ in the mountains to lower than 35 t km^{-2} $year^{-1}$ in the piedmont areas. The seasonal distribution of sediment discharge also changes gradually to the south from two seasonal peaks to only one during winter because the contribution from melting snow decreases southward.

Finally, SSY values in Patagonia, south of latitude 40°S, are lower than in Central Chile: lower than 5.1 t $km^{-2}year^{-1}$ for catchments 63, 64, and 66. The seasonal cycle is also less emphasized in the sediment fluxes than in the north.

Correlation between SSY and other parameters

Figure 3 and the Pearson matrix of Table show that there is no significant relationship between SSY, length of records, basin area, vegetation cover, and runoff variability indices for the entire territory of Chile (excluding negative SSY values in sub-catchments). However, there is a significant correlation between SSY and mean annual runoff (59 catchments, $r = 0.54$, $r^2 = 0.29$, $p = 9 \times 10^{-6}$) and mean slope ($r = 0.43$, $r^2 = 0.18$, $p = 7 \times 10^{-4}$).

Figure 3(c) shows that the relationship between SSY and mean slope does not hold when piedmont catchments are excluded (32 catchments, $r = 0.27$, $r^2 = 0.07$, $p = 0.15$). In addition, comparison of Figs. 1 and 2 reveals that, although SSY values are well correlated with mean annual runoffs between latitudes 18°S and 36°S, they are inversely correlated between 36°S and 40°S. This change suggests that factors other than runoff control SSY for mountainous catchments.

In order to study these factors further, we selected 32 catchments meeting the following conditions:

- They are located between 27°S and 40°S, the zone with the highest SSY gradient, the densest network of stations and the longest records (>13.5 years).
- They are located in the mountains only and show a positive SSY, to avoid zones of sediment sink as much as possible.

Figure 4 shows the latitudinal profiles of SSY, and other variables. The region between 30°S and 35°S is a transitional region with a significant gradient of many indices, not only SSY: the mean elevation of the mountain decreases to half, both runoff and vegetation show a strong increase, a large cluster of seismicity appears and the glaciated area changes significantly. This transitional area corresponds to the greatest SSY in Chile.

The first-order correlation between high SSY and seismicity shown in Fig. 4 cannot be confirmed. Earthquakes in this region are recorded by local and temporary seismic networks, used during short periods of a few years and around the capital Santiago only (e.g. Barrientos *et al.*, 2004; Alvaro *et al.*, 2005). Consequently, there is a lack of data on seismic activity to the north and south of the studied zone.

Table 4(b) and Fig. 3 illustrate the results (grey points and grey regression lines) of the correlation analysis carried out using the 32 selected basins. The SSY is significantly correlated with runoff only ($r = 0.64$, $r^2 = 0.42$, $p = 2.6 \times 10^{-5}$). In particular, there is no significant linear relationship between SSY and mean slope ($r = 0.27$, $r^2 = 0.07$, $p = 0.15$), or vegetation cover ($r = 0.3$, $r^2 = 0.09$, $p = 0.08$) (Fig. 3).

Nevertheless, plotting SSY against mean slope and vegetation cover suggests that both variables could influence SSY (Fig. 5). For vegetation cover greater than 8% (Fig. 5(a)) and mean slope of less than 40% (Fig. 5(b)), SSY is very small and broadly constant. For situations where the vegetation cover is more than 8% and the mean slope is below 40%, there is an almost linear correlation between SSY and runoff that explains 67% of the variance (Fig. 5(c)). This suggests that these two parameters impose a threshold effect on SSY.

Glacier cover varies a lot in the transition region (Fig. 4). Lliboutry & Corte (1998) estimated the glacial area (including the Argentinean side of the Andes) to be at about 2200 km^2 between latitudes 31°S and 35°S. Casassa (1995) and Rivera *et al.* (2008) inventoried around 900 km^2 of glaciers between same latitudes on the Chilean side, which represents less than 10% of the catchment area for the studied basins (Fig. 4). Moreover, significant glacier retreat has been observed during the last 50 years in Central Chile (Carrasco *et al.*, 2005 2008). This retreat makes fine sediment available for transport. There is a good correlation between the greatest SSY found in this region and the glacier area. However, latitudinal variations of SSY between 32°S and 40°S involve

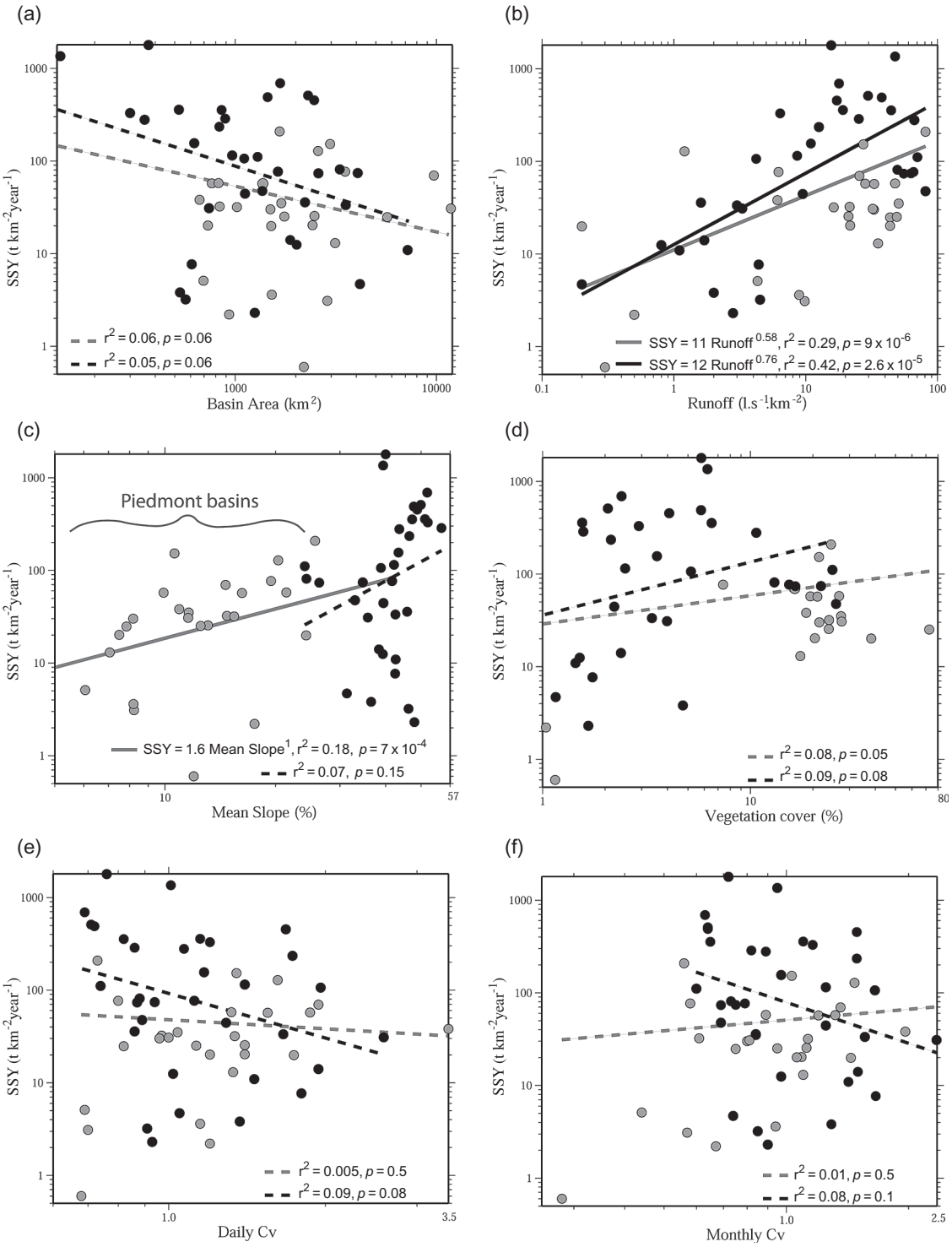


Fig. 3 Correlation between SSY and: (a) drainage area, (b) runoff, (c) mean slope, (d) vegetation cover, (e) daily variability index, and (f) monthly variability index. Grey circles and grey regression lines correspond to the whole data set excluding the sub-catchments with negative SSY values. Black circles represent the 32 mountainous catchments selected between 27°S and 40°S (see text and Tables 1 and 2). Black regression lines apply only to these 32 selected basins. Solid regression lines indicate significant linear relationships, whereas dashed lines are not significant (based on small r^2 and $p > 0.05$). Notice the logarithmic axes.

Downloaded By: [Observatoire Midi Pyrenees] At: 09:53 18 October 2010

Table 4 Pearson correlation matrix for log values of studied variables given in Table 2: (a) 59 catchments representing the whole database excluding nested sub-catchments with negative SSY; and (b) 32 mountainous catchments (cf. Tables 1–3).

	No. of record	Area	Daily Cv	*M*onthly Cv	Mean elevation	Mean slope	Vegetation cover	Water discharge	Runoff	Sediment discharge
(a) *59 catchments*:										
Area (km^2)	–0.26									
Daily Cv	0.06	–0.06								
Monthly Cv	0.05	–0.10	0.91							
Mean elevation (m)	0.08	–0.20	–0.04	0.07						
Mean slope (%)	0.17	–0.29	–0.04	0.16	0.86					
Vegetation cover (%)	0.50	–0.05	0.13	0.13	0.04	0.22				
Water discharge (m^3 s^{-1})	–0.06	0.43	–0.24	–0.20	–0.54	–0.27	0.31			
Runoff (L km^{-2} s^{-1})	0.07	–0.06	–0.24	–0.17	–0.45	–0.14	0.37	0.88		
Sediment discharge (t d^{-1})	–0.01	0.25	–0.10	0.0	0.06	0.29	0.27	0.58	0.51	
SSY (t km^{-2} $year^{-1}$)	0.13	–0.25	–0.07	0.09	0.15	0.43	0.29	0.37	0.54	0.88
(b) *32 catchments*:										
Area (km^2)	–0.32									
Daily Cv	0.11	–0.07								
Monthly Cv	0.09	–0.13	0.97							
Mean elevation (m)	0.15	–0.06	0.12	0.26						
Mean slope (%)	0.09	–0.33	0.03	0.16	0.68					
Vegetation cover (%)	–0.16	0.05	–0.21	–0.35	–0.97	–0.59				
Water discharge (m^3 s^{-1})	–0.35	0.32	–0.45	–0.53	–0.63	–0.25	0.72			
Runoff (L km^{-2} s^{-1})	–0.20	–0.17	–0.44	–0.49	–0.63	–0.10	0.73	0.88		
Sediment discharge (t d^{-1})	–0.21	0.21	–0.34	–0.35	–0.22	0.12	0.32	0.66	0.58	
SSY (t km^{-2} $year^{-1}$)	–0.06	–0.24	–0.30	–0.29	–0.19	0.27	0.30	0.51	0.65	0.90

Note: Correlation coefficients greater than 0.21 for (a) and 0.29 for (b) are significant at a 10% level according to the Bravais-Pearson table of critical values (see also r^2 and p on Fig. 3).

catchments with and without glaciers (Fig. 4). Thus, glacier covered areas cannot explain all SSY variations.

DISCUSSION

Possible factors controlling SSY

It is interesting to note that a simple analysis of variance does not allow a clear identification of the role played by vegetation and mean slope in mountainous catchments. Our analysis suggests that a threshold of slope and vegetation must be exceeded for SSY to be correlated with runoff. This suggests that these parameters control the production and mobilization of sediment on hillslopes.

Another possible factor controlling sediment production on hillslopes is the number of crustal earthquakes. Antinao & Gosse (2009) showed that the landslide pattern is correlated with the crustal seismicity pattern between 33°S and 35°S in the Andes of Central Chile. This suggests that earthquakes are responsible for sediment production on hillslopes. Moreover, Antinao & Gosse (2009) quantified millennium-scale catchment-wide erosion rates from the inventory of dated rockslides. Their estimates are similar to present-day values estimated from SSY in the Maipo Valley (catchment no. 34, Fig. 1), suggesting that rockslides have provided most of the sediment export at the gauge station. Consequently, the correlation between SSY and seismicity is logical (Fig. 4), but cannot be undertaken for the entire country because the seismicity record is limited to a small region of it.

Lithology can also explain part of the variation in SSY, but characterizing the lithology is not straightforward in this case. For example, the two sub-catchments with the highest SSY (numbers 33 and 26) are located near two river outlets of the Andes near Santiago and 100 km further north, respectively (Figs 2 and 4). These catchments have two different lithologies. However, they are located close to the Pocuro–San Ramon fault system, a major fault system bordering the western flank of the Andes. Thus, both include rocks that have been deformed and altered. A classification of lithologies should take into account as yet unavailable information on rock strength.

Recent studies have demonstrated that climate variability could be an important factor in controlling sediment yields (Molnar, 2001; Dadson *et al.*, 2003; Lague *et al.*, 2005; Molnar *et al.*, 2006). In Chile, the spatial correlation between mean and seasonal variability of runoff limits the possibility of evaluating their relative impact on SSY. However, no significant

Downloaded By: [Observatoire Midi Pyrenees] At: 09:53 18 October 2010

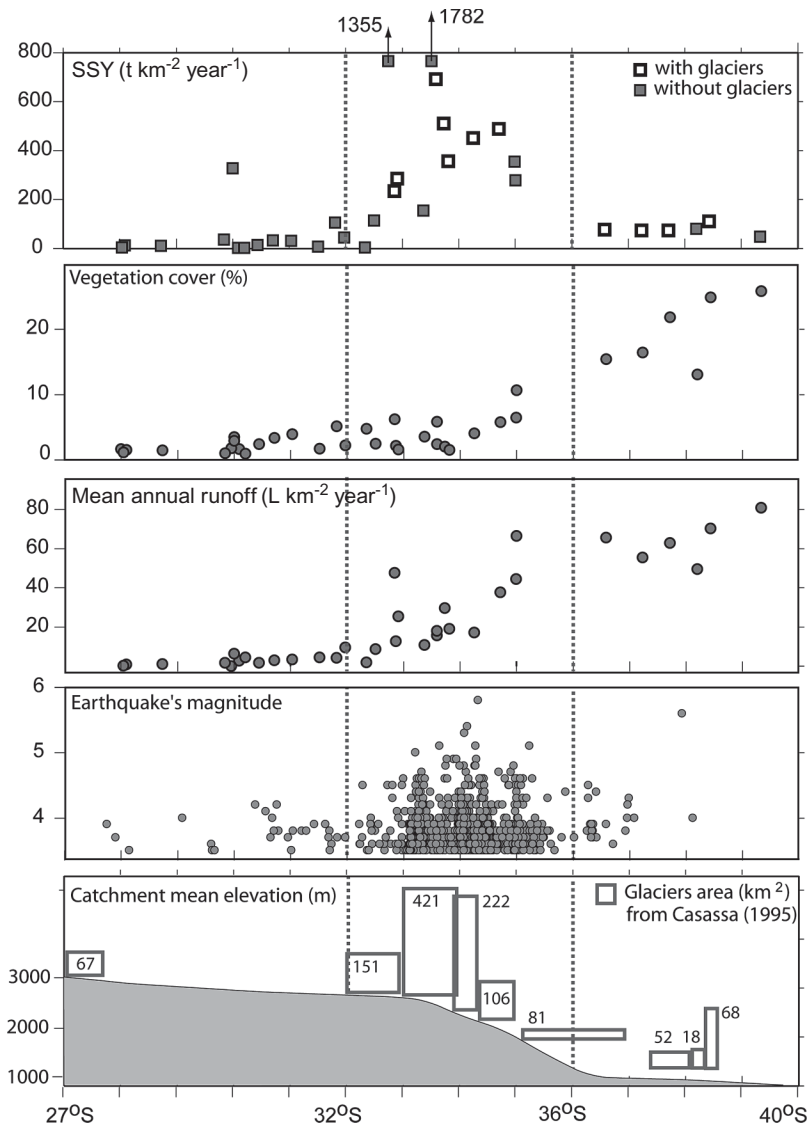


Fig. 4 Analysis of latitudinal distribution of SSY, vegetation cover, mean annual runoff, seismicity, mean topography and glacier cover for the 32 mountainous catchments of the Principal Cordillera between 27°S and 40°S. In the earthquakes diagram, each point corresponds to an earthquake that occurred in the area of the studied catchments.

Downloaded By: [Observatoire Midi Pyrenees] At: 09:53 18 October 2010

relationship was found between SSY and the runoff variability indices (Fig. 3).

Comparison with other studies in South America

The mean annual SSY of Chile's Andean catchments has a range similar to the Andean SSY in Colombia (Restrepo *et al.*, 2006), Ecuador (Laraque *et al.*, 2004) and Peru (Guyot *et al.*, 2007). However, the Chilean SSY is much smaller than the Bolivian SSY in catchments on the Amazon side (Guyot *et al.*, 1996; Aalto *et al.*, 2006). Forty-seven Bolivian sub-catchments with sizes comparable to Chilean catchments show a mean annual SSY of around 3000 t km^{-2} year^{-1}.

Bolivian catchments have high water discharge, large slopes and weak lithology at the edge of the Altiplano, whereas Chilean catchments with high water discharge are located in a less elevated area of the Andes. This difference can explain that runoff appears to be the main factor influencing SSY in Chilean catchments whereas mean slope and lithology are the main variables causing SSY variations in the Bolivian catchments (Aalto *et al.*, 2006).

Factors limiting the analysis

The studied database consists of estimates of daily mean flow and suspended sediment concentration

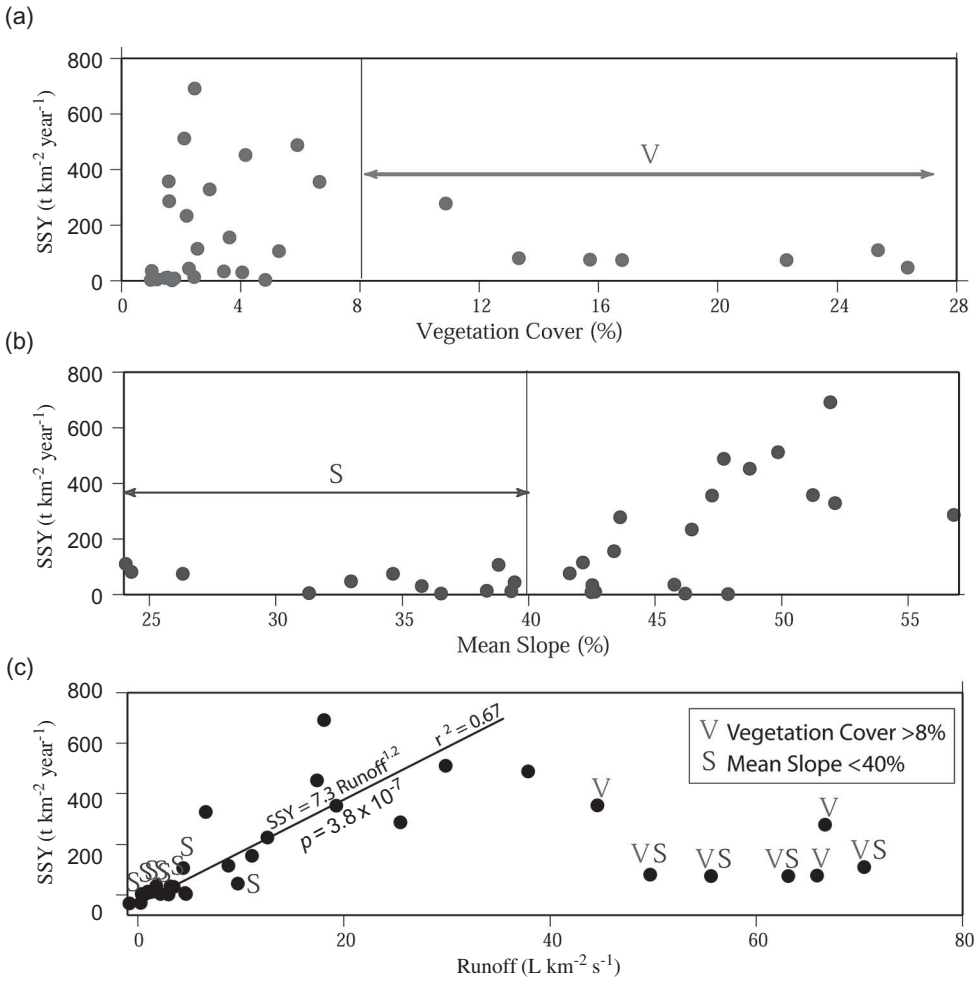


Fig. 5 Graphs of SSY *versus* (a) vegetation cover and (b) mean slope. The SSY values are almost constant and small for catchments with vegetation cover above 8% or mean slope below 40%. (c) Considering the other catchments, SSY correlates almost linearly with mean runoff and this correlation explained 67% of the SSY variance.

which are obtained from one instantaneous sampling per day. This approximation limits the reliability of our results. In small mountainous catchments, mean daily value could mask considerable daily variability in terms of water discharge and suspended sediment concentration (e.g. hourly variability). However, the studied catchments are larger than 350 km^2 which should limit the possibility of strong hourly discharge variations at catchment outlets. Our database does not allow us to estimate the error associated with approximating a daily value from a single instantaneous measurement. A continuous 24-hour-long measurement at various hydrological stations would be necessary for comparison with the single measurement, a very useful study to carry out in the future. Finally, it should be noted that the daily database presented in this study, even if not perfect, is rare, especially in South America where suspended sediment discharges are often estimated using water discharge time series and only a few values of sediment concentrations.

It is difficult to estimate the global precision of the SSY data. The error associated with current meter and rating curves for water discharge measurements is commonly estimated to be around 5% (see for instance Armijos Cardenas, 2010). The error associated with matiére en suspension (MES) measurements is mainly dependent on two parameters. The first is the ability of discrete samples across the stream section to represent the section-averaged sediment concentration. The second is the temporal interpolation made between two instantaneous samples. Using the same type of database from the Peruvian rivers of the Amazon basin, Armijos Cardenas (2010) has demonstrated an approx. twelve to thirty two percentage error in the sediment discharges values. The quantification was made possible because the estimated hourly variability of MES in the section. It

Downloaded By: [Observatoire Midi Pyrenees] At: 09:53 18 October 2010

is unfortunately not possible for the Chilean database. However, as Chilean rivers are smaller than Peruvian Amazonian rivers, the error on section average should also be smaller. Moreover, Armijos Cardenas (2010) estimated the uncertainty in the calculated average SSY using a ten-day time step database for MES. The daily Chilean database should be more accurate even if the catchment sizes are different. Thus, the total uncertainty associated with our SSY data is estimated to be around 20–30%.

The length of record is unlikely to introduce a bias in the correlation analysis. Even though the length of record differs considerably from one station to another, no correlation is observed between SSY and the length of record (Table 4(b)). Moreover, each catchment between 27°S and 40°S recorded over 5000 readings (13.5 years).

Only suspended sediment load has been used in this study. Contributions of bed load and dissolved load to the SSY are unknown. Even though most of the sediment produced on a hillslope by landslide in the Maipo Valley (Santiago region) is suspended load (Antinao & Gosse, 2009) and it accounts for more than 90% of the total load in Bolivian rivers (Guyot, 1993), quantification of bed load is necessary and has yet to be done for Chilean rivers.

Measuring sediment yield in desert environments is still a challenge. Modern SSY estimates in basins north of latitude 25°S are probably underestimated. It is crucial to develop new measurement strategies in order to quantify better the sediment supply to the Pacific Ocean over a period of around a century and to evaluate hazards associated with extreme floods. One of the possible ways to obtain SSY integrated over long periods of time (>1000 years) is measuring cosmogenic nuclide concentrations in river sediments (e.g. Kober *et al.*, 2008). Such work is currently underway in about 15 Chilean rivers. Results will allow us to discuss the difference between short term SSY obtained in this study and millennium-scale values.

CONCLUSION

This study presents the first SSY map of Chile averaged over time spans of 2–40 years for 66 catchments or nested sub-catchments. The database represents 400 700 samples. The highest SSY value is 1780 t km^{-2} $year^{-1}$; most values are below 700 t km^{-2} $year^{-1}$. Analysis of correlations between SSY and runoff, vegetation cover and mean slope suggests that SSY is linearly correlated with runoff for catchments with less than 8% vegetation cover and mean slope greater than 40%. Other catchments have very small SSY values. Seismicity and glaciers contribute to the sediment available for transport and could explain the strong increase of SSY in Central Chile. However the lack of seismicity data does not allow us to be certain about the role of earthquakes.

Acknowledgements This is a contribution to the French project ANR "ANDES" and the Chilean project Anillo Act 18. Detailed information about sampling provided by Sr Waldo Solar and the DGA Department improved this work. The entire database has been funded by the Chilean State. We would especially like to thank Gérard Herail, Reynaldo Charrier and Marcelo Farias for their helpful remarks that have greatly improved this work. Judit Ozoray corrected the English.

REFERENCES

Aalto, R., Dunne, T. & Guyot, J. L. (2006) Geomorphic controls on Andean denudation rates. *J. Geol.* **114**, 85–99.

Alvarado, P., Beck, S., Zandt, G., Araujo, M., & Triep, E., (2005) Crustal deformation in the south-central Andes backarc terranes as viewed from regional broad-band seismic waveform modelling. *Geophys. J. Int.* **17**(2), 580–598.

Antinao, J. L. & Gosse, J. (2009) Large rockslides in the southern Central Andes of Chile (32–34.5°S): tectonic control and significance for Quaternary landscape evolution. *Geomorphology* **104**, 117–133.

Armijos Cardenas, E. N. (2010) *Evaluation du flux sédimentaire des fleuves de l'Amazonie péruvienne. Variabilité temporelle. Maestría*. Lima, Peru: UNALM – Universidad Nacional Agraria La Molina.

Barrientos, S., Vera, E., Alvarado, P., & Monfret, T. (2004) Crustal seismicity in central Chile. *J. S. Am. Earth Sci.* **16**(8), 759–768.

Burbank, D. W., Leland, J., Fielding, E., Anderson, R. S., Brozovic, N., Reid, M. R. & Duncan, C. (1996) Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas. *Nature* **379**, 505–510.

Carrasco, J. F., Casassa, G. & Quintana, J. (2005) Changes of the 0°C isotherm and the equilibrium line altitude in central Chile during the last quarter of the 20th century. *Hydrol. Sci. J.* **50**(6), 933–948.

Carrasco, J. F., Osorio, R. & Casassa, G. (2008) Secular trend of the equilibrium-line altitude on the western side of the southern Andes, derived from radiosonde and surface observations. *J. Glaciol.* **54**(186), 538–550.

Casassa, G. (1995) Glacier inventory in Chile: current status and recent glacier variations. *Ann. Glaciol.* **21**, 317–322.

Caviedes, C. N. & Waylen, P. R. (1990) Annual and seasonal fluctuations of precipitation and streamflow in the Aconcagua river basin, Chile. *J. Hydrol.* **120**(1–4), 79–102.

Cochonneau, G., Sondag, F., Guyot, J. L., Geraldo, B., Filizola, N., Fraizy, P., Laraque, A., Magat, P., Martinez, J., Noriega, L., Oliveira, E., Ordonez, J., Pombosa, R., Seyler, P., Sidgwick, J. & Vauchel, P. (2006) L'Observatoire de Recherche en

Downloaded By: [Observatoire Midi Pyrenees] At: 09:53 18 October 2010

Environnement, ORE HYBAM sur les grands fleuves amazoniens. In: *Climate Variability and Change – Hydrological Impacts* (S. Demuth, A. Gustard, E. Planos, F. Scatena & E. Servat, eds), 44–50. Wallingford: IAHS Press, IAHS Publ. 308.

Dadson, S. J., Hovius, N., Chen, H., Dade, W. B., Hsieh, M. L., Willett, S. D., Hu, J. C., Horng, M. J., Chen, M. C., Stark, C. P., Lague, D. & Lin, J. C. (2003) Links between erosion, runoff variability and seismicity in the Taiwan Orogen. *Nature* **426**, 648–651.

Dadson, S. J., Hovius, N., Chen, H., Dade, W., Lin, J. -C., Hsu, M. -L., Lin, C. -W., Horn, M. -J., Chen, T. -C., Milliman, J. & Stark, C. (2004) Earthquake-triggered increase in sediment delivery from an active mountain belt. *Geology* **32**, 733–736.

Guyot, J. L. (1993) *Hydrogéochimie des fleuves de l'Amazonie bolivienne*. Paris: ORSTOM, Collection Etudes & Thèses.

Guyot, J. L., Bazan, H., Fraizy, P. & Ordonez, J. (2007) Suspended sediment yields in the Amazon basin of Peru. In: *Water Quality and Sediment Behaviour of the Future: Predictions for the 21st Century* (B. W. Webb, ed.), 1–8. Wallingford: IAHS Press, IAHS Publ. 314.

Guyot, J. L., Filizola, N., Quintanilla, J. & Cortez, J. (1996) Dissolved solids and suspended sediment yields in the Rio Madeira basin, from the Bolivian Andes to the Amazon. In: *Erosion and Sediment yield. In: Global and Regional Perspectives* (D. E. Walling & B. W. Webb, eds), 55–63. Wallingford: IAHS Press, IAHS Publ. 236.

Hicks, D. M., Hill, J. & Shankar, U. (1996) Variation of suspended sediment yields around New Zealand: the relative importance of rainfall and geology. In: *Erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives* (D. E. Walling & B. W. Webb, eds), 149–156. Wallingford: IAHS Press, IAHS Publ. 236.

Houston, J. (2006) The great Atacama Flood of 2001 and its implications for Andean hydrology. *Hydrol. Processes.* **20**, 591–610.

Houston, J. (2008) Variability of precipitation in the Atacama desert: its causes and hydrological impact. *Int. J. Climatol.* **26**(15), 2181–2198.

Hovius, N. (1998) Controls on sediment supply by large rivers. In: *Relative Role of Eustasy, Climate and Tectonics in Continental Rocks* (K. W. Shanley & P. J. McCabe, eds), 3–16. Tulsa, OK: Society for Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication.

Kober, F., Ivy-Ochs, S., Zeilinger, G., Schlunegger, F., Kubik, P., Baur, H. & Wieler, R. (2008) Complex multiple cosmogenic nuclide concentratino and histories in the arid Rio Lluta catchment, northern Chile. *Earth Surf. Processes Landf.* **34** (3), 398–412.

Lague, D., Hovius, N. & Davy, P. (2005) Discharge, discharge variability, and the bedrock channel profile. *J. Geophys. Res.* **110**, F03004, doi:10.1029/2004JF000138.

Laraque, A., Céron, C., Armijos, E., Pombosa, R., Magat, P. & Guyot, J. L. (2004) Sediments yields and erosion rates in the Napo River Basin: an Ecuadorian Andean Amazon tributary. In: *Sediment Transfer through the Fluvial System* (V. Golosov, V. Belyaev & D. E. Walling, eds), 220–225. Wallingford: IAHS Press, IAHS Publ. 288.

Lliboutry, L. & Corte, A. E. (1998). Glaciers of South America: glaciers of Chile and Argentina. *US Geol. Sur. Prof. Paper.*

Louvat, P. & Allègre, C. J. (1997) Present denudation rates on the island of Réunion determined by river geochemistry: basalt weathering and mass budget between chemical and mechanical erosions. *Geochim. Cosmochim. Acta* **61**, 3645–3669.

Milliman, J. D. & Syvitski, J. P. M. (1992) Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *J. Geol.* **100**, 525–544.

Molnar, P. (2001) Climate change, flooding in arid environments, and erosion rates. *Geology* **29**(12), 1071–1074.

Molnar, P., Anderson, R., Kier, G. & Rose, J. (2006) Relationships among probability distributions of stream discharges in floods, climate, bed load transport, and river incision. *J. Geophys. Res.* **111**, F02001.

Montecinos, A. & Aceituno, P. (2003) Seasonality of the ENSO-related rainfall variability in central Chile and associated circulation anomalies. *J. Clim.* **16**(2), 281–296.

Muñoz, J. F., Fernández, B., E., Varas., Pastén, P., Gómez, D., Rengifo, P., Muñoz, J., Atenas, M. & Jofré, J. -C. (2007) Chilean water resources. In: *The Geology of Chile* (T. Moreno & W. Gibbons, eds), 215–230. London: The Geological Society.

Ortlieb, L. (1994) Las mayores precipitaciones históricas en Chile central y la cronología de eventos ENOS en los siglos XVI–XIX. *Rev. Chilena Hist. Nat.* **67**, 463–485.

Pinet, P. & Souriaut, M. (1988) Continental erosion and large-scale relief. *Tectonics* **7**, 563–582.

Quintanilla Perez, V. (1983). *Mapa Fitogeografico*. Colecciòn Geografia de Chile. Instituto Geogràfico Militar de Chile.

Restrepo, J., Kjerfve, B., Hermelin, M. & J., Restrepo. (2006) Factors controlling sediment yield in a major South American drainage basin: the Magdalena River, Colombia. *J. Hydrol.* **316**, 213–232.

Rivera, A., Brown, F., Acuña, C. & F., Ordenes. (2008) Chilean glaciers as indicators of climate change. *Terra Glacialis* **11**, 193–207.

Swartzman, D. W. & Volk, T. (1989) Biotic enhancement of weathering and the habitability of Earth. *Nature* **340**, 457–460.

Toledo, A. & Zapater, E. (1989) *Geographica General y regional de Chile*. Santiago, Chile: Editorial Universitaria, 251 pp.

Vanacker, A., von Blanckenburg, A., Govers, J., Molina, A. & Poesen, J., Deckers, J. (2007b) Restoring dense vegetation can slow mountain erosion to near natural benchmark levels. *Geology* **35**(4), 303–306.

Downloaded By: [Observatoire Midi Pyrenees] At: 09:53 18 October 2010

Chapitre 5

Cas naturel : Etude du système montagne-piémont de Las Tunas, Argentine

Sommaire

5.1 Introduction de l'étude 114
5.2 Climat 115
5.3 Cadre structural général 115
5.4 Déformation du piémont depuis 2 Ma 124
5.5 Etude géomorphologique du système montagne-piémont de Las Tunas 127
5.6 Datations par les isotopes cosmogéniques et l' Ar/Ar 148
5.7 Résumé et interprétation 174
5.8 Discussion 177
5.9 Conclusion 183

5.1 Introduction de l'étude

L'importance des interactions sédimentaires et géomorphologiques entre montagne et piémont a été observée au milieu du siècle passé par des études "'naturistes"' (voir par exemple *Taillefer* [1951]. Elle est récemment démontrée par des études numériques [*Allen et Densmore*, 2000; *Carretier et Lucazeau*, 2005; *Densmore* et al., 2007; *Pepin* et al., 2010] ou expérimentales [*Babault* et al., 2005]. Ces études ont souligné le rôle primordial de la montagne dans l'organisation du piémont puisqu'elle contrôle les flux d'eau et de matière entrant dans le piémont. De même, le piémont influe sur la dynamique érosive de la montagne en contrôlant son niveau de base. Quelques études de cas naturels comme les travaux de *Harvey* [1990] et de *Viseras* et al. [2003] en Espagne, ou de *Duhnforth* et al. [2007, 2008] dans l'Owens Valley en Californie ont conclu à l'influence de la montagne sur le développement du piémont. L'influence du piémont sur la montagne dans un exemple naturel est encore très mal connue et doit être reprise notamment à la lumière de données géochronologiques fines.

On se propose d'étudier le système montagne-piémont de Las Tunas situé en Argentine, entre les latitudes 33°18'S et 33°30'S, sur le front montagneux des Andes (sud de Mendoza, directement à l'ouest de la ville de Tupungato). Cet objet est un très bon exemple des interactions sédimentaires et géomorphologiques entre montagne et piémont. En effet, le cône de déjection qui constitue le piémont de Las Tunas a été incisé laissant plusieurs niveaux de terrasses. Ces terrasses, alluviales et d'abrasion, sont présentes à la fois dans le bassin versant montagneux et dans le piémont, le long des principaux cours d'eau.

Les objectifs de cette étude sont d'une part de déterminer quelle est l'origine des différentes incisions du système, d'autre part de présenter une chronologie d'évolution du système qui aboutirait au paysage actuel. Ces deux objectifs permettront également d'évaluer le degré d'interaction entre les différents marqueurs géomorphologiques de la montagne et du piémont.

La présentation du contexte général de l'étude constitue une première partie. Les relevés topographiques ainsi qu'une étude détaillée du piémont ont permis d'élaborer une carte géomorphologique de la zone qui sera présentée dans une deuxième partie. L'âge de l'abandon des terrasses du piémont a été évalué par datation cosmogénique (^{10}Be). Des cendres volcaniques, présentes dans les séries sédimentaires, ont été datées par l'Ar/Ar. Ces résultats sont présentés dans une troisième partie. Le croisement de ces informations permet de préciser la chronolo-

gie d'évolution du paysage et des interactions montagne-piémont. Ainsi nous verrons que les marqueurs morphologiques de l'évolution du système, préservés sur la montagne et sur le piémont (incisions et terrasses) sont intimement liés et évoluent ensemble. Nous montrons finalement que dans cette zone d'étude, en contexte de tectonique active, les incisions sont principalement d'origine climatique.

5.2 Climat

Le système montagne-piémont de Las Tunas est soumis à un climat aride. Les températures sont typiques d'un climat aride continental [*Garreaud* et al., 2009]. Elles varient entre une température maximale moyenne au mois de février de 33°C et une température minimale moyenne mensuelle de -7°C au mois de Juin [*Polanski*, 1963]. L'amplitude des températures journalières (moyenne d'environ 12°C sur l'année) est également élevée. Les précipitations ne dépassent pas les 200 mm par an avec une saison des pluies estivale, marquée par de violents orages à l'origine de crues importantes. Les pluies sont évidemment corrélées avec l'altitude et sont donc plus abondantes sur le bassin versant montagneux que sur le piémont. A cause de l'aridité du climat et de la forte évaporation, le système de drainage est constitué d'une part de rivières pérennes (rio Las Tunas et rio Santa Clara) qui prennent leurs sources dans la haute Cordillère Frontale et sont alimentées principalement par la fonte des glaciers ; d'autre part de cours d'eau autochtones, activés occasionnellement lors d'orages estivaux [*Polanski*, 1963; *Fernandez*, 1984; *Garcìa*, 2004].

5.3 Cadre structural général

Le système montagne-piémont étudié est situé en Argentine, à environ 100 km au sud de la ville de Mendoza, entre les latitudes 33°S et 34°S (Fig. 5.1). Cette région a une histoire tectonique et structurale particulière. En effet, dans les Andes Centrales, la subduction de la plaque océanique de Nazca sous la plaque continentale sud américaine est segmentée. Au nord de la latitude 33°S, la plaque de Nazca est soumise à un système de subduction presque horizontale sous la plaque Sud Américaine. Cette subduction particulière est probablement à l'origine d'un soulèvement progressif de l'ouest vers l'est de la Cordillère Principale, de la Cordillère Frontale, de la Pré-Cordillère et des Sierras Pampeanas en l'absence d'arc magma-

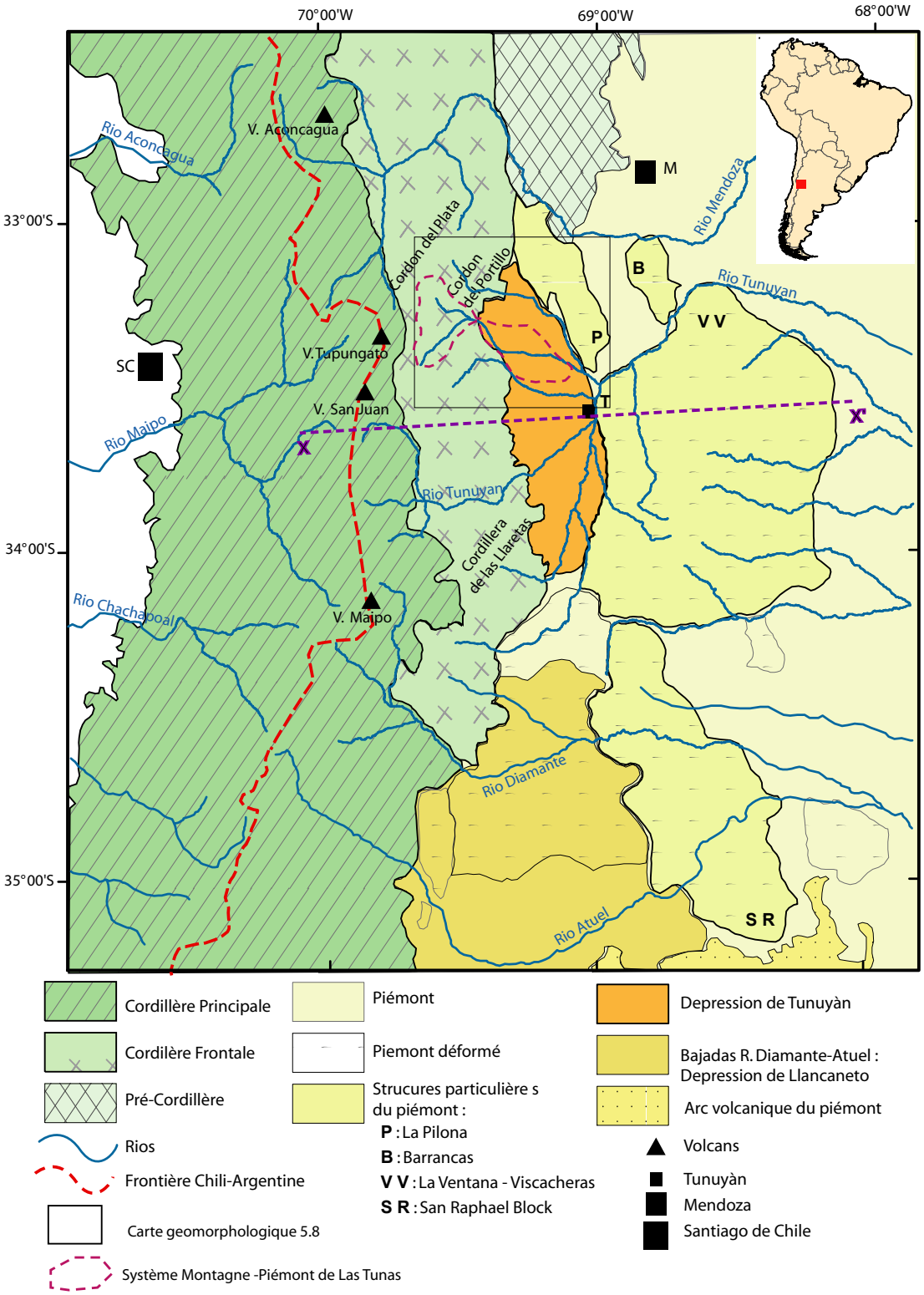


FIGURE 5.1 – *Cadre régional des unités structurales de la zone d'étude. D'après Giambiagi* et al. *[2001, 2003]. Les Sierras Pampeanas n'apparaissent pas car elles sont situées plus au nord du cadre de cette figure.*

tique [*Giambiagi* et al., 2001; *Ramos* et al., 2002; *Giambiagi* et al., 2003] et induit la déformation active du piémont (voir par exemple *Ramos* et al. [2002]; *Siame* et al. [2005]; *Siame et Bellier* [2006]; *Vergés* et al. [2007]). Au sud de la latitude 34°S, la subduction de la plaque de Nazca est une subduction normale qui implique la présence d'un arc magmatique et le soulèvement des Cordillères Principale et Frontale. Il n'existe pas de ceinture montagneuse correspondant à la Pré-Cordillère ou aux Sierras Pampeanas dans les Andes au sud de 34°S. Le piémont est moins déformé dans cette zone par rapport au piémont du segment de subduction horizontale [*Jordan* et al., 1983; *Giambiagi* et al., 2001, 2003]. La zone située entre les latitudes 33°S et 34°S qui correspond à notre zone d'étude est donc une zone de transition entre les deux segments précédents [*Cahill et Isacks*, 1992; *Giambiagi* et al., 2001, 2003].

Cristallini et al. [2000] ont distingué 3 grands groupes de structures entre les latitudes 33°S et 34°S (voir Fig. 5.2) qui permettent de donner une vue d'ensemble de l'organisation structurale de la région. Le premier groupe correspond aux structures de piémont (comme les anticlinaux de La Pilona, ou de Barrancas), de direction principale NNO-SSE. Le deuxième groupe correspond aux failles principales de directions NE-SO qui soulèvent la Cordillère Frontale, au niveau du Cordòn del Plata par exemple. Ces structures se courbent au Sud de Las Tunas, vers le Cordòn de Las Llaretas et prennent une direction NO-SE. Enfin, le troisième groupe correspond à des structures de direction N-S, comme les failles et plis dans la Cordillère Principale.

La figure 5.3 présente une coupe structurale de la région élaborée à partir des travaux de *Cristallini* et al. [2000] et *Giambiagi* et al. [2003].

5.3.1 Histoire tectonique régionale

Giambiagi et al. [2001, 2003] ont étudié et schématisé l'évolution structurale des Andes entre les latitudes 32°S et 35°S (voir fig. 5.4 et également *Ramos* et al. [2002]). La première phase de déformation a eu lieu entre 20 et 12 Ma (début et milieu du Miocène, fig. 5.4A). La Cordillère Principale est déformée en compression et la surrection a lieu dans la partie ouest de la chaîne. L'arc volcanique, situé dans l'actuel Chili, est actif. Cette surrection provoque la mise en place d'une grande zone de piémont où se déposent les sédiments issus de l'érosion de la Cordillère, le conglomérat de Tunuyàn, sur plus de 1000 m d'épaisseur.

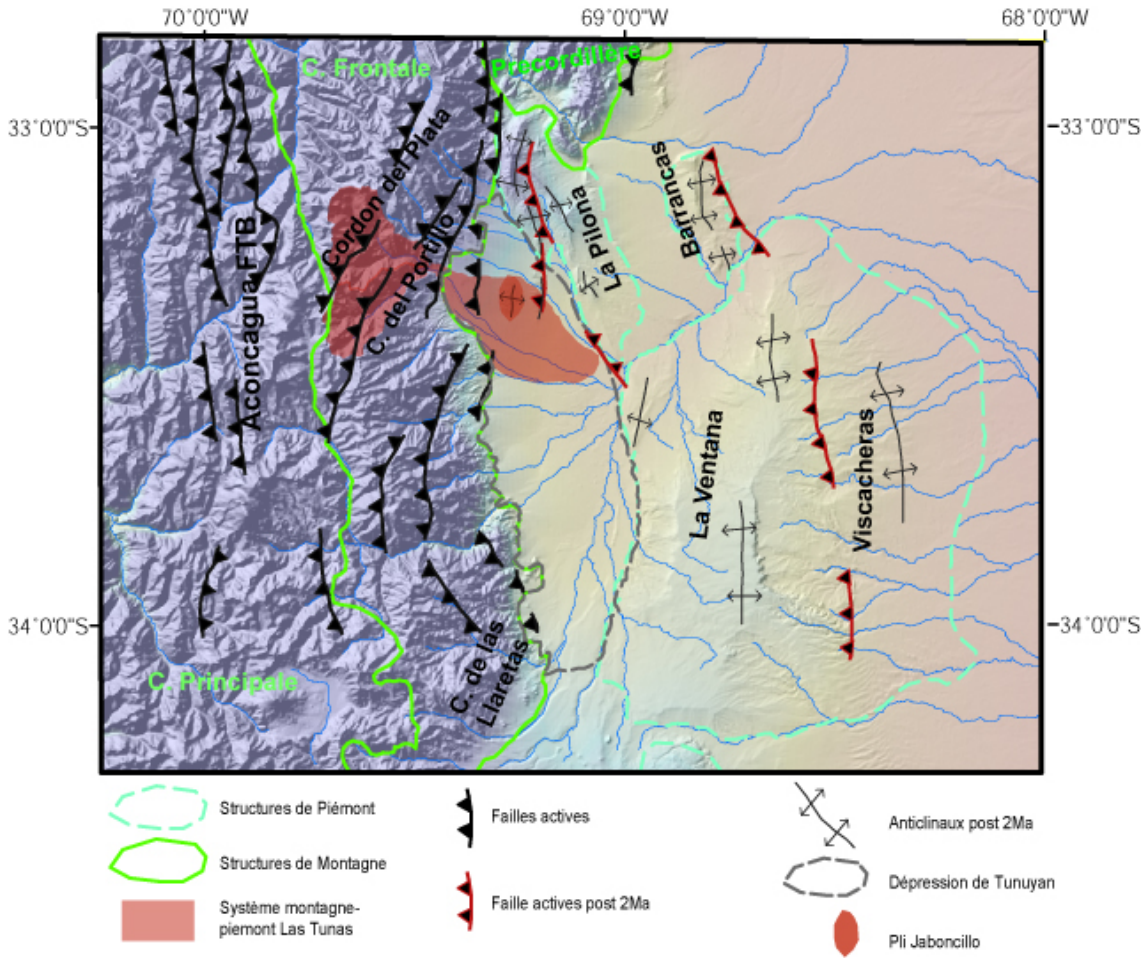


FIGURE 5.2 – *Localisation des principales failles et axes de plis sur MNT. D'après Polanski [1963]; Cristallini* et al. *[2000]; Giambiagi* et al. *[2001, 2003].*

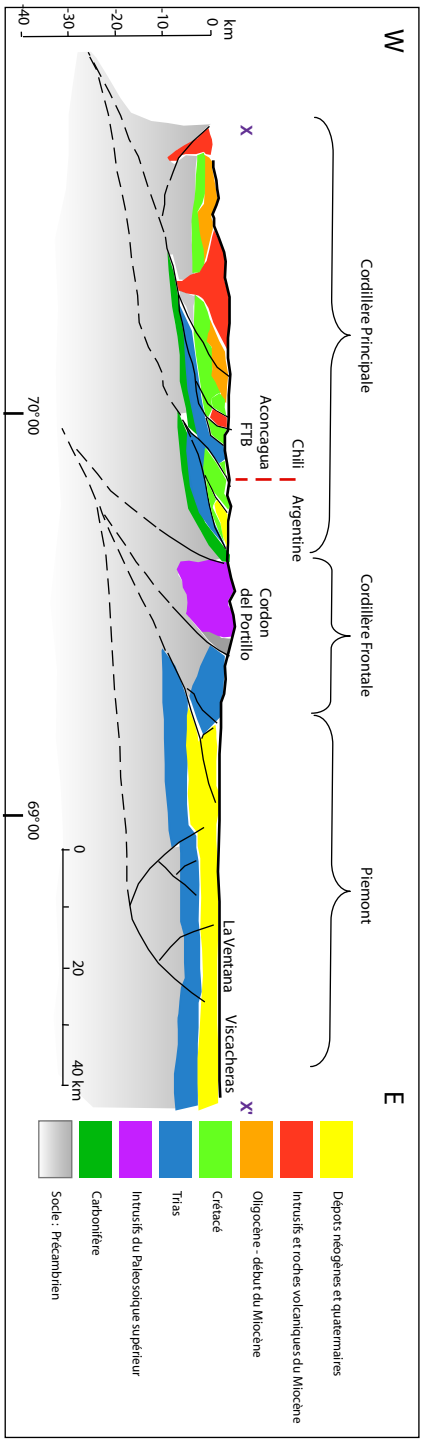


FIGURE 5.3 – *Coupe structurale schématique selon l'axe XX' de la fig. 5.1. D'après Cristallini* et al. *[2000]; Giambiagi* et al. *[2003]. Les pointillés représentent une interprétation de la géométrie des failles.*

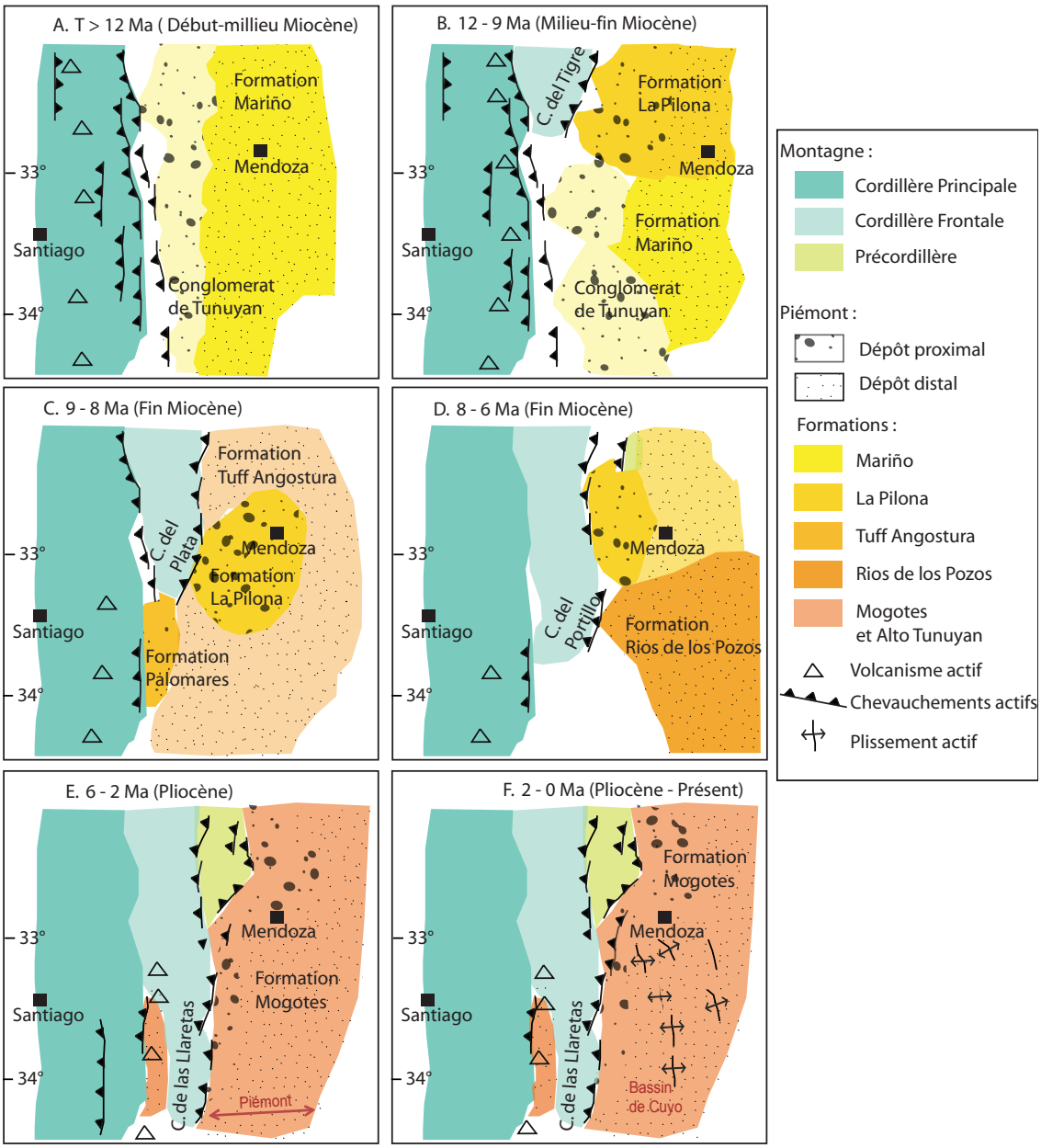


FIGURE 5.4 – *Série de cartes schématiques interprétatives résumant l'évolution des Andes entre 33°S et 34°S modifiée d'après Giambiagi* et al. *[2003]*

A partir de 12 Ma, la déformation commence à migrer vers l'est (fig. 5.4B à E). La surrection de la Cordillère Frontale s'effectue à partir du nord vers le sud. Ainsi, le Cordòn del Tigre est soulevé entre 12 et 9 Ma, le Cordòn del Plata entre 9 et 8 Ma, le Cordòn del Portillo entre 8 et 6 Ma. Enfin, située à l'extrême sud, la Cordillère des Llaretas est soulevée entre 6 et 2 Ma. La déformation de la Cordillère Frontale engendre la segmentation progressive du nord au sud de l'unique grand piémont pré-12 Ma. Il se divise alors en deux parties : le bassin endoreïque Alto Tunuyàn entre les Cordillères Principale et Frontale et le bassin de Cuyo à l'est, alimenté par l'érosion des différents Cordòns de la Cordillère Frontale. Durant la surrection de la Cordillère Frontale, la Cordillère Principale ne connaît pas de déformation majeure. L'arc volcanique disparait au nord de 33°S entre 9 et 8 Ma et migre vers sa place actuelle (à la frontière Chili-Argentine) entre 6 et 2 Ma. Enfin, le piémont, appelé aussi bassin de Cuyo dans la littérature [*Cristallini* et al., 2000; *Giambiagi* et al., 2003] se déforme à partir de 2 Ma (fig. 5.4F).

5.3.2 Structures du piémont

a - Orientation des structures de piémont

De nombreux auteurs, ont proposé que le bassin de Cuyo correspondrait à un système en extension triasique de direction NO-SE qui aurait été partiellement inversé durant le Cénozoïque. *Cristallini* et al. [2000], ont proposé que les failles inverses tertiaires de la zone étaient liées à l'anisotropie paléozoïque du socle, celle-ci ayant aussi contrôlé la structure du rift triasique. *Cristallini* et al. [2000] ont déterminé 3 structures compressives principales. Elles s'organisent autour de 3 axes parallèles de direction NO-SE. La première, la plus occidentale, comprend l'anticlinal de La Pilona, la deuxième comprend les anticlinaux de Barrancas et de la Ventana, la dernière, à l'extrême est, comprend l'anticlinal de Viscacheras (fig. 5.2).

b - Dépression de Tunuyàn

Le piémont de Las Tunas fait partie de la grande bajada du rio Tunuyàn (voir fig. 5.1). Ce bassin qui s'étend sur environ 2150 km^2.a été étudié par *Polanski* [1963] qui a été le premier à proposer une description géomorphologique de la zone. Le bassin de Tunuyàn est délimité à l'ouest par le front montagneux de la Cordillère Frontale. Aux alentours de la latitude $34^{\circ}S$ la bajada du rio Diamante et le bloc de San Raphael forment la limite sud de la dépression. Dans le piémont, diffé-

Période		Unité	âge	Origine	Description	Epaisseur (m) *Garcìa* [2004]
Quaternaire	Holocène	El Zampal	$\leq$ 8 ka	Erosion éolienne	sables et limon fins	5
	Pleistocène	Las Tunas	8 -17 ka	-	-	$\geq$ 100
		La Invernada	0,47 Ma	-	-	80 (moy)
		Los Mesones	0.2-0.7 Ma	-	-	100 (max)
Terciaire - Néogène	Pliocène	Mogotes	1-3 Ma	C. Frontale surélevée par des pulses tectoniques	Plusieurs couches intercalées de sables et argile et de conglomérats grossiers	2000 ?
	Miocène	Rio de los Pozos	7-8 Ma	C. del Portillo (C. Frontale)	Conglomérats fins et argile	550
		Tuf Angostura	8.6-9.5 Ma	éruption volcanique	-	150
		La Pilona	9-11.7 Ma	C. del Tigre (C. Frontale)	galets de D $\leq$ 5cm, graviers et sables	1000
		Tuf Higueritas	11.5-12 Ma	éruption volcanique	-	180
		Mariño	15 Ma	C. Principale	3 couches : Argiles et sables, sables et graviers violets, conglomérats grossiers (D$\geq$ 15cm)	2000

TABLE 5.1 – *Les différentes unités litho-stratigraphiques du bassin de Tunuyàn d'après Polanski [1963]. Les épaisseurs ont été déterminées grâce aux données (REPSOL-YPF) d'un puits d'extraction, situé au nord de l'anticlinal Perral et à des observations de terrain [Garcìa, 2004]. Les âges proviennent de la synthèse bibliographique de Garcìa [2004].*

rents anticlinaux forment les limites nord et ouest. L'anticlinal de La Pilona ferme la dépression au nord tandis que le système d'anticlinaux la Ventana/Viscacheras bloque la progression du bassin à l'est. De nombreux sondages ont été réalisés notamment par l'entreprise d'hydrocarbures argentine Y.P.F. afin d'évaluer les réserves potentielles en eau et en hydrocarbure dans le bassin de Tunuyàn. Ils ont révélé l'importante épaisseur de sédiments cénozoïques et quaternaires pouvant être supérieure à 4000 m dans certaines zones [*Garcìa*, 2004].

5.3.3 Stratigraphie du piémont au niveau de l'anticlinal Jaboncillo

Les travaux de *Garcìa* [2004] sur les anticlinaux Perral et Jaboncillo (fig. 5.2) livrent une synthèse bibliographique détaillée de l'organisation stratigraphique de la dépression de Tunuyàn. La description des différentes unités stratigraphiques de référence reste celle de *Polanski* [1963]. Différents travaux plus récents, notamment ceux d'*Irigoyen* et al. [2002] ont permis d'associer des âges (plus ou moins précis) à chaque unité stratigraphique. Enfin, *Garcìa* [2004] a utilisé des données de l'entreprise YPF d'un puits d'extraction pour contraindre les épaisseurs de chaque formation aux environs du piémont de Las Tunas. La table 5.1 résume ces travaux.

Irigoyen et al. [2002] ont estimé l'âge de dépôt de la Formation La Pilona entre 11,7 et 9 Ma en utilisant des données magnéto-stratigraphiques. Le dépôt de la formation Mariño aurait eu lieu durant la déformation de la Cordillère Principale entre 15,7 et 12,0 Ma selon ces même auteurs. Ils en déduisent donc l'âge du Tuff La Higuerita intercalé entre les deux formations décrites ci-dessus à 12-11,5 Ma. *Irigoyen* et al. [2002] ont également daté le Tuf Angostura, $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur des biotites échantillonnées à la base de la Formation, et ils obtiennent des âges de 9,54 (+/− 0,13 Ma), 9,30 (+/− 0,68 Ma) et 8,64 (+/− 0,17 Ma). L'âge de la Formation Rio de los Pozos a été déterminé par *Yrigoyen* [1993] à partir de restes osseux de mammifères du début du Miocène, puis par *Irigoyen* et al. [2002] grâce à des données magneto-stratigraphiques , basées sur l'âge du Tuf Angostura déterminé par datation Ar/Ar. Le dépôt de cette Formation est estimée entre 8,7 Ma et 7,2 Ma. Le dépôt de la Formation Mogotes a été situé par *Irigoyen* et al. [1995] entre une discordance de 3,8 Ma et un banc de cendres intercalé dans des terrasses alluviales daté à 0,3 Ma. *Irigoyen* et al. [1995] estiment donc que la sédimentation de cette Formation a eu lieu entre 3 et 1 Ma. En se basant sur des datations de matériaux piroclastiques, des relations stratigraphiques avec des roches volcaniques paleo-pleistocenes et la formation Mogotes, l'*INPRES* [1985, 1989] estime l'âge du dépôt de la Formation Mesones entre 0,7 et 0,2 Ma. Au sud du piémont de Las Tunas, la Formation La Invernada est recouverte d'ignimbrites nommées par *Polanski* [1963] comme l'association Piroclasique Pumìcea et datées par datation radiométrique à 470 (+/− 70 ka) et 440 (+/− 80 ka). La Formation La Invernada est donc plus ancienne. La Formation Las Tunas est située au dessus de la Formation Piroclastique Pumìcea entre les rio Tunuyàn et Diamante (au sud de Las Tunas), elle est donc plus récente. Enfin, *Zárate* [2002] a daté la Formation el Zampal, qui recouvre localement la Formation Las Tunas. Cet auteur a effectué des datations

14^C sur des paléo-sols riches en matières organiques et il déduit un âge Pléistocène supérieur-Holocène pour la Formation el Zampal.

5.4 Déformation du piémont depuis 2 Ma

Comme l'a exposé *Giambiagi* et al. [2001, 2003], la déformation du piémont commence à partir de 2 Ma et s'étend jusqu'au présent. Elle s'exprime par l'exhumation de plusieurs structures dans le piémont, telles que celle présentée sur la figure 5.5 nommée Ventana/Viscacheras. Cette structure est composée de deux systèmes en soulèvement : l'anticlinal de La Ventana à l'ouest et l'anticlinal de Viscacheras à l'est, séparés par une grande faille de direction N-S, décrite par *Cristallini* et al. [2000] comme une faille allant jusqu'au socle. Outre les données structurales de *Cristallini* et al. [2000], la géomorphologie de cet ensemble a été étudiée à partir de modèles numériques de terrain SRTM et GDEM ; les figures 5.5 et 5.6 résument cette étude.

Sur la figure 5.5, au moins 10 positions de paléochenaux ont pu être définies. Les paléo-chenaux notés de 4 à 8 sont des "wind gaps", le rio ayant abandonné son lit de par la surrection des anticlinaux. Ces paléochenaux correspondent aujourd'hui aux lits de petits cours d'eau non-permanents. Leurs largeurs et profondeurs (voir profil GG', fig. 5.6), comparables aux dimensions du lit actuel du rio Tunuyàn (profil FF'), ne peuvent pas avoir été formées par incision et érosion des petits cours d'eau occasionnels. Ces paléochenaux marquent donc les emplacements successifs du rio Tunuyàn durant sa migration du sud vers le nord. Deux paléochenaux au sud correspondent très certainement aux positions antérieures du rio Papagayos qui a également migré vers le nord lors de la surrection des anticlinaux. *Polanski* [1963] proposait déjà que le rio Tunuyàn ait pu traverser le piémont au centre de cette structure avant sa surrection puis le rio aurait migré peu à peu vers le nord durant le Pléistocène. De plus le profil EE' montre différents niveaux de terrasses à l'extrême nord de l'anticlinal de Viscachera et le long du lit actuel du rio Tunuyàn. Ces terrasses, bien conservées, indiquent la migration récente du rio vers le nord. Paléochenaux et terrasses sont ainsi des marqueurs géomorphologiques de la surrection active de la structure la Ventana/Viscacheras depuis le Pléistocène.

Le profils BB' fig. 5.6 ainsi que la carte fig. 5.5 révèlent un plateau, bien conservé. Ce plateau, appelé meseta del Guadal par *Polanski* [1963] a été préservé de l'érosion de par la grande aridité du climat. *Polanski* [1963] la décrit comme

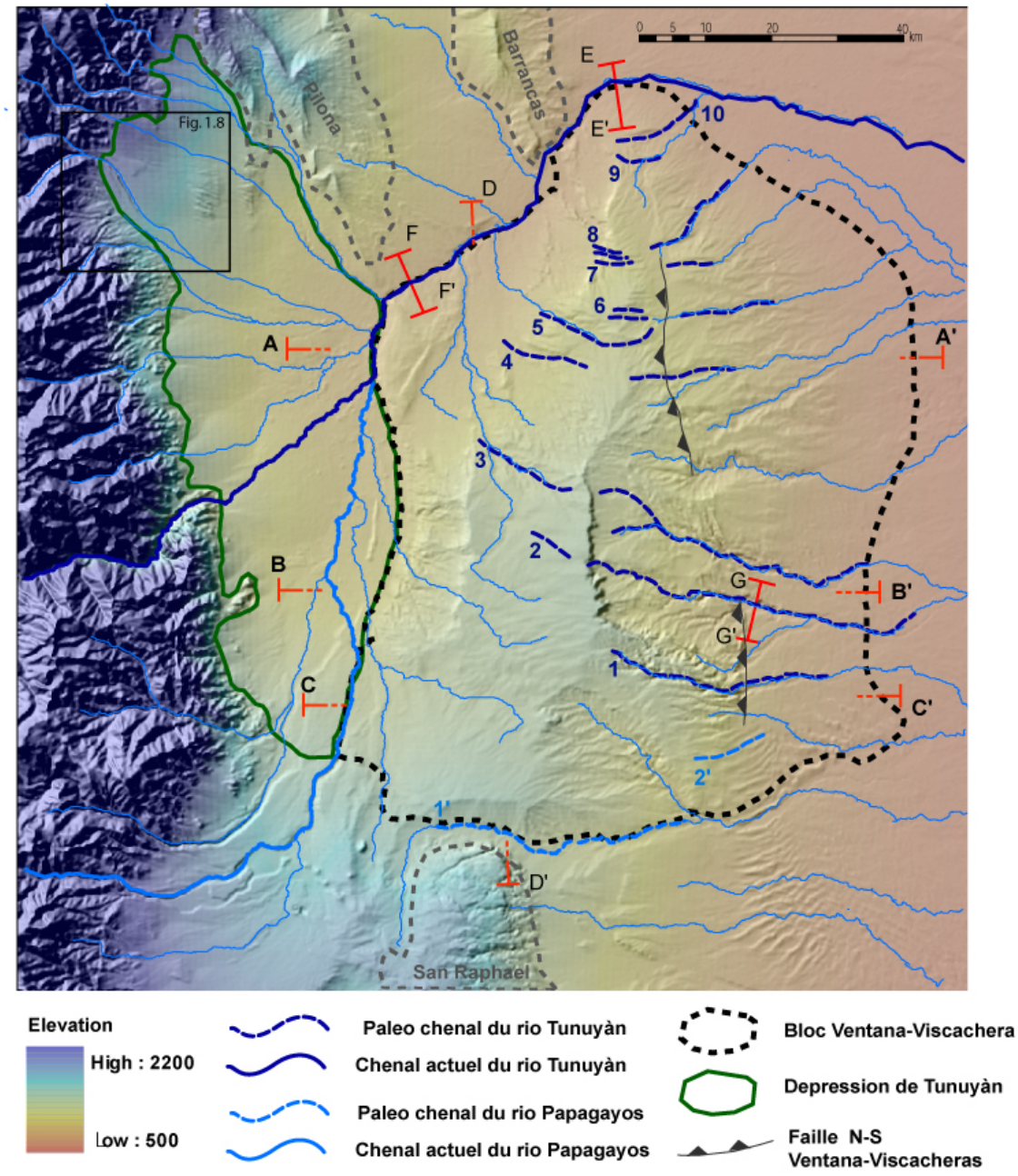


FIGURE 5.5 – *Carte indiquant les positions des marqueurs géomorphologiques de la surrection de l'ensemble la Ventana/Viscacheras. Ces marqueurs peuvent être des paléochenaux du rio Tunuyàn ainsi que des terrasses (profil EE'). Les profils topographiques AA' à GG' sont représentés sur la figure 5.6.*

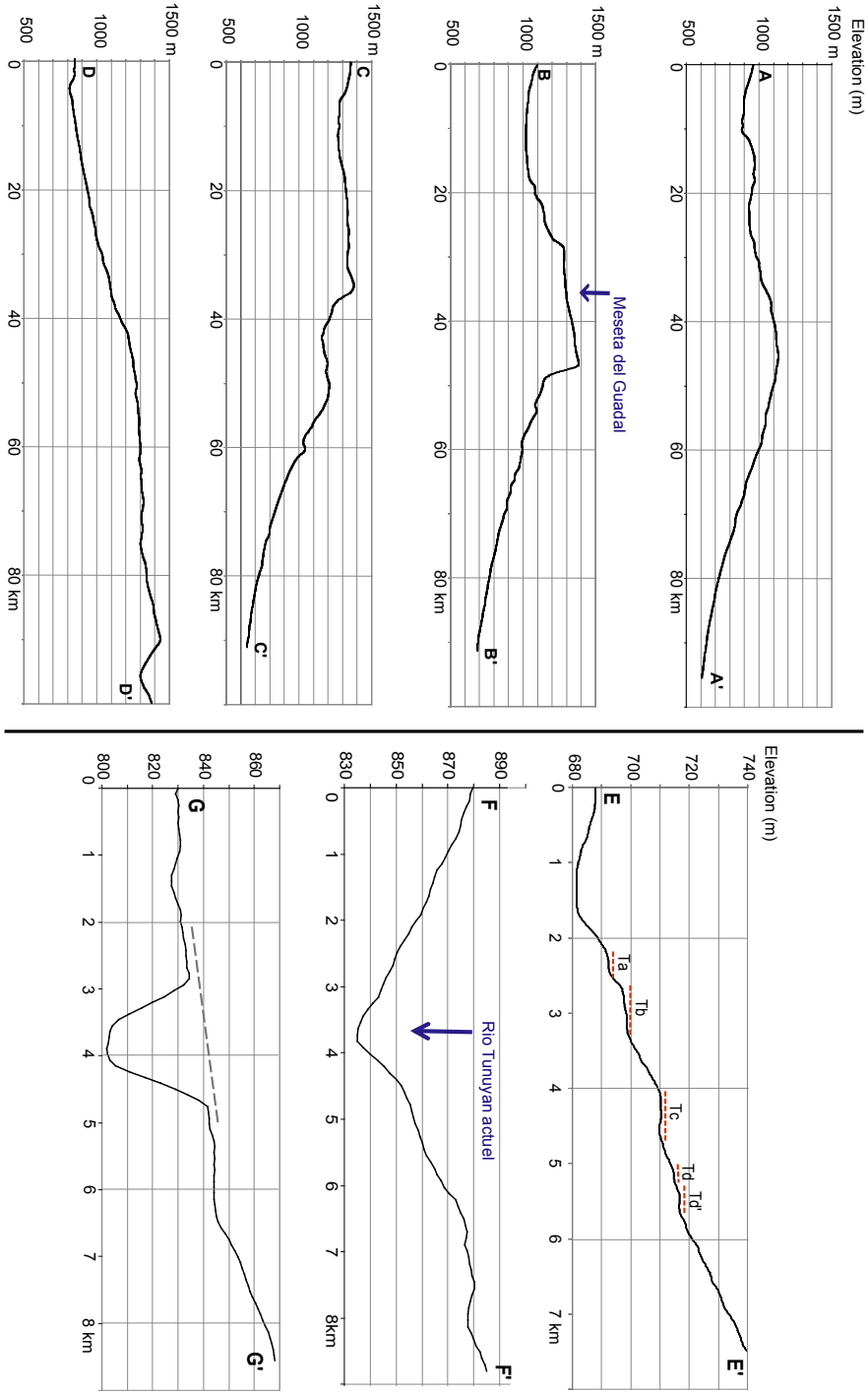


FIGURE 5.6 – *Profils topographiques de l'ensemble la Ventana/Viscacheras. Leur localisation est indiquée sur la fig. 5.5. Noter la meseta del Guadal (profil BB'), les terrasses sur les berges actuelles du rio Tunuyàn (profil EE') et la section transversale du paléochenal du rio Tunuyàn (profil GG'). Ce dernier profil présente une terrasse de part et d'autre du paléochenal basculée vers le nord (pointillés gris) suite à l'évolution de l'anticlinal.*

un pédiment, sur lequel aucun réseau hydrologique pérenne ne s'écoule. Les seuls cours d'eau occasionnels marquant ce paysage sont situés sur les bords de la meseta, au niveau des escarpements. La surface est décrite par *Polanski* [1963] comme très sableuse et issue de la dégradation in situ de la topographie initiale qui a été soulevée.

La largeur de la structure la Ventana/Viscacheras est importante, de l'ordre de 80 km. C'est une largeur comparable à la largeur de la Cordillère Principale à l'ouest. L'extension géographique de l'ensemble Ventana/Viscachera (80 km de large) suggère qu'elle est surélevée par un système de failles crustales affectant le socle. C'est ce que propose aussi *Cristallini* et al. [2000] ou *Giambiagi* et al. [2003] (voir fig. 5.3).

Les anticlinaux de La Pilona et Barrancas ont été définis comme la continuation de la Cordillère Frontale et de la Pré-Cordillère vers le sud [*Polanski*, 1963; *Cristallini* et al., 2000], ce qui suggère qu'ils se sont développés du nord vers le sud. La topographie de l'ensemble la Ventana/Viscacheras (profil DD') ainsi que la migration du rio Tunuyàn révélée par les différents paléochenaux et sa position actuelle indiquent que cet ensemble s'est soulevé du sud vers le nord. Ces deux systèmes referment peu à peu le passage du rio Tunuyàn à travers le piémont. Celui-ci a jusqu'à présent migré vers le nord ce qui lui est à présent impossible. Le fleuve devra éroder le piémont en surrection pour conserver son passage.

Le système montagne-piémont de Las Tunas est donc situé au coeur d'une région de tectonique active aussi bien dans le front montagneux que dans le piémont.

5.5 Etude géomorphologique du système montagne-piémont de Las Tunas

Dans cette partie on se propose d'étudier l'organisation géomorphologique du système montagne-piémont de Las Tunas.

5.5.1 Données et méthodes

L'étude géomorphologique du piémont de Las Tunas est basée d'une part sur des observations de terrain directes (marqueurs morphologiques, sédiments, etc...), des photographies aériennes, des images satellites, et d'autre part sur des relevés

topographiques effectués grâce à un système de GPS différentiel. Une base fixe à été placée à l'aval du piémont et les relevés topographiques ont été effectués à pied ou en voiture grâce à une base mobile. La figure 5.7 indique les différents cheminements effectués avec les GPS. La précision des mesures est de l'ordre de quelques centimètres. Ces mesures ont permis de tracer les profils en long des terrasses du piémont.

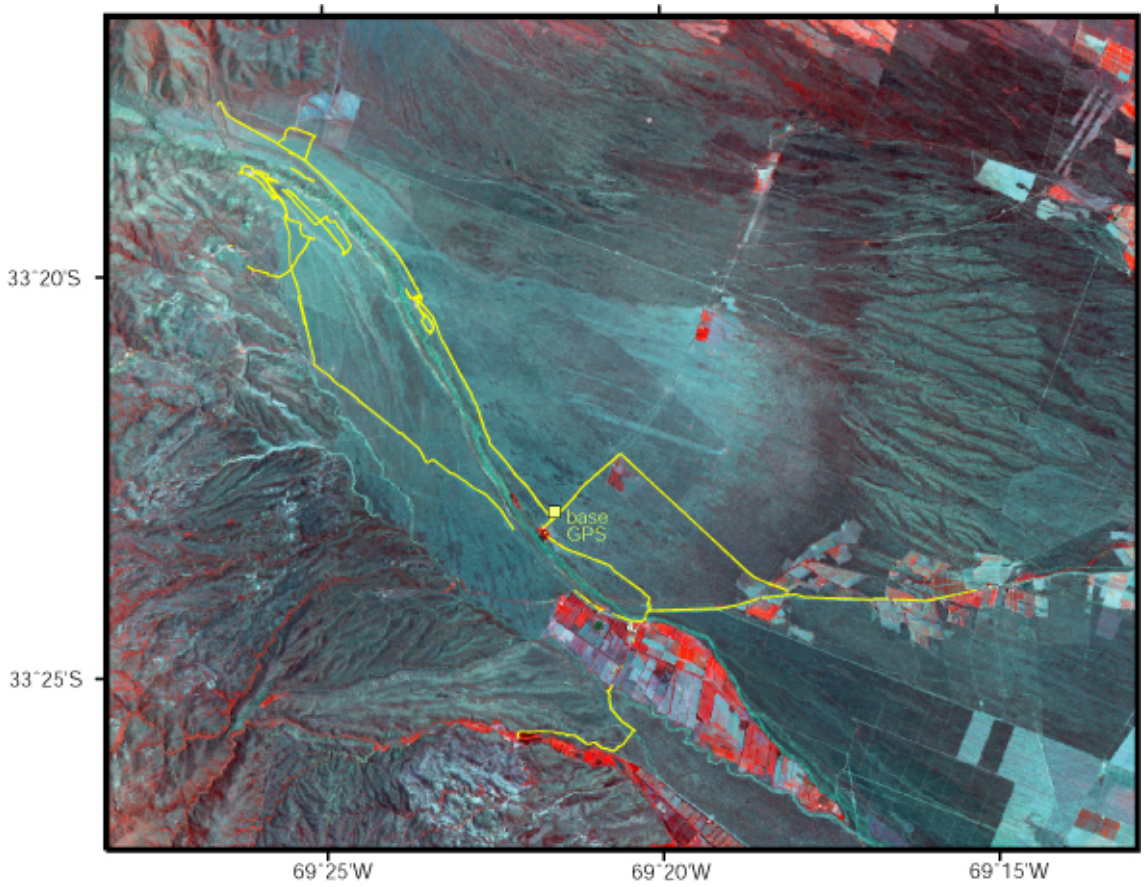


FIGURE 5.7 – *Localisation (lignes jaunes) des relevés effectués avec les GPS différentiels dans le piémont de Las Tunas.*

D'autres données provenant de modèles numériques de terrains tels que SRTM et GDEM ont été utilisées dans le piémont pour déterminer la partie aval du profil en long de la terrasse T3, les profils relevés dans la partie montagneuse et les profils transversaux. Ces données sont moins précises, l'erreur étant de quelques mètres en relatif. Mais elles apportent également un ordre de grandeur quant aux altitudes des terrasses relevées.

Enfin des photos aériennes, des images satellites ASTER et des observations de terrain ont permis de réaliser une carte géomorphologique du système à l'échelle $1/250000$.

5.5.2 Présentation générale

Le système montagne-piémont de Las Tunas se définit par un bassin versant montagneux s'étendant jusqu'aux cimes de la Cordillère Frontale à l'ouest. Sa principale particularité, en comparaison avec les autres bassins versants adjacents, réside dans sa superficie ($550km^2$), relativement élevée, et dans le système de terrasses qui borde les berges des affluents principaux. Il est composé de deux sous bassins, le bassin du rio la Tunas et celui de son affluent le Santa Clara. La confluence des deux rios est située à la limite du front montagneux, à l'entrée du piémont. Ainsi la rivière Las Tunas qui traverse le piémont reçoit les contributions des deux sous bassins versants de Las Tunas et Santa Clara.

Le piémont de Las Tunas s'étend depuis une altitude maximale à l'apex d'environ 2500 m. La limite aval à l'est est difficile à déterminer car les différents cônes alluviaux formant le piémont se perdent dans la grande bajada de Tunuyàn. Cependant on peut estimer qu'elle se situe à environ 25 km de l'apex, à environ 1300 m d'altitude. La pente moyenne du piémont est d'environ $1,8^{\circ}$. Il est organisé en une succession de plusieurs cônes alluviaux dont deux majeurs sont représentés sur la carte de la fig. 5.8. Ces cônes ont été incisés en plusieurs niveaux de terrasses dont les trois niveaux majeurs bien marqués, nommés dans notre étude T1, T2 et T3,du plus récent au plus ancien, seront étudiés en détail par la suite. Au nord-est, deux petits anticlinaux, l'anticlinal de Jaboncillo et l'anticlinal du Perral ont déformé le dépôt du cône le plus ancien (appelé Mesones) alors que le cône plus récent, appelé Las Tunas a érodé et traversé les plis. Un cône récent se développe actuellement à l'est des plis.

Au sud du piémont, le front montagneux est formé d'un système de plusieurs surfaces soulevées en éventail de l'ouest vers l'est. Les surfaces les plus hautes sont donc les plus pentées comme l'illustre la figure 5.9. Ces surfaces sont appelées mesetas, c'est à dire hauts plateaux, et sont représentées en bleu sur la figure 5.8. Ces mesetas sont formées de surfaces rocheuses relativement planes, d'autant mieux conservées qu'elles sont plus récentes. Des sédiments très altérés sont également conservés ponctuellement, en lentilles superficielles. Leurs structures et composition suggèrent ainsi des surfaces de dépôts sédimentaires originalement

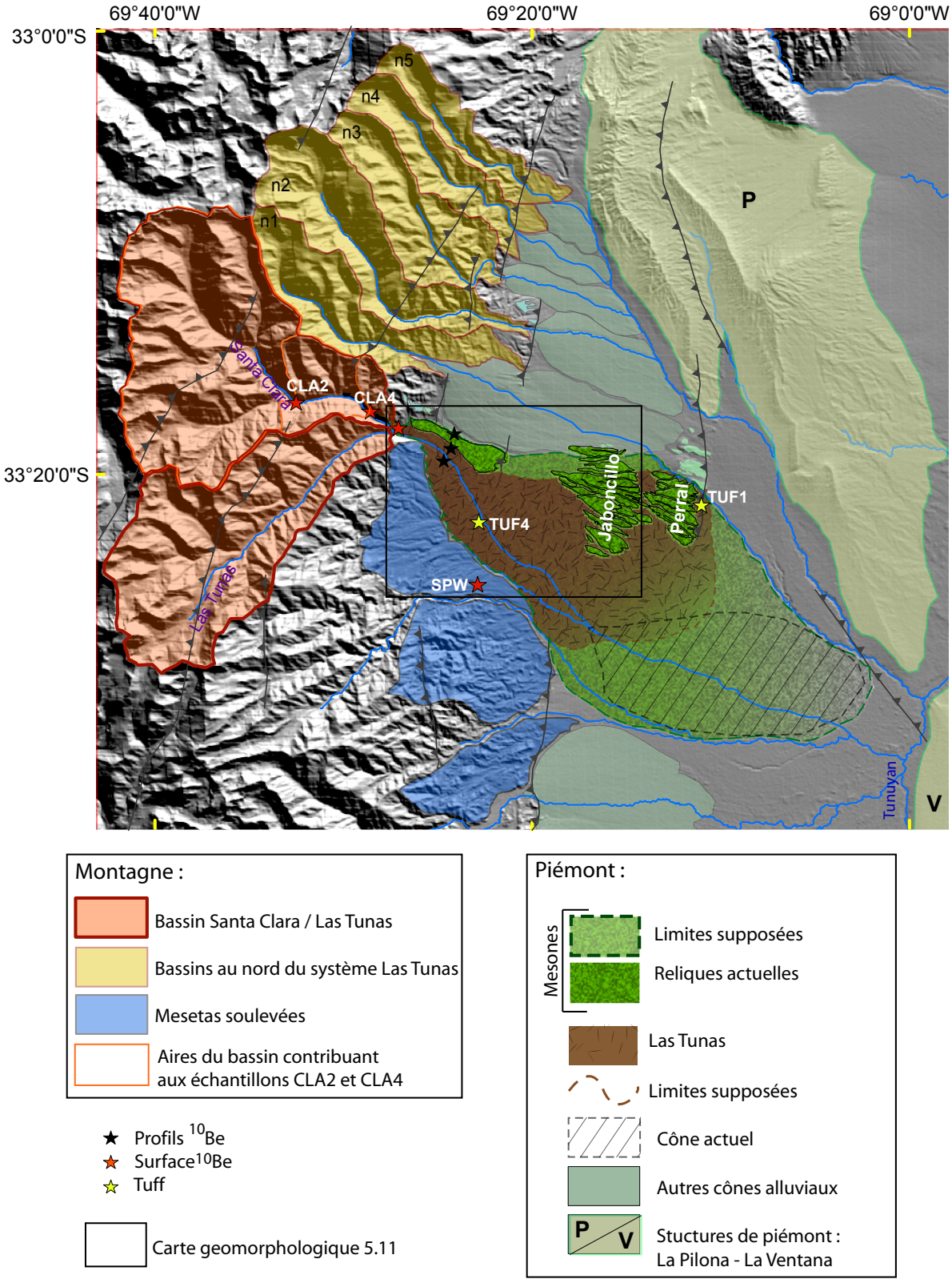


FIGURE 5.8 – *Géomorphologie générale du système montagne-piémont de Las Tunas.*

aux altitudes des cônes du piémont de Las Tunas puis basculées vers l'est. Ces surfaces ont été peu à peu soulevées du sud vers le nord.

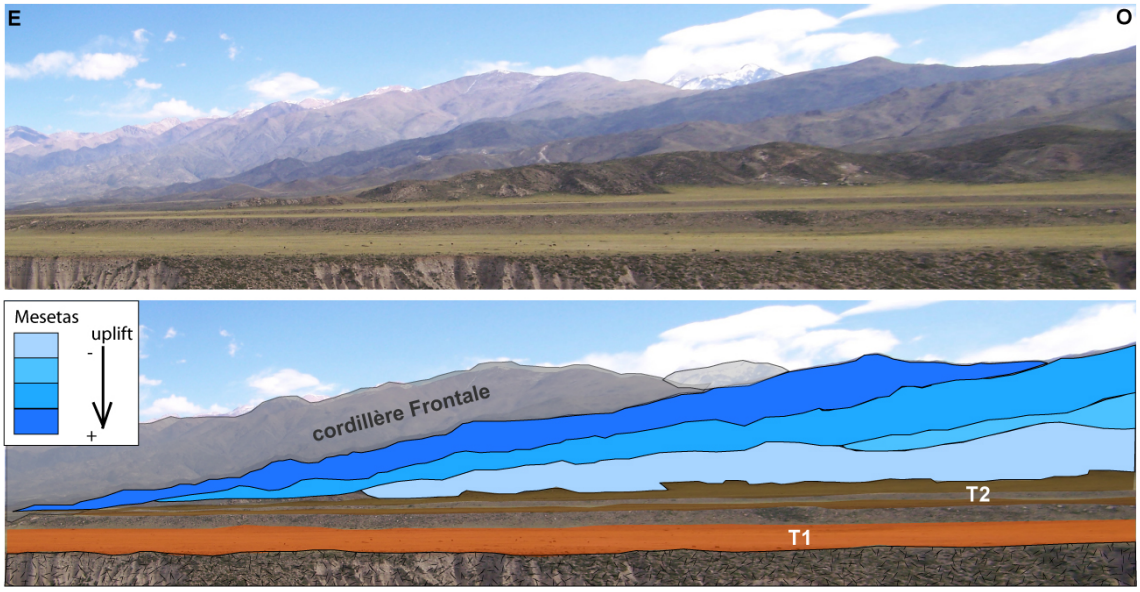


FIGURE 5.9 – *Mesetas limitant le piémont de Las Tunas au sud. (Photographie E.Pepin 2008). Ces mesetas sont soulevées en éventail de l'ouest vers l'est. Les mesetas les plus hautes sont donc les plus pentées car les plus basculées.*

5.5.3 Organisation du piémont

Le piémont est marqué par des incisions profondes (plusieurs dizaines de mètres) séparant trois niveaux bien marqués, de T3 le plus haut à T1 le plus bas, visibles sur la figure 5.10 et la figure 5.11. Cette dernière étant une carte géomorphologique détaillée du piémont de Las Tunas. On y distingue les deux dépôts majeurs du piémont. Le dépôt de Mesones a formé un premier cône incluant la surface T3 et l'anticlinal Jaboncillo. Les deux terrasses T1 et T2 sont formées suite à l'érosion du dépôt de Las Tunas. Au niveau du lit actuel de la rivière (T0) le socle rocheux affleure en quelques sites.

a - La surface T3

Le niveau le plus élevé, T3, et donc le plus ancien des trois terrasses, est composé d'une terrasse au nord du cours d'eau actuel. Celle-ci forme une langue surélevée par rapport au reste du piémont de Las Tunas au sud et au cône alluvial voisin, nommé cône de Chupasangral développé au nord. La terrasse prend fin bru-

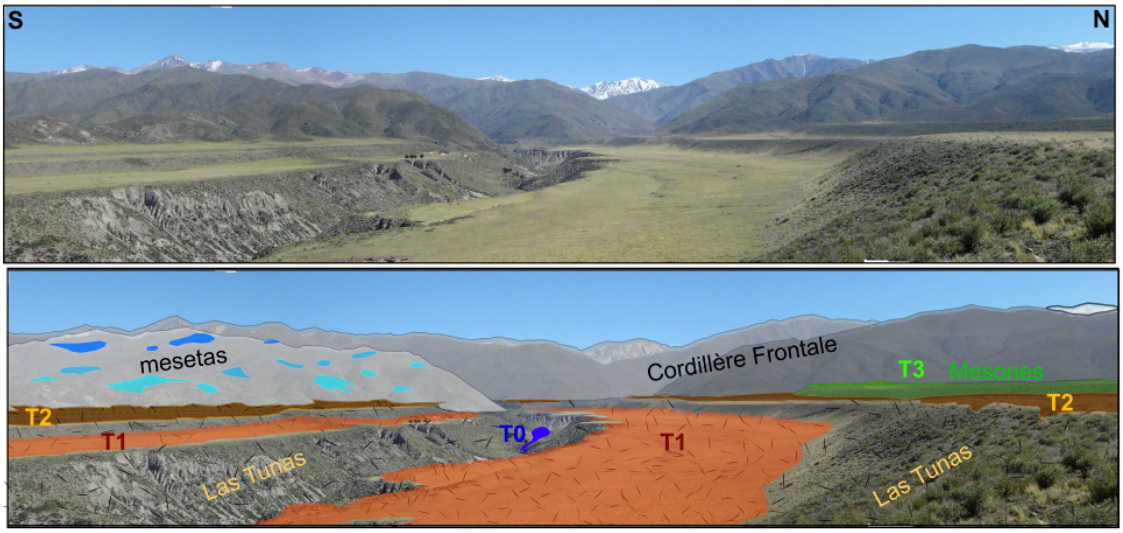


FIGURE 5.10 – *Piémont de Las Tunas. Photographie (E. Pepin 2008) prise du milieu du piémont vers l'apex. Les trois niveaux T1, T2 et T3 sont visibles. Les arbres et maisons dans le fond de la terrasse T1 servent d'échelle.*

talement au milieu du piémont à environ 8 km de la transition montagne-piémont. Le talus qui marque la fin de la terrasse mesure une vingtaine de mètres de haut. Il a une orientation NE-SO qui correspond à l'orientation des failles marquant la transition montagne-piémont au nord du piémont de Las Tunas (voir Fig. 5.8). Un léger bombement prolongeant ces failles sur la surface du cône Chupasangral est également détectable sur les photographies aériennes comme l'illustre la figure 5.12. Ces éléments suggèrent qu'une faille pourrait prolonger les failles bordant la Cordillère Frontale au nord jusqu'au pied de la terrasse T3. Cependant, nous n'avons observé aucune faille, visible, au niveau du talus de T3.

La terrasse T3 est composée, en surface au moins, d'un conglomérat très altéré. Les galets y sont altérés et très carbonatés au moins sur les 2 premiers mètres de profondeur correspondant au trou excavé pour l'échantillonnage en vue des datations cosmogéniques. On observe cela aussi plus à l'aval, dans les sédiments soulevés des plis Jaboncillo et Perral. Le dépôt formant la terrasse T3 est donc antérieur au soulèvement des anticlinaux. Il est présenté par *Polanski* [1963] comme la formation des Mesones. Pour *Polanski* [1963], c'est une formation antérieure aux dépôts des autres niveaux, assez mal connue datant au moins du Pleistocène. Sur le terrain, il nous a été impossible d'observer une coupe sédimentaire fraiche du remplissage en profondeur ($\geq$ à 2 m) de ce niveau.

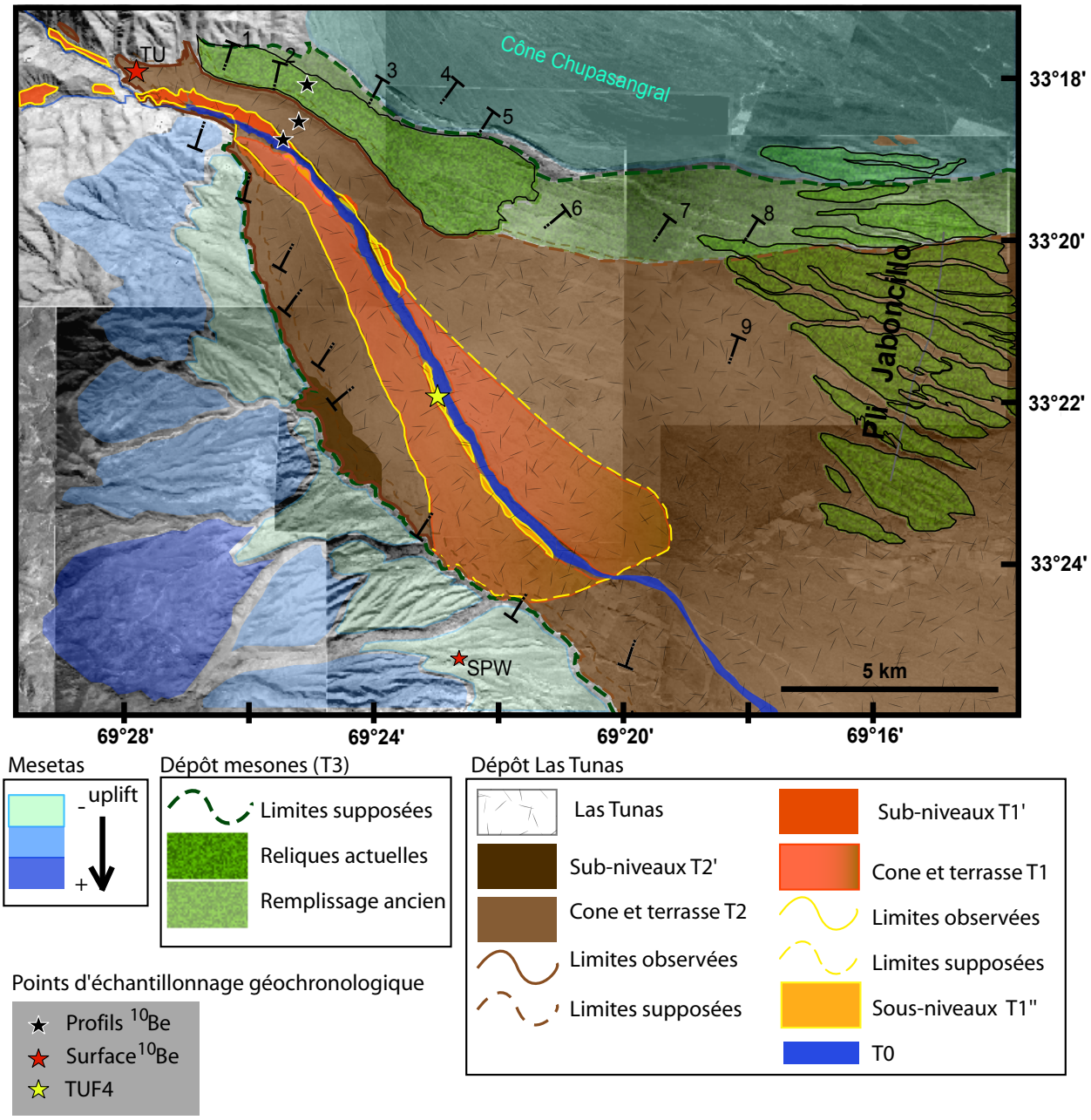


FIGURE 5.11 – *Interprétation géomorphologique du piémont de Las Tunas. Les profils numérotés de 1 à 9 sont présentés dans la fig. 5.13. Le piémont comprend deux phases de sédimentation majeures : Mesones et Las Tunas ainsi que des périodes de dissection. Le dépôt de Las Tunas, formant à l'origine le niveau T2 a été incisé pour former le niveau T1.*

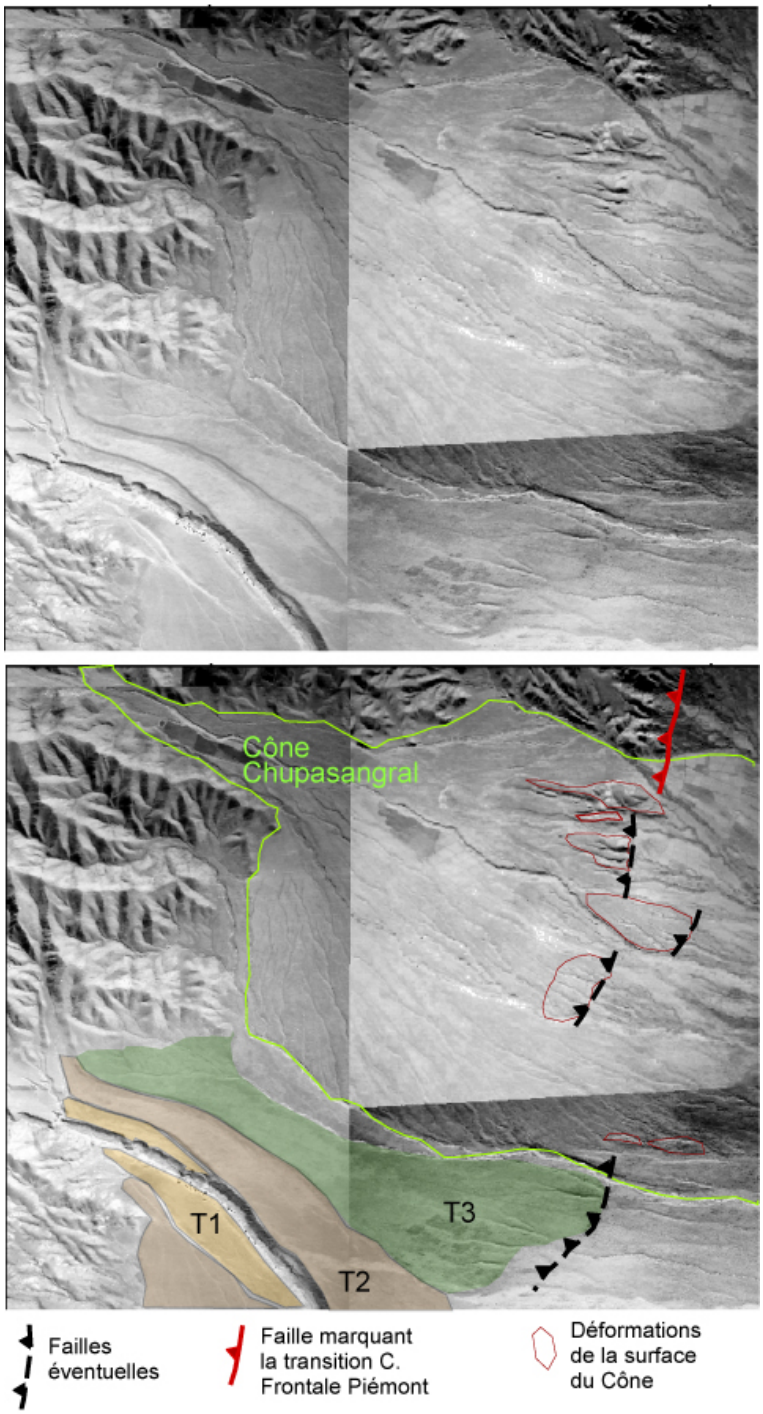


FIGURE 5.12 – *La surface T3 et l'éventuelle faille qui la borde dans le prolongement des failles de transition montagne-piémont au nord. La faille n'est pas visible sur le terrain.*

b - Les surfaces T2 et T1

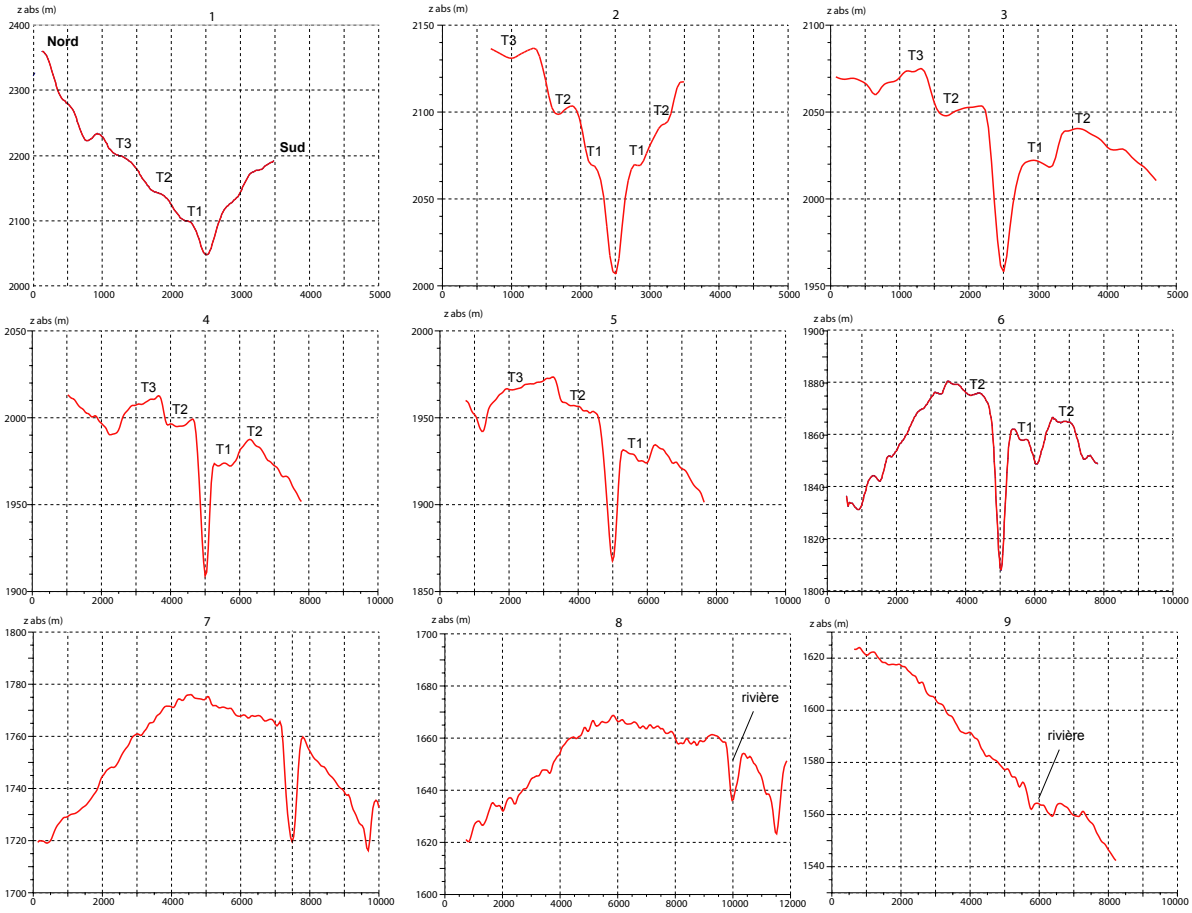


FIGURE 5.13 – *Profils transversaux des terrasses du piémont de Las Tunas. Les terrasses sont bien marquées à l'apex du piémont. la surface T2 possède une morphologie de cône alluvial dès le profil 3.*

Ces deux surfaces sont des terrasses de dépôt, leur nappe alluviale repose sur la formation de Las Tunas. La surface T2 est la surface la plus étendue, allant jusqu'à l'aval du pli Perral, à plus de 20 km de l'apex du piémont. La figure 5.13 présente des profils transversaux du piémont de l'apex vers l'aval. A l'amont du piémont, T2 est organisée en surfaces planes. Elle adopte ensuite (du profil 3 vers l'aval) une morphologie de cône alluvial, bombée au centre des profils. La différence d'altitude entre le centre et les bords des profils 3 à 8 qui caractérise ce bombement est d'environ 40 m.

La surface T1 s'est mise en place après l'incision de la terrasse T2 à l'amont du piémont. Elle est fortement marquée a l'apex du piémont (profils 2 et 3, Fig.5.13).

Elle converge vers la surface T2 à l'aval. On peut estimer qu'elle disparait totalement dans T2 à environ 10 km de l'apex du piémont. A l'aval du piémont, apparait une couche de tuf, intercalée dans les séries sédimentaires de la Tunas sous la surface T1. Ce tuf a été daté et les résultats sont présentés dans la partie suivante.

T1 comme T2 est une terrasse paire, c'est à dire présente de chaque coté du cours d'eau principal à l'amont du piémont. T1 n'est ensuite visible que sur la berge sud (profils 3 à 6).

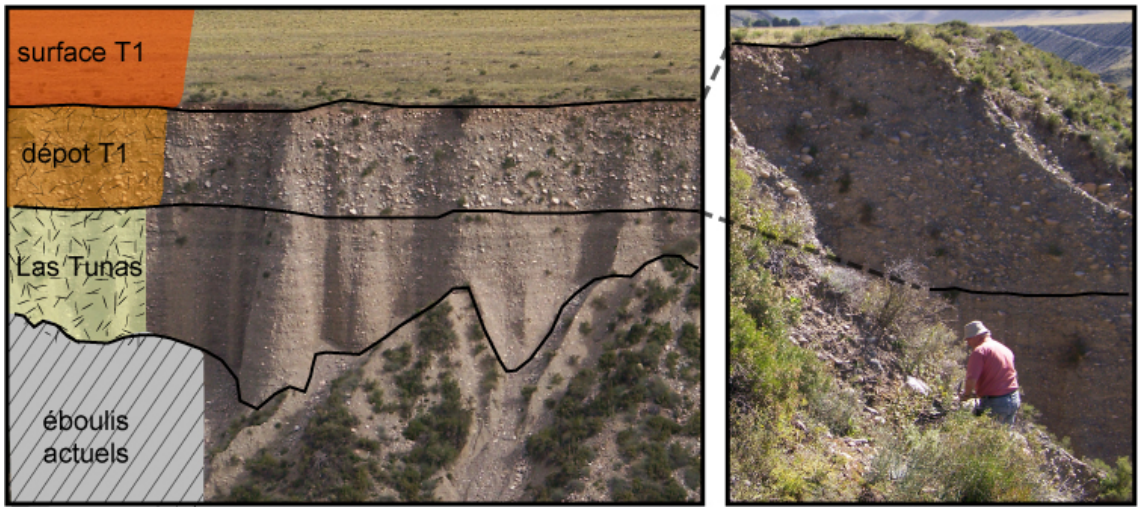


FIGURE 5.14 – *Série sédimentaire de la terrasse T1. A droite, photographie prise de l'autre berge (berge nord) du rio Las Tunas. A gauche, photographie prise depuis la même berge (berge sud) avec l'échantillonnage de galets à plus de 3 m de profondeur de la surface. Noter que les échelles ne sont pas les mêmes sur les deux photographies (E. Pepin 2008).*

Les figures 5.14 et 5.15 illustrent l'organisation sédimentaire des niveaux T1 et T2. Les deux niveaux possèdent la même organisation. Une première couche superficielle composée de galets grossiers (diamètres pouvant atteindre plusieurs dizaine de centimètres) s'étend sur T1 sur 4 à 5 m de profondeur alors qu'elle est plus mince sur T2. Ces sédiments grossiers reposent sur un conglomérat uniforme, constitué d'éléments plus petits, d'un diamètre variant de quelques dizaines de centimètres au centimètre, et peu altérés : La Formation Las Tunas d'après la nomenclature de *Polanski* [1963]. *Polanski* [1963] décrit ces deux niveaux (T1 et T2) ainsi qu'un sous-niveau T1' comme les trois niveaux de la formation Las Tunas, d'âge Pleistocène supérieur/Holocène (8-17 ka, c.f. table 5.1) qui s'étend dans l'ensemble de la dépression de Tunuyàn principalement à l'apex des piémonts.

La surface T2 est formée de galets beaucoup plus frais que ceux de la surface T3. C'est ce type de galets que l'on retrouve dans les rides d'érosion traversant les

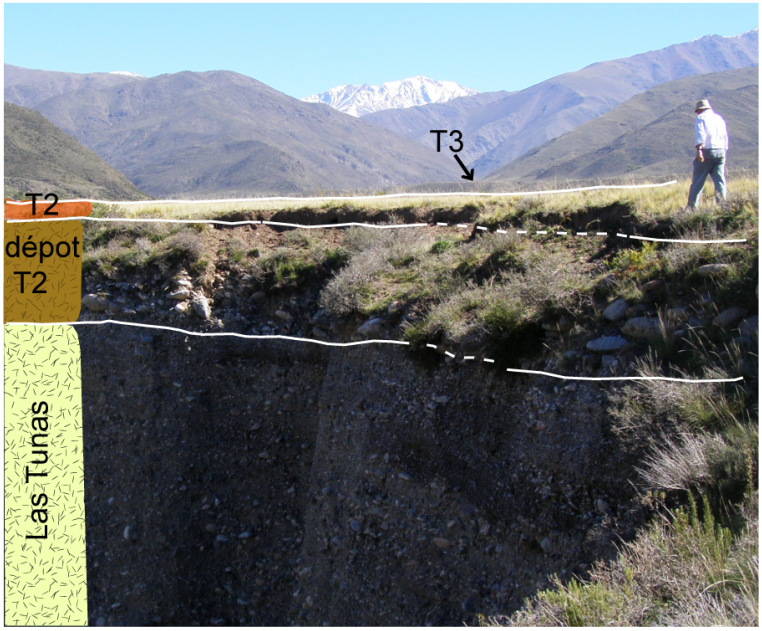


FIGURE 5.15 – *Série sédimentaire de la terrasse T2. La photographie (M. Farias 2008) est prise de la berge nord du rio Las Tunas vers cette même berge. Noter la terrasse T3 visible au fond à droite.*

deux plis. Le dépôt de surface de T2 s'est donc mis en place après le début de la déformation des anticlinaux.

Les profils 2,3 et 4 de la Fig. 5.13 montrent également que la berge nord de T2 a été partiellement érodée au pied de T3. La topographie forme un petit chenal, parallèle à T3. Ce chenal s'est très certainement formé après incision de T2, lors d'orages et peut encore être occasionnellement actif. Il illustre que la dynamique érosive sur les surfaces déconnectées du rio Las Tunas peut être non négligeable.

A l'inverse, des traces du passage du rio Las Tunas sont encore visibles sur les surfaces T1 et T2. En effet, nous avons pu distinguer sur divers sites pavés de galets roulés, d'anciens barres et méandres de quelques décimètres de profondeur à la surface des terrasses. La préservation de ces reliques implique une faible érosion en ces sites.

Enfin à l'apex de la berge gauche de la terrasse T2, une couche de sable fin s'est mise en place. Elle s'étend sur plusieurs mètres de profondeur sur quelques sites. *Polanski* [1963] puis *Zárate* [2002] ont décrit ces sables comme issus de l'érosion éolienne et l'attribuent à la formation el Zampal (Table 5.1). Ces sédiments fins peuvent s'être déposés à la fin des périodes de sédimentation dans le piémont. Le fait que ces dépôts soient locaux et qu'ils ne se retrouvent pas sur les autres ter-

rasses, notamment T3 qui est plus ancienne et un frein à l'interprétation éolienne des études antérieures.

La dynamique érosive actuelle des surfaces déconnectées est donc complexe et sa variabilité est très vraisemblablement liée à des paramètres locaux tels que la pente ou la granulométrie.

c - Relations géomorphologiques entre les 3 terrasses

Les dépôts sur la terrasse T3 semblent plus anciens que les sédiments des surfaces T1 ou T2. La couverture alluviale de T1 et T2 est constituée des mêmes types de sédiments et elle repose dans les deux cas sur la Formation de Las Tunas. Ces deux niveaux sont donc étagés. En revanche, on ne peut pas voir, faute d'affleurements, les relations entre T3 et T2 et donc, sur ces seuls arguments savoir si T3 et T2 sont étagés ou emboités. La figure 5.16 présente les deux relations possibles entre les trois terrasses.

Malgré cela, un argument géomorphologique vient jouer en la faveur de terrasses emboitées. En effet, sur la rive gauche de las Tunas, au niveau de la transition montagne-piémont, un petit bassin versant dont la lithologie est essentiellement composée de schistes a incisé la terrasse T3 sur toute sa hauteur. Les schistes sont visibles localement dans le remplissage sédimentaire de las Tunas, sous la surface T2. Ceci indique qu'après l'abandon de T3, le système à été largement incisé. En effet, le niveau de base du bassin versant schisteux était assez bas pour permettre le remplissage de Las Tunas au moins sur les 20 mètres superficiels qui correspondent au remplissage de schistes mêlés de galets ronds typiques de Las Tunas que nous avons pu observer.

Afin d'affiner ces résultats et hypothèses, nous avons mené une campagne de datation de ces terrasses présentée dans la partie suivante.

5.5.4 Relations géomorphologiques entre montagne et piémont

a - Les terrasses préservées dans la partir montagneuse du système

Plusieurs niveaux de terrasses sont visibles le long des cours d'eau principaux des deux sous-bassins versants montagneux de Las Tunas et Santa Clara comme l'illustre la figure 5.17. La figure 5.18 montre une cartographie des terrasses prin-

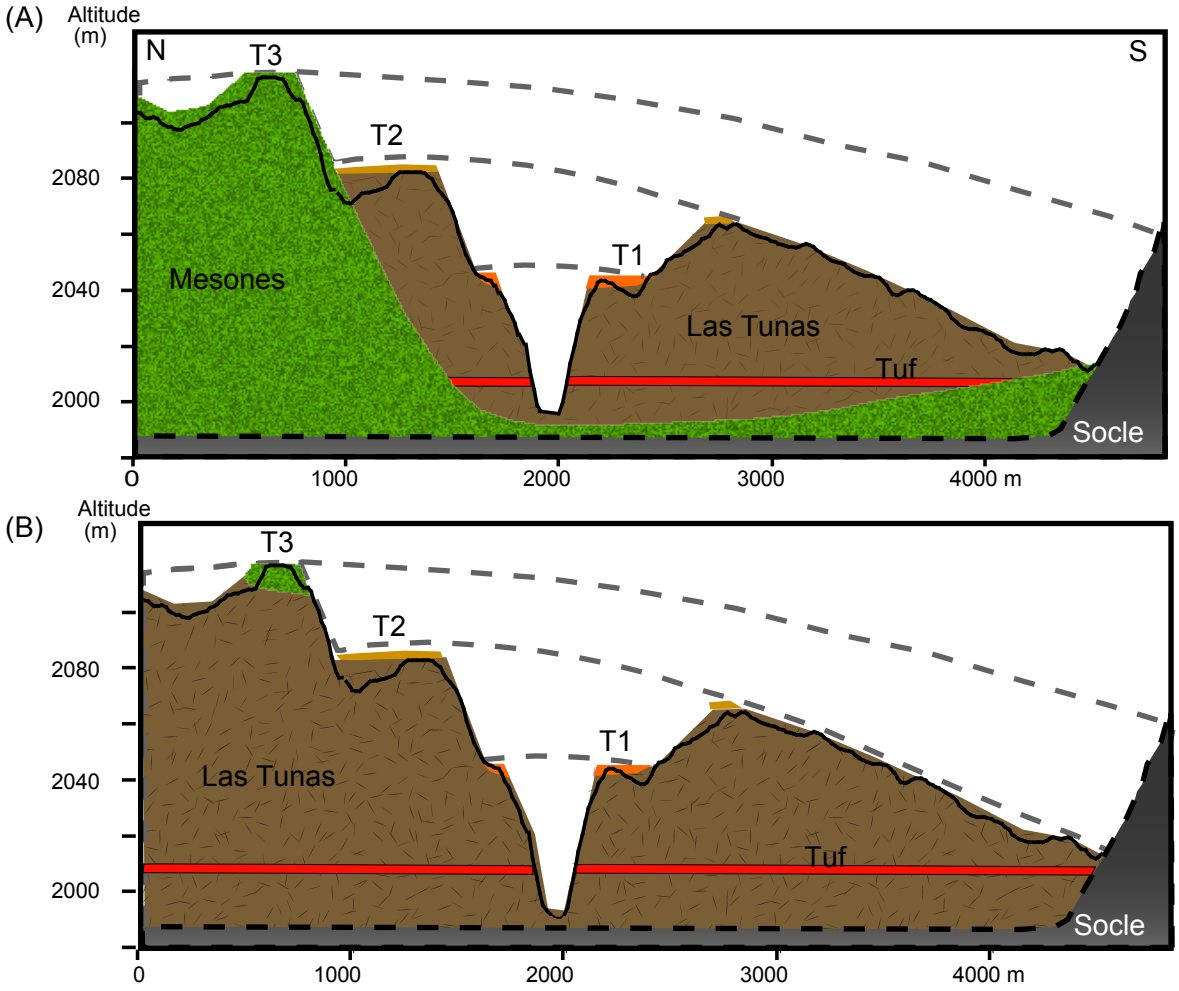


FIGURE 5.16 – *Scénarios de l'organisation des trois terrasses du piémont selon une coupe transverse N-S. Dans les deux scénarios, T1 et T2 sont des terrasses étagées. Dans la série sédimentaire de Las Tunas apparait un tuf. A. Les terrasses T1 et T2 sont emboitées dans T3. B. T1, T2 et T3 sont étagées. Les lignes pointillées sont suposées.*

cipales des sous-bassins. Les terrasses sont présentes le long des berges des cours d'eau de façon discontinue. Elles sont érodées principalement par les flux des affluents majeurs. Sur les photos aériennes, les terrasses sont plus visibles dans le sous bassin versant du rio Santa Clara. De plus nous sommes remontés le long du cours d'eau à environ 10 km en amont de la transition montagne piémont. Nous nous appuierons donc sur des observations faites sur ce bassin versant pour étudier ces terrasses.

Ces terrasses peuvent être des terrasses de dépot, comme le montre la terrasse au premier plan de la figure 5.19. Elles peuvent aussi être des terrasses d'abrasion, formées dans le socle rocheux. C'est par exemple le cas des terrasses présentées sur la gauche de la figure 5.20. On notera que sur cette photographie, la terrasse de droite est une terrasse formée par les dépôts d'un petit bassin versant se jetant dans le rio Santa Clara.

Les terrasses présentes dans la montagne sont organisées en deux niveaux principaux bien visibles jusqu'à plus de 10 km à l'amont du piémont. Sur quelques sites on devine un troisième niveau plus haut qui correspondrait à des surfaces préservées sur le haut de certains monts. Le niveau le plus bas, situé entre 10 et 25 m au dessus du niveau actuel du rio Santa Clara est le plus présent et le plus continu. Les terrasses alluviales constituant ce niveau de terrasse sont à l'image de la terrasse en premier plan de la figure 5.19 formées par un remplissage sédimentaire identique au remplissage de Las Tunas observé dans le piémont. Ces terrasses correspondent donc probablement au niveau de terrasse T1 du piémont, avec laquelle elle se connecte au niveau de la transition entre la montagne et le piémont.

Le deuxième niveau présente des lambeaux de terrasses beaucoup moins continus. Ils sont perchés au dessus du cours d'eau actuel, à environ 90-100 m de hauteur. De par l'érosion, ces terrasses sont souvent pentées et la détermination d'une altitude moyenne est plus difficile que pour le premier niveau. Il est également difficile de déterminer si ces terrasses sont des terrasses alluviales ou d'abrasion. Elles sont très discontinues car les petits bassins versants formés par les affluents ont fortement incisé ce niveau. Cependant, il est possible de suivre ce niveau aussi loin que le premier dans le bassin versant.

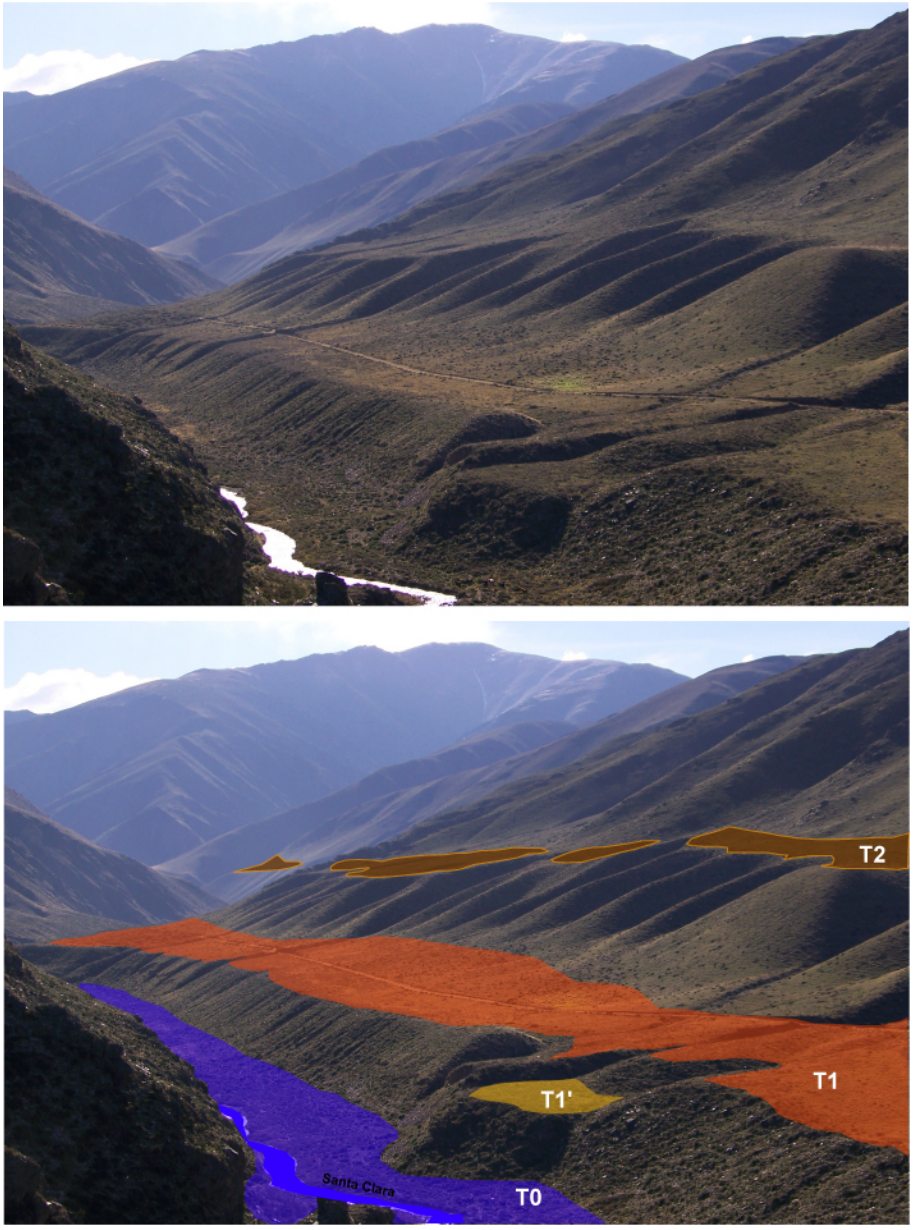


FIGURE 5.17 – *Les niveaux de terrasses bordant le cours d'eau de Santa Clara. Photographie (E. Pepin, 2008), prise depuis l'apex du piémont de Las Tunas (voir la localisation a sur la fig. 5.18.*

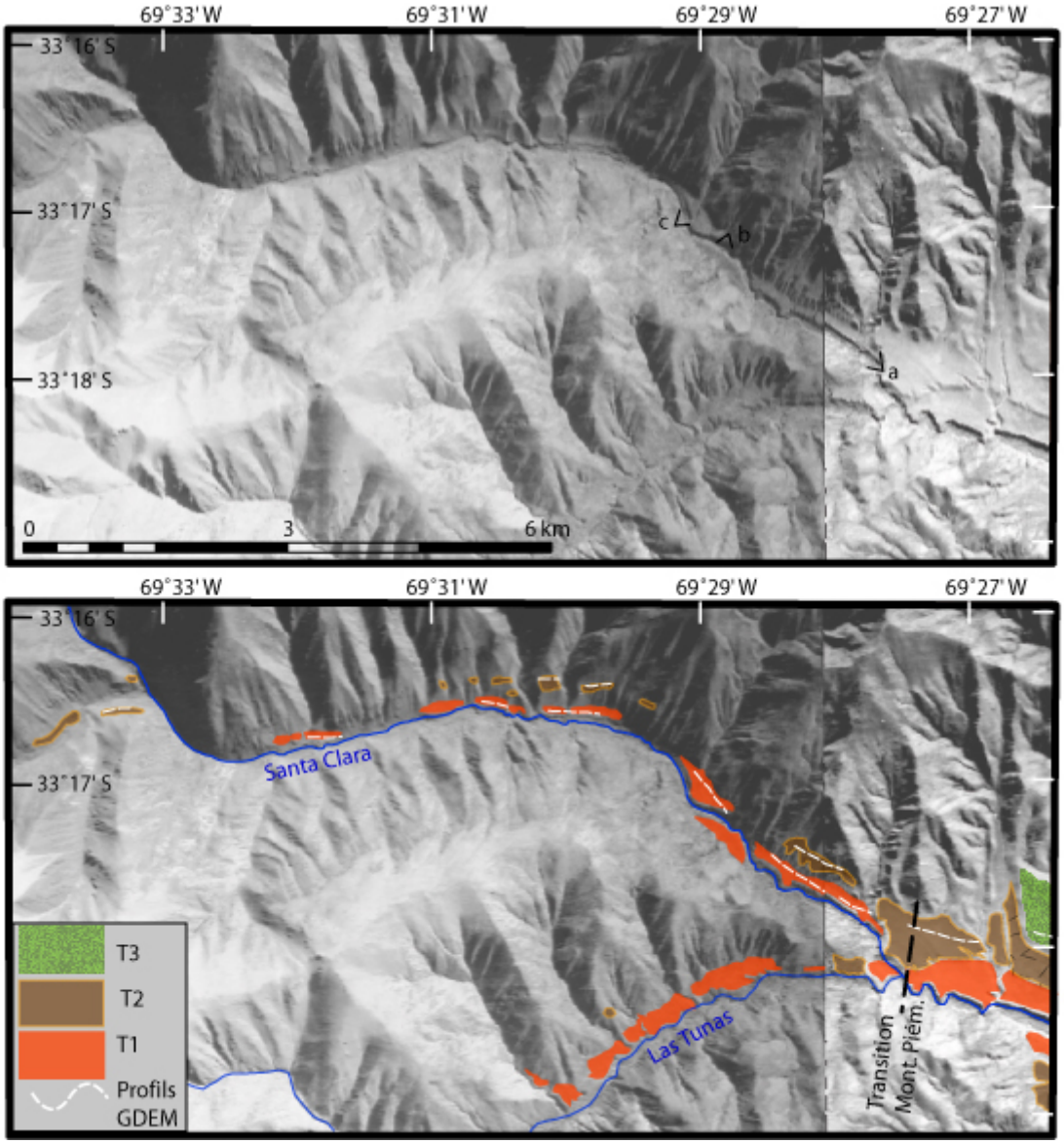


FIGURE 5.18 – *Localisation des terrasses dans les bassins versants de Santa Clara et Las Tunas sur fond de photographies aériennes (année : 1966). Les profils MNT relevés en pointillés blancs sont présentés dans les fig. 5.22 et 5.24. Les éventails a, b et c localisent les lieux où ont été prises les photographies des figures 5.17, 5.19 et 5.20.*

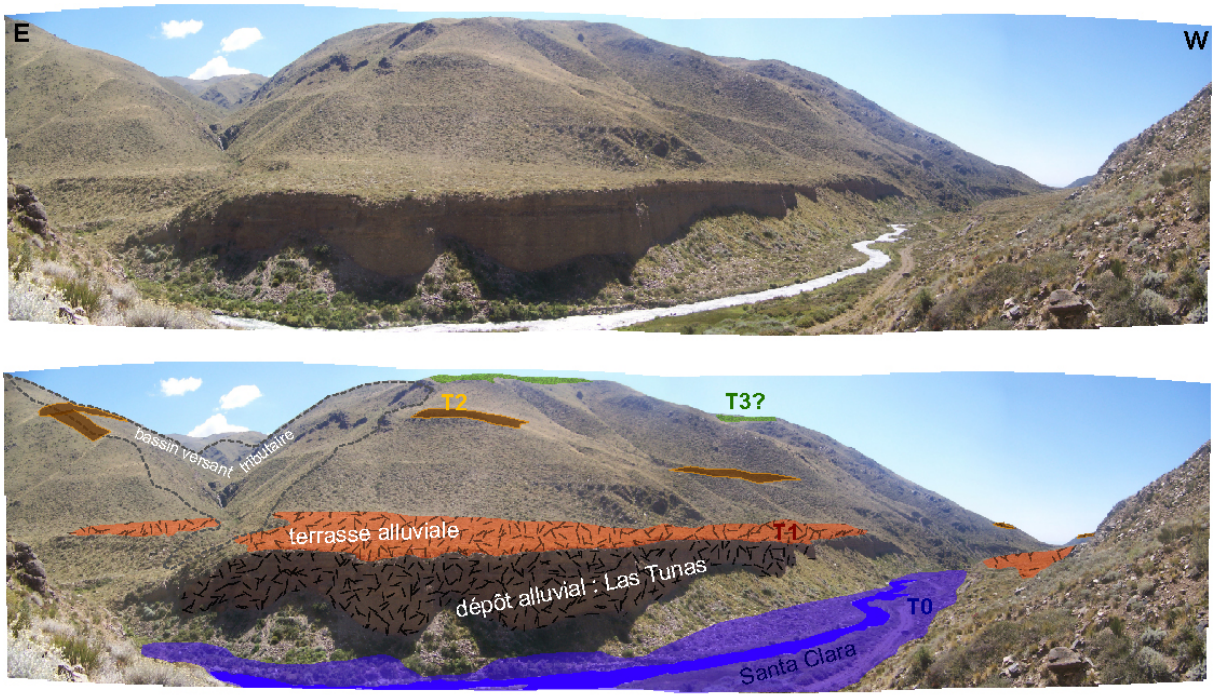


FIGURE 5.19 – *Exemple de terrasses alluviales dans le bassin versant de Santa Clara construites avec un remplissage de la formation Las Tunas (Photographie E.Pepin 2009). Voir la localisation indiquée par c sur la figure 5.18*

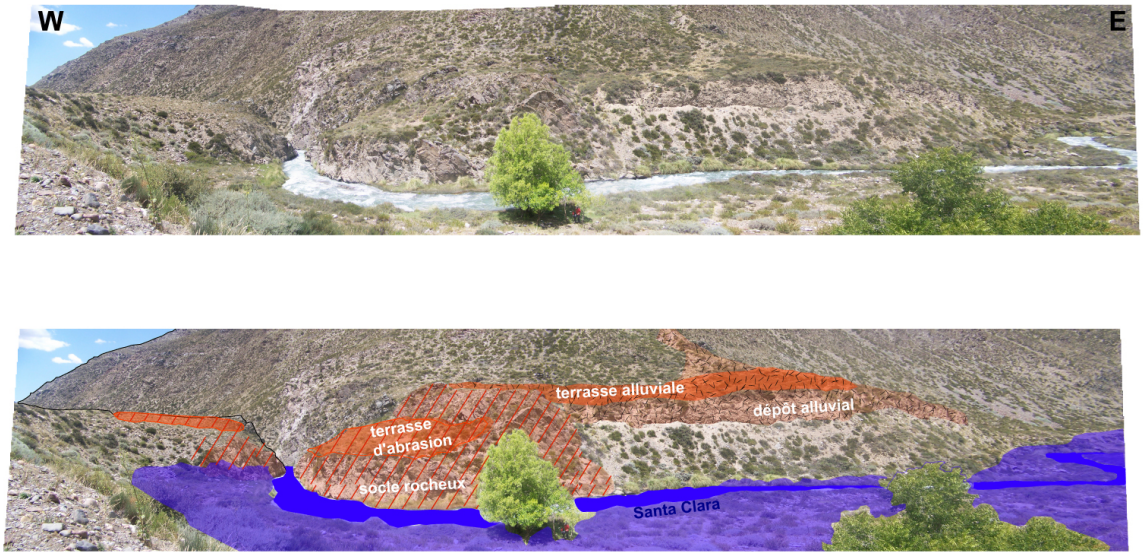


FIGURE 5.20 – *Terrasses alluviales et d'abrasion repérées le long du rio Santa Clara (Photographie E.Pepin 2009). Voir la localisation indiquée par b sur la figure 5.18.*

b - Inter-connexions entre montagne et piémont

Nous avons vu précédemment que le niveau le plus bas des terrasses préservées dans la montagne correspondait probablement au niveau T1 du piémont. Pour préciser les corrélations entre les terrasses de la montagne et du piémont, les profils en long de chaque terrasse ont été tracés. Les positions des relevés topographiques sont cartographiées sur la figure 5.21 pour le piémont. Les positions des profils relevés dans la montagne sont indiqués sur la figure 5.18. L'abscisse curviligne de chaque profil à été déterminée en le projetant le long de la ligne d'eau correspondant dans la montagne au lit actuel du rio Santa Clara et dans le piémont au lit actuel du rio Las Tunas. La figure 5.22 expose ces résultats.

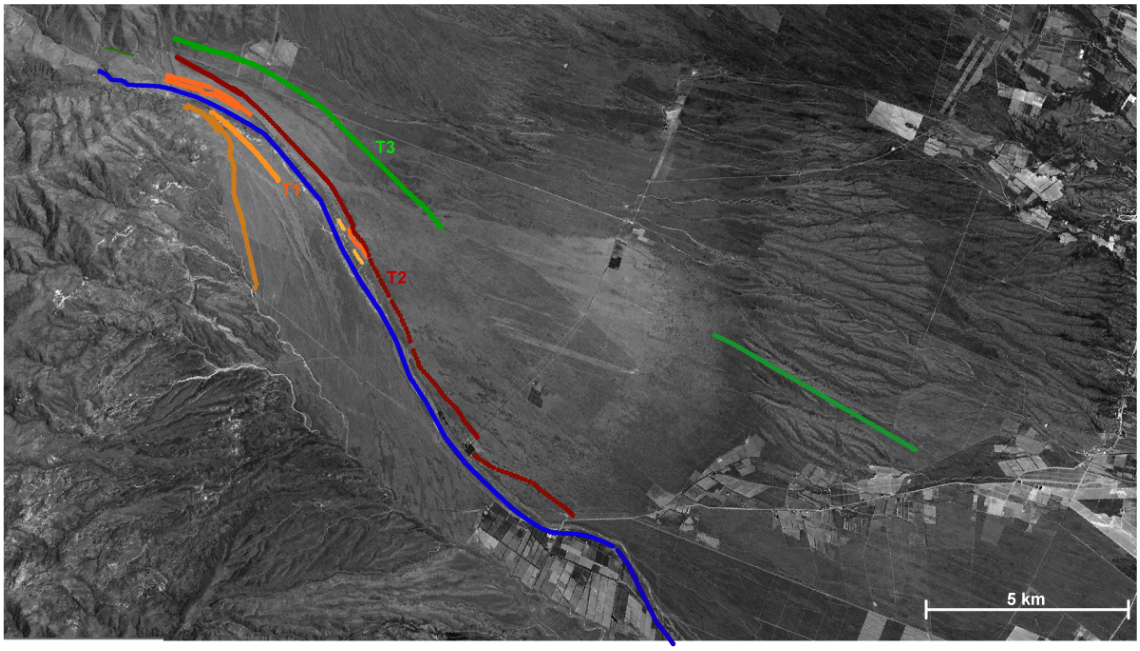


FIGURE 5.21 – *Position des différents profils topographiques effectués dans le piémont. Le profil aval de T3 est obtenu à partir du modèle GDEM, les autres profils à partir des relevés des GPS différentiels.*

Les terrasses sont convergentes vers l'aval du piémont jusqu'à rejoindre le niveau actuel du rio de Las Tunas à environ 20 km de l'apex du piémont. La configuration de ces terrasses correspond au schéma (A) de la fig. 5.23. L'incision des différents niveaux de terrasses dans le piémont s'est donc initiée à l'amont du piémont, voire dans la montagne et propagé vers l'aval du piémont. Dans la montagne les niveaux des terrasses sont relativement parallèles au cours d'eau actuel. Celui-ci est marqué par deux points d'inflexion, dont un à la transition montagne-piémont et l'autre à environ 7 km en amont. Ces points d'inflexion peuvent être dus d'une

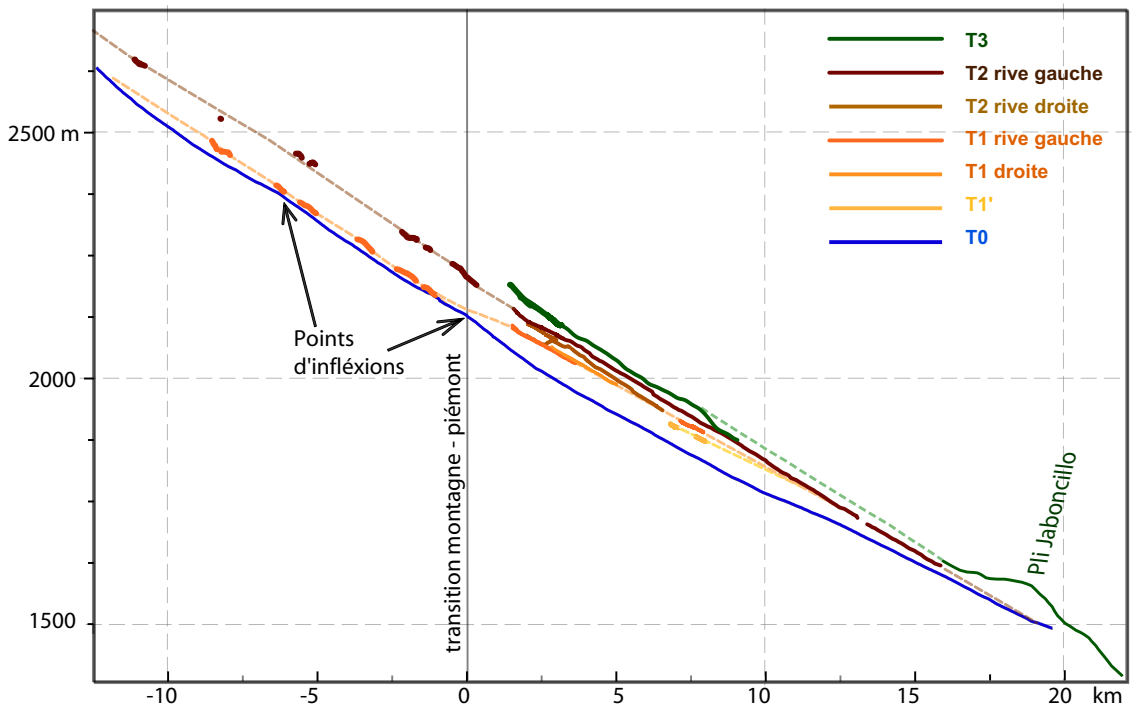


FIGURE 5.22 – *Profils longitudinaux du système montagne-piémont de Las Tunas. Noter l'exagération verticale. Les profils de la montagne, de T0, du pli Jaboncillo et de T3 (sauf Apex) proviennent du modèle GDEM. Les autres relevés proviennent des GPS différentiels.*

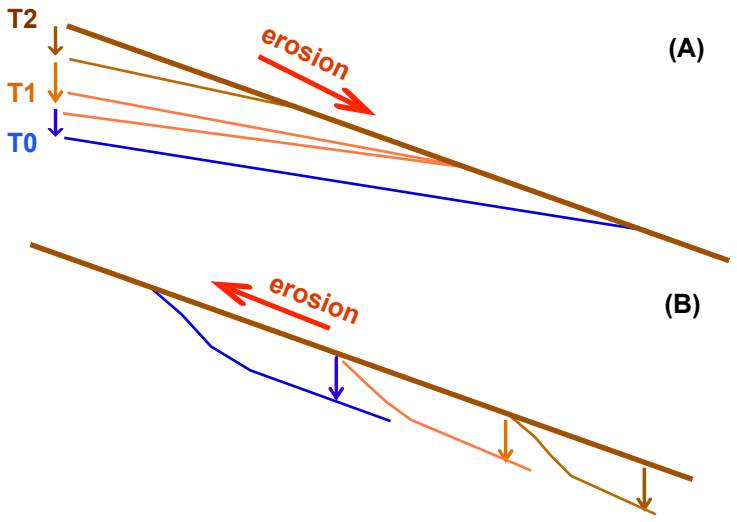


FIGURE 5.23 – *Représentation Schématique de propagation d'incisions (flèches vers le bas) dans un piémont. (A) Les incisions ont lieu à l'apex du piémont et se propagent vers l'aval. Les terrasses formées sont convergentes vers l'aval. (B) Les incisions ont lieu à l'aval du piémont et se propagent vers le haut. Les terrasses formées sont convergentes vers l'amont.*

part à la migration d'une vague d'érosion remontant du bas du bassin versant vers le haut, d'autre part à un soulèvement local ou à un changement lithologique. La précision des données topographiques dans la montagne ne permet pas d'évaluer si les niveaux de terrasses suivent les point d'inflexion dans la montagne. Les profils relatifs de la figure 5.24 montrent que les niveaux T1 et T2 ne suivent pas le point d'inflexion à la transition montagne-piémont.

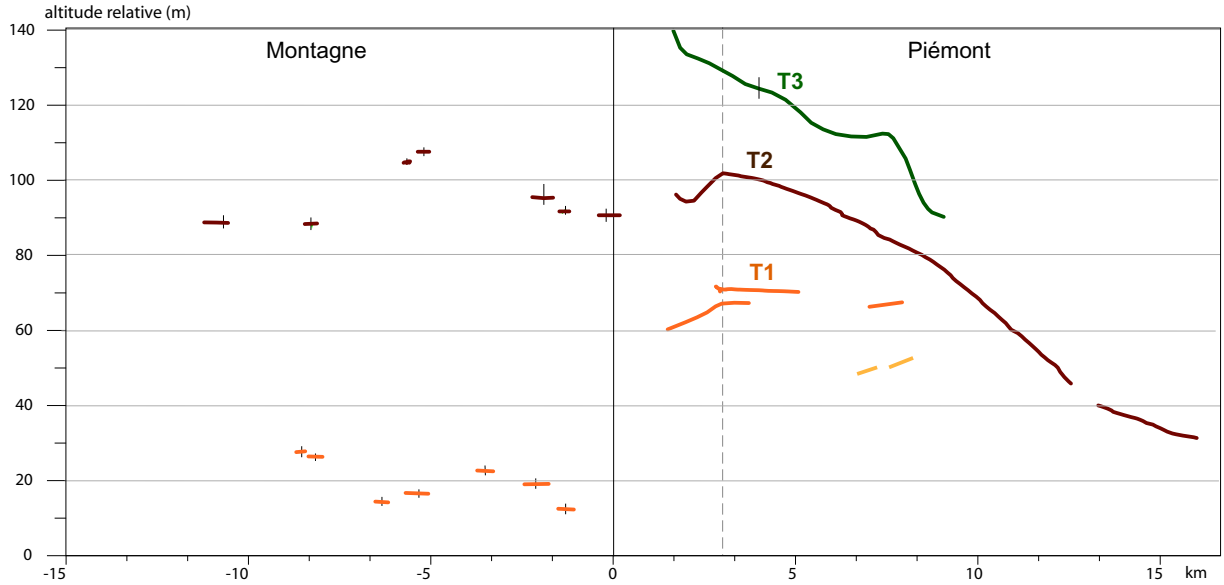


FIGURE 5.24 – *Incision par rapport au niveau actuel de la rivière des terrasses du piémont Las Tunas et du bassin versant montagneux de Santa Clara. L'origine des ordonnées est le lit actuel de la rivière (T0).*

La figure 5.24 présente les profils en long de la figure 5.22 représentés par leur altitude relative par rapport à la ligne d'eau actuelle T0. L'origine des ordonnées du graphique est donc l'altitude de la ligne d'eau actuelle. Dans le piémont, la convergence des terrasses vers le niveau actuel du rio à l'aval est bien visible. Les niveaux T2 et T3 sont parallèles et séparés de 20 m d'altitude. La terrasse T1 converge vers T2 et la rejoint environ 10 km de l'apex du piémont. La différence d'altitude maximale entre T1 et T2 est de 35 m à l'apex du piémont. Un point d'inflexion à la transition montagne-piémont est noté par la chute des altitudes relatives de T2 et T1. Dans la montagne, les niveaux de terrasses sont parallèles au cours d'eau actuel. La terrasse T1 est située à environ 20 m au dessus de ce dernier alors que T2 est élevée de 90 m en moyenne tout comme dans le piémont. Dans le piémont, l'incision post T1 a donc été bien plus importante que dans la montagne, où le socle rocheux a été rapidement atteint par le cours d'eau.

Au vu de ces premiers résultats, il apparait donc les niveaux de terrasses T1 et T2 se correspondent dans la montagne et dans le piémont bien que la différence d'altitude entre les deux niveaux et le niveau actuel du rio soient différents.

Dans la montagne, des terrasses alluviales et d'abrasion se côtoient clairement sur le niveau T1. Le niveau du rio Santa Clara a donc oscillé dans le temps entre des niveaux hauts correspondant au niveau des terrasses et des niveaux bas bornés par l'altitude relative du lit actuel lorsque celui-ci s'écoule sur des roches du socle. Il est possible qu'il en soit de même sur le niveau T2, mais la dégradation par érosion des terrasses ne nous permet pas de l'affirmer.

5.6 Datations par les isotopes cosmogéniques et l' Ar/Ar

5.6.1 Données et méthodes

Les cosmonucléides in situ sont depuis quelques années largement utilisés en géomorphologie. Leur principe d'utilisation repose sur le fait qu'au cours du temps, des minéraux situés à la surface de la terre vont accumuler ou perdre ces isotopes en fonction de leur position par rapport à la surface et en fonction de l'évolution des conditions d'exposition de cette surface. La concentration en cosmonucléides in situ d'une surface permet d'évaluer l'âge et/ou le taux d'érosion moyen de cette dernière.

a - Présentation des cosmonucléides : principe

Il s'agit d'une synthèse bibliographique rapide qui s'appuie sur les travaux détaillés de *Lal* [1991]; *Bierman* [1994]; *Anderson* et al. [1996]; *Braucher* [1998]; *Siame* et al. [2000]; *Gosse et Phillips* [2001]; *Blanckenburg* [2006].

Les cosmonucléides produits in situ ont pour origine un rayonnement extraterrestre appelé rayonnement cosmique. Ce rayonnement est produit par libération d'énergie (lors de l'explosion de supernova par exemple). Il provient de notre galaxie mais aussi d'autres galaxies et bombarde continuellement notre atmosphère.

Les particules cosmiques (dites primaires) rentrent généralement en collision avec des atomes de la haute atmosphère terrestre. Ces collisions induisent des réactions nucléaires et la création d'autres particules chargées plus faiblement d'énergie et appelées particules secondaires. Ces dernières vont à leur tour entrer en collision avec d'autre atomes de l'atmosphère et ainsi générer des cascades nucléaires (Fig. 5.25).Les particules secondaires se déclinent en neutrons et muons principalement.

Comme la majorité de l'énergie initiale est dissipée dans les cascades nucléaires, seul 0,1 pour cent des particules secondaires atteignent la surface de la terre. Elles impactent alors les atomes des roches de la surface de la terre. Des réactions nucléaires, dont la plus commune est la réaction de spaliation, ont alors lieu et aboutissent à la création d'atomes ayant un nombre de masse inférieur au noyau cible : les cosmonucléides in situ.

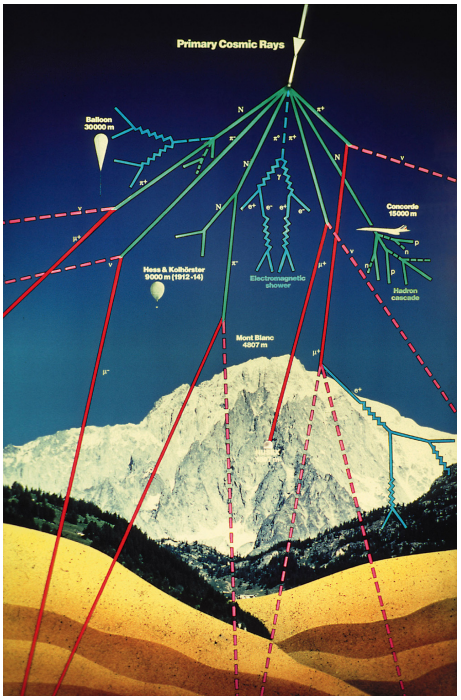


FIGURE 5.25 – *Illustration schématique d'une cascade nucléaire (http ://www.expeditions.udel.edu/antarctica08/blog-dec-12-2008.html).*

Les cosmonucéides les plus communs sont ^{3}He (stable), ^{21}Ne (stable), ^{10}Be ($T_{1/2} = 1,36\,Ma$), ^{26}Al ($T_{1/2} = 0,7\,Ma$) et ^{36}Cl ($T_{1/2} = 3000\,ans$).

En géomorphologie, on s'intéresse plus particulièrement aux ^{10}Be, ^{26}Al. En effet ces cosmonucléides ont l'avantage d'être très peu présents dans les roches avant l'action du rayonnement cosmique. De plus ils sont abondants dans le quartz qui est peu altérable et abondamment présent sur terre. Le quartz a un réseau cristallin dense qui limite ainsi fortement la diffusion des cosmonucléides après production. Les gaz stables (^{3}He, ^{21}Ne) sont aussi utilisés mais ont l'inconvénient de provenir de plusieurs sources de réaction et il est plus difficile de déterminer la seule composante cosmogénique produite in-situ.

b - Taux de production

Le flux de particules secondaires impactant les roches de la surface terrestre n'est pas spatialement constant. Pour cette raison, la quantité de cosmonucléides produite par unité de masse et de temps c'est à dire le taux de production P $[atomes\ g^{-1}\ an^{-1}]$ n'est pas homogène à la surface de la terre. Il est donc néces-

saire de prendre en compte certains paramètres pour déterminer P sur un site donné.

La répartition des particules primaires au sommet de l'atmosphère n'est pas homogène car le rayonnement cosmique est dévié sous l'action du champ électromagnétique de la terre. il est donc plus intense aux latitudes supérieures à 60° et moins intense à l'équateur. De plus, l'intensité du rayonnement cosmique secondaire dépend de la quantité d'atmosphère traversée. Pour cette raison le rayonnement est plus intense en altitude. Le taux de production P d'une roche dépend donc de sa position, c'est à dire de sa latitude et de son altitude. Dans la pratique $P(latitude, altitude)$ est déterminé grâce a des lois empiriques [*Lal*, 1991; *Stone*, 2000] déterminées à partir de mesures de ^{10}Be et ^{26}Al connues.

Un facteur de correction additionnel prenant en compte la géométrie du site doit aussi être pris en compte. Ce facteur est appelé coefficient de "shielding", ou d'écrantage. Sur une surface plane, le bombardement du rayonnement cosmique provient de toutes les directions, le facteur d'écrantage est donc maximal et égal à 1. Sur un site encaissé ou penté, le rayonnement cosmique ne provient que de la portion de ciel ouvert. Le relief environnant crée un masque. Dans ce cas, le facteur d'écrantage est inférieur à un.

Le taux de production à la surface P_0 est donc déterminé à partir de l'altitude, la latitude et le coefficient de shielding du site considéré.

Le taux de production dans une roche dépend ensuite de la profondeur par rapport à la surface. En effet, l'absorption de l'énergie du rayonnement cosmique par la matière est telle que la production de cosmonucléides se limite aux premiers mètres de roche de la surface. La diminution de la production avec la profondeur suit une loi de type exponentielle, donnée par l'équation 5.1 dans laquelle P_0 est le taux de production à la surface $[atomes\ g^{-1}\ an^{-1}]$, ρ est la densité de matière traversée $[gcm^{-3}]$, Λ $[gcm^{-2}]$ est la longueur d'atténuation des particules secondaires et x est la profondeur $[cm]$.

$$P(x) = P_0 \cdot e^{\frac{-\rho x}{\Lambda}} \tag{5.1}$$

Les neutrons, les muons rapides et les muons stop (particules secondaires) n'ont pas la même longueur d'atténuation Λ, respectivement environ 160 $g\ cm^{-2}$, 5300 $g\ cm^{-2}$ et 1500 $g\ cm^{-2}$ [*Braucher* et al., 2003]. Ainsi les premiers vont principalement contrôler la production de cosmonucéides in situ dans le premier mètre sous

la surface alors que dans les couches plus profondes, les réactions muoniques prédominent.

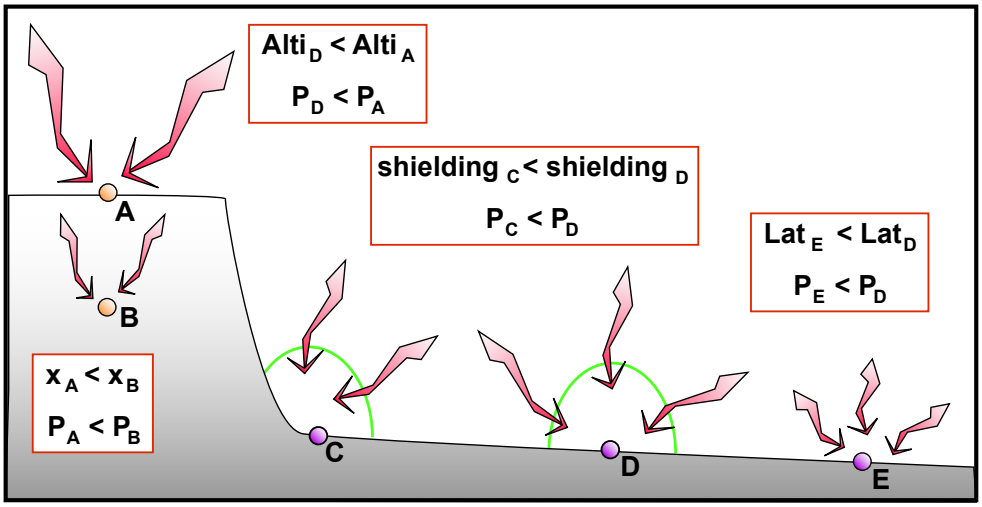


FIGURE 5.26 – *Représentation schématique des différents facteurs influençant le taux de production P. Les cosmonucélides A,B,C,D et E ont tous des taux de production différents car ils sont impactés par des rayons cosmiques d'intensité différente. l'intensité des rayons cosmiques dépend de l'altitude (cas A et D), de la profondeur x (cas A et B) du coefficient d'écrantage (shielding, cas C et D) de la latitude (cas E et D).*

La figure 5.26 résume schématiquement les différents paramètres influant sur le taux de production P.

c - Concentration des cosmonucléides en fonction du temps

La concentration en cosmonucléides in situ C $[atomes\, g^{-1}]$ d'un échantillon de roche est une fonction du temps t et de sa profondeur x ainsi que de la vitesse d'érosion ϵ $[mm\, an^{-1}]$ de la surface sur ou sous laquelle il est situé. Si l'on considère le taux d'érosion de la surface ϵ comme constante au cours du temps, alors $C(x,t)$ peut être approchée par l'équation 5.2, dans laquelle, λ ($\lambda = \frac{ln2}{T}$) est la constante de décroissance radioactive propre au nucléide considéré [*Siame* et al., 2000].

$$C(x,t) = C(x,0) \cdot e^{-\lambda t} + \frac{P_0}{\frac{\epsilon\rho}{\Lambda} + \lambda} \cdot e^{\frac{-\rho x}{\Lambda}} \cdot \left(1 - e^{(-\lambda + \frac{\epsilon\rho}{\Lambda})t}\right) \tag{5.2}$$

Dans cette équation, l'approximation (grossière) est faite que l'apport de chaque type de particule secondaire est équivalent. $C(x,0)$ est la concentration initiale en cosmonucléides de l'échantillon (c'est à dire une particule) au temps $t = 0$. Si l'on considère une surface de dépôts, et si l'on suppose que cette surface s'est for-

mée rapidement, alors $C(x,0)$ moyen symbolise l'histoire antérieure de la surface. $C(x,0)$ est propre à chaque fragment de la surface considérée comme l'illustre la figure 5.27. Si l'on considère un échantillon, $C(x,0)$ représente l'instant où il s'est mis en place dans la surface. Avant cet instant, l'échantillon a accumulé des cosmonucléides in situ depuis l'instant où il a été exhumé près de la surface de la Terre (plus précisément au dessus de quelques mètres de profondeur). Il a pu accumuler des cosmonucléides pendant son transport dans les cours d'eau ou pendant son séjour sur une autre surface par exemple. Le deuxième terme de l'équation 5.2 $(C(x,0) \cdot e^{-\lambda t})$ représente donc l'héritage de l'échantillon considéré. Cet héritage, noté C_0 est une composante problématique dans la résolution de l'équation 5.2 lorsqu'on s'intéresse aux surfaces de dépôt car il est difficile à évaluer et propre à chaque échantillon. Si l'on considère une surface d'abrasion, alors $C(x,0)$ est nulle pour tous les éléments de la surface puisqu'ils sont en place, figés dans la surface.

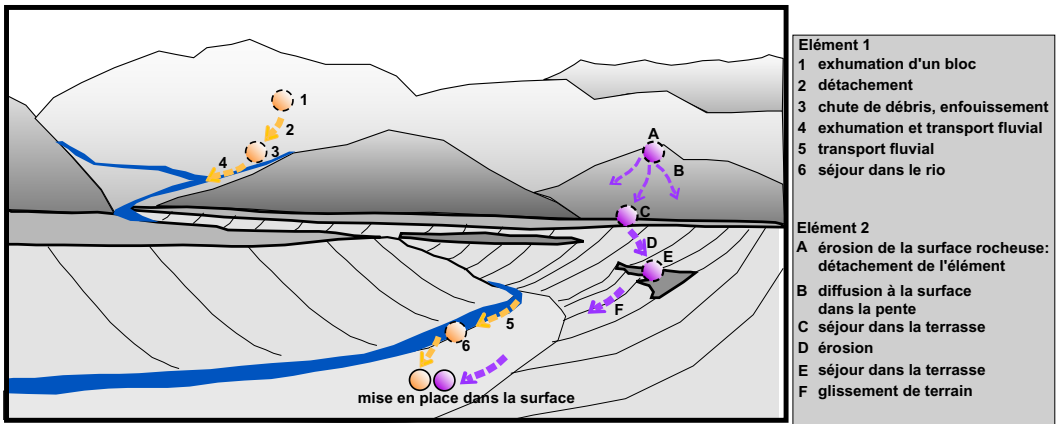


FIGURE 5.27 – *Héritage des galets d'une surface : Exemple de deux galets voisins dans une surface ayant une histoire antérieure bien différente. Chacun a déjà accumulé des cosmonucléides avant leur arrivée au point d'échantillonnage : c'est leur héritage.*

d - Applications à la géomorphologie

Dans la pratique, le géomorphologue possède la concentration en cosmonucéides C et cherche à résoudre l'équation 5.2. La résolution de cette équation apporte des informations sur une ou plusieurs de ses 3 inconnues : l'âge t de la surface, le taux d'érosion moyen ϵ et l'héritage C_0. La surface d'étude peut être une surface d'abrasion glaciaire [*Nishiizumi* et al., 1989, 1991a; *Bierman* et al., 1999], un glissement de terrain [*Kubik* et al., 1998; *Barnard* et al., 2001], une surface d'abrasion marine [*Stone* et al., 1996; *Saillard* et al., 2009], des terrasses alluviales [*Anderson* et al., 1996; *Repka* et al., 1997; *Siame* et al., 2004; *Regard* et al., 2005;

Vassallo et al., 2007], etc. Il est aussi possible de déterminer des âges d'enfouissement en utilisant un couple d'isotopes de demi-vie différente comme ^{26}Al et ^{10}Be [*Lal*, 1991; *Nishiizumi* et al., 1991b; *Siame* et al., 2000].

Il est important de noter que dans la nature ϵ n'a aucune raison d'être constant au cours du temps ni homogène quelque soit la taille des galets à la surface. Le fait de considérer ϵ comme constant constitue donc une hypothèse importante. En effet il est difficile dans la pratique de résoudre tous les paramètres de l'équation 5.2. Comme C suit des lois en temps croissantes puis stationnaires telles que celles de la figure 5.28 pour un ϵ donné, il est souvent question d'âge minimum ou de taux d'érosion maximum. La figure 5.28 illustre les relations existant entre la concentration en ^{10}Be, notée $C(^{10}Be)$, le temps t, et le taux d'érosion moyen ϵ.

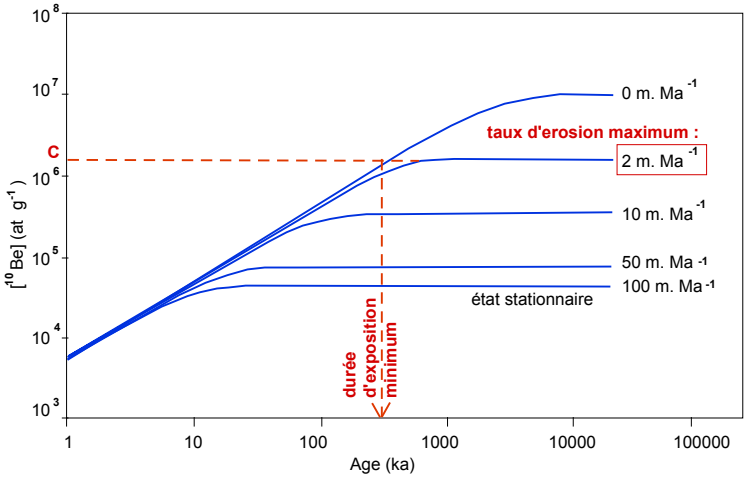


FIGURE 5.28 – *Concentration d'un cosmonucléide (ici le ^{10}Be) versus temps. d'après Siame* et al. *[2000]. Pour une concentration donnée, il est possible de déterminer un temps minimum d'exposition et un taux d'érosion maximum.*

Anderson et al. [1996] ont été les premiers à proposer une méthode dite "méthode de mélange" permettant d'estimer un héritage moyen. La méthode repose sur l'idée de mixer plusieurs échantillons d'une même profondeur et d'utiliser les valeurs moyennes obtenues. Il est alors possible de modéliser une courbe concentration moyenne versus profondeur [*Regard* et al., 2005], représentée schématiquement par la figure 5.29. En supposant l'héritage moyen identique pour toutes les populations d'échantillons de chaque profondeur, le décalage de la courbe vers la droite est représentatif de l'héritage moyen des galets de cette surface. L'héritage est en effet égal aux concentrations moyennes des galets les plus profonds qui ne sont pas atteints par le rayonnement cosmique (environ 4 m pour l'atténuation totale des muons *Braucher* et al. [2003]). Le décalage sur la droite peut aussi être

représentatif de surfaces tres anciennes, dont l'héritage est négligeable en comparaison des concentrations élevées des échantillons dues à la durée d'exposition dans la surface. L'interprétation de la courbe concentration versus profondeur est donc complexe.

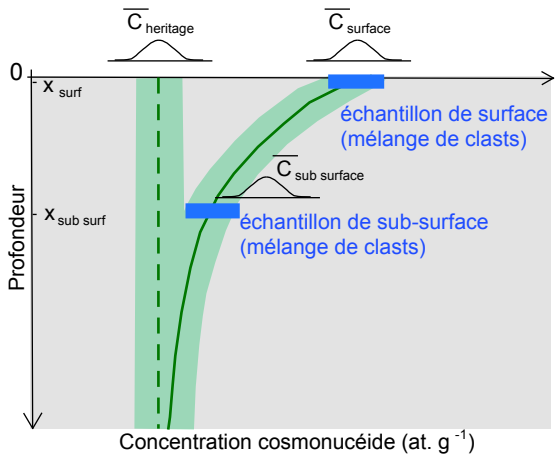


FIGURE 5.29 – *La méthode de mélange d'après Anderson* et al. *[1996]. Si plusieurs échantillons sont collectés à une même profondeur, alors il est possible d'obtenir une concentration moyenne caractérisant cette profondeur. Le décalage à droite de la courbe concentration moyenne versus profondeur peut indiquer l'héritage moyen de la surface.*

Siame et al. [2004] ont montré que dans les cas où le profil des concentrations en profondeur suivait bien une loi exponentielle, il était possible de déduire le couple (ϵ,t) propre à la surface ainsi que les incertitudes liées à ce couple. C'est la méthode du "profil en profondeur". Chaque point du diagramme "Concentration versus profondeur" permet de définir une infinité de couples solution (ϵ,t). En minimisant l'écart entre les points et les courbes $C(x) = f(t, \epsilon)$ par la méthode du χ^2, on extrait la meilleure courbe.

Enfin, *Granger* et al. [1996] ont montré que si la concentration C atteint un état stationnaire et que si on estime que la concentration acquise durant le transport des rivières ést infime en comparaison de la concentration acquise sur les versants alors il était possible de déterminer le taux d'érosion moyen d'un bassin versant. Si les deux hypothèses sont prises en compte, alors ϵ moyen sur le bassin versant s'écrit [*Granger* et al., 1996] :

$$\langle \epsilon \rangle = \frac{\Lambda}{\rho} \cdot \left[\frac{\langle P_0 \rangle}{\langle C \rangle} - \lambda \right] \tag{5.3}$$

Les valeurs entre $\langle\rangle$ sont les valeurs moyennes de chaque grandeur.

e - Détermination de $C(^{10}Be)$: échantillonnage et traitement

La figure 5.30 résume le protocole suivi pour mesurer $C(^{10}Be)$ de chaque échantillon. Les broyages, tamisages et séparations magnétiques ont été effectués dans l'atelier de préparation des échantillons du département de géologie de l'université du Chili à Santiago, sous la tutelle de Juan Vargas. La préparation chimique, de la décarbonatation au scellage du creuset s'est effectuée au LMTG, Toulouse, France sous la tutelle de Vincent Regard et Christelle Lagane. Les analyses par l'AMS (spectometrie de masse par accélérateur) ont été réalisées avec la machine ASTER au CEREGE ($http://www.cerege.fr/$). les échantillons CLA2, CLA4, SPW1, SPW2, TU1 et TU2 ont subi toute la préparation chimique au CEREGE.

5.6.2 Résultats et analyses géochronologiques

Nous avons réalisé un profil en profondeur sur chacune des terrasses principales du piémont de Las Tunas. De plus, 4 échantillons de surface provenant d'une part d'une des mesetas au sud du piémont (SPW1 et SPW2) et d'autre part de l'amont de T2 à l'apex du piémont (TU1 et TU2) ont été traités. Deux échantillons de sable pris dans la rivière du rio Santa Clara (CLA2 et CLA4) ont également été analysés. Enfin, deux échantillons de tuf, un trouvé dans les sédiments du pli Perral (TUF1) et l'autre dans la série sédimentaire de la Formation Las Tunas (TUF4) ont été datés par Ar/Ar. La localisation des échantillons est indiquée sur les figures 5.8 et 5.11. La table 5.2 récapitule et détaille l'ensemble des échantillons traités dans cette étude.

a - Détermination du taux d'érosion moyen dans le bassin-versant de Santa Clara

Le taux d'érosion moyen du bassin versant du rio Santa Clara peut être déterminé en utilisant l'équation 5.3 avec $C(^{10}Be)$ des sables de rivière des échantillons CLA4 et CLA2. Chaque échantillon est représentatif d'une aire drainée propre, de laquelle provient les grains de sables le constituant. Afin d'appliquer l'équation 5.3, un taux de production moyen de chaque échantillon a été calculé sur l'aire drainée lui correspondant en utilisant l'hypsométrie de celle-ci. $\langle P_0 \rangle$ de CLA2 est évalué à 21,3 $at\,g^{-1}\,an^{-1}$ et $\langle P_0 \rangle$ de CLA4 à 20,3. Le taux d'érosion moyen de l'aire drainée par CLA2 est alors estimé à 1,1 . $10^{-4} +/- 6.10^{-6}\ m\,an^{-1}$. Le taux d'érosion moyen de l'aire drainée par CLA4 est estimé à 1,0 . $10^{-4} +/- 7.10^{-6}\ m\,an^{-1}$. On peut donc

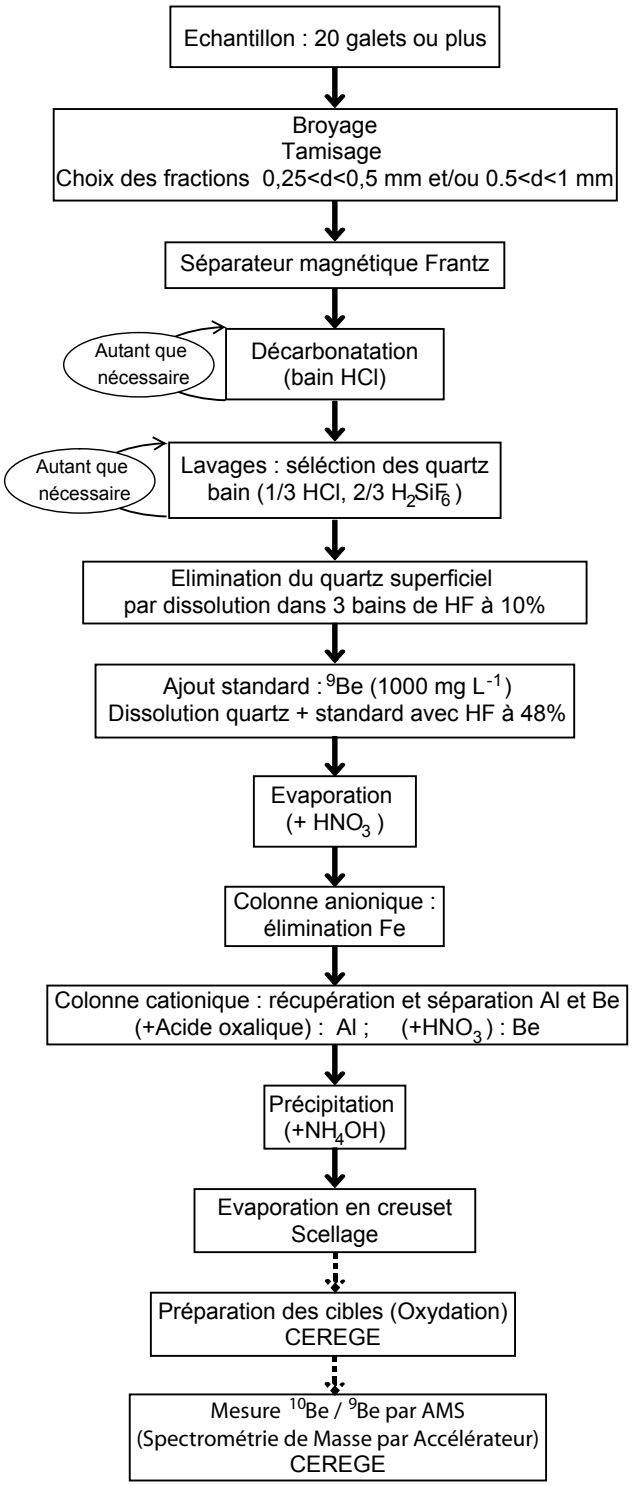


FIGURE 5.30 – *Résumé schématique du protocole utilisé pour la préparation des échantillons. La majorité des échantillons de cette étude a été préparée à l'Université du Chili puis au LMTG jusqu'au scellage des creusets avant d'être envoyée au CEREGE pour les dernières étapes.*

Nom	localisation	description	latitude (deg.)	longitude (deg.)	altitude (m)	coef Shielding	profondeur (m)	quantité	P_0 (at.g^{-1}a^{-1})	[^{10}Be] erreur (10^{5}at.g^{-1})	[^{10}Be] (10^{5}at.g^{-1})
RIM18	T1	galets, diametres 3 cm - 7cm	33,316	69,421	2048	0,997	0	19 éléments	17,3	0,34	2,86
RIM28	T1	galets, diametres 3 cm - 7cm	33,316	69,421	2048	0,997	0	>25 éléments	17,3	0,42	2,73
RIM20	T1	galets, diametres 3 cm - 7cm	33,316	69,421	2048	0,997	0,2	>25 éléments	17,3	0,19	1,50
RIM22	T1	galets, diametres 3 cm - 7cm	33,316	69,421	2048	0,997	0,5	>25 éléments	17,3	0,32	1,84
RIM23	T1	galets, diametres 3 cm - 7cm	33,316	69,421	2048	0,997	0,7	>25 éléments	17,3	0,20	1,36
RIM24	T1	galets, diametres 3 cm - 7cm	33,316	69,421	2048	0,997	0,9	>25 éléments	17,3	0,23	1,38
RIM27	T1	galets, diametres 3 cm - 7cm	33,316	69,421	2048	0,997	1,7	>>25 éléments	17,3	0,04	0,98
RIM15	T1	galets, diametres 3 cm - 7cm	33,316	69,421	2048	0,997	3,4	>25 éléments	17,3	0,03	0,54
RIM16	T1	galets, diametres 3 cm - 7cm	33,316	69,421	2048	0,997	3,8	>25 éléments	17,3	0,01	0,25
RIM35	T2	sables	33,314	69,415	2070	1	0,1	environ 3 kg	17,6	0,27	2,19
RIM36	T2	sables	33,314	69,415	2070	1	0,2	environ 3 kg	17,6	0,39	2,18
RIM37	T2	sables	33,314	69,415	2070	1	0,34	environ 3 kg	17,6	0,32	2,14
RIM38	T2	sables	33,314	69,415	2070	1	0,5	environ 3 kg	17,6	0,26	2,60
RIM39	T2	sables	33,314	69,415	2070	1	0,7	environ 3 kg	17,6	0,17	2,55
RIM40	T2	sables	33,314	69,415	2070	1	0,91	environ 3 kg	17,6	0,16	2,41
RIM43	T2	sables	33,314	69,415	2070	1	2,2	environ 4 kg	17,6	0,09	2,09
RIM5	T3	graviers, diametres 1 cm - 5cm	33,306	69,412	2106	1	0,1	11 éléments	18,0	2,03	61,53
RIM6	T3	graviers, diametres 1 cm - 5cm	33,306	69,412	2106	1	0,26	13 éléments	18,0	2,07	62,88
RIM8	T3	graviers, diametres 1 cm - 5cm	33,306	69,412	2106	1	0,55	20 éléments	18,0	1,98	61,38
RIM9	T3	graviers, diametres 1 cm - 5cm	33,306	69,412	2106	1	0,7	18 éléments	18,0	2,41	73,47
RIM12	T3	galets, diametres 5 et 8 cm	33,306	69,412	2106	1	1,03	2 éléments	18,0	1,31	39,05
RIM11	T3	graviers, diametres 1 cm - 5cm	33,306	69,412	2106	1	1,3	8 éléments	18,0	1,43	39,57
RIM13	T3	galets, diametres 1 cm - 10cm	33,306	69,412	2106	1	1,55	17 éléments	18,0	1,20	35,27
CLA2	amont cours Sta. Clara	sables	33,278	69,549	2498	1	0	environ 4 kg	21,3	0,10	1,14
CLA4	avalcours Sta. Clara	sables	33,286	69,475	2222	1	0	environ 4 kg	20,3	0,14	1,22
TU1	T2 apex fan	quartz filonien	33,301	69,458	2205	0,996	0	150 g	19,1	0,15	2,88
TU2	T2 apex fan	quartz filonien (à 10m de TU1)	33,301	69,458	2205	0,996	0	750 g	19,1	0,13	3,94
SPW1	mesetas	quartz filonien	33,419	69,379	1755	1	0	> 500g	14,3	0,56	18,58
SPW2	mesetas	graviers: diametres 0,2 à 1cm	33,419	69,379	1755	1	0	> 50	14,3	0,48	11,35
TUF1	pli Perral	Tuf (biotites)	33,358	69,181	1152						
TUF4	s. sédim. F. Las Tunas	Tuf (amphiboles)	33,359	69,379	1799						

TABLE 5.2 – *Nature et lcoalisation des échantillons traités. Le taux de production à la surface P_0 et le coefficient de shielding ont été calculés avec le logiciel Cronus (http ://hess.ess.washington.edu/), Balco* et al. *[2008].*

conclure que le taux d'érosion moyen sur le bassin versant du Santa Clara est équivalent à 0,1 $mm\,an^{-1}$.

b - Apex de T2 dans le piémont

FIGURE 5.31 – *Photographie du site d'échantillonnage de TU1 (photographie E.Pepin, 2008). TU1 (comme TU2) est un filon de quartz inséré dans une roche métamorphique affleurantà la surface d'une terrasse d'abrasion.*

Les échantillons TU1 et TU2 ont été prélevés dans le piémont de Las Tunas, sur des roches métamorphiques possédant des filons de quartz comme l'illustre la figure 5.31. Ces roches font partie d'une surface d'abrasion qui forme l'apex de la terrasse T2 à la transition montagne piémont. On y devine des paléo-chenaux, creusés lorsque le rio coulait sur ce niveau. Vers l'aval du piémont, la surface T2 se couvre rapidement de galets roulés et devient une surface purement alluviale. Seul l'apex de T2, à l'embouchure des rios Santa Clara et Las Tunas, présente cet affleurement de roches métamorphiques incisé par le rio Santa Clara qui coule à plus de 80 m en contrebas.

L'héritage de ces échantillons peut être estimé comme nul ou négligeable étant donné qu'ils proviennent directement d'une roche en place. Le taux d'érosion moyen ϵ peut lui aussi être estimé comme négligeable. En effet, la présence de reliques de paléo-chenaux montre que la morphologie de la surface a été préservée depuis son abandon par le rio. il est donc possible de déterminer l'âge d'abandon de l'apex de la surface T2 en utilisant l'équation 5.2. Cet âge est évalué à 15100 ans ($+/-$ 800 ans) pour l'échantillon TU1 et 20700 ans ($+/-$ 700 ans) pour TU2.

c - Terrasse T1

La datation de la terrasse T1 par les cosmonucléides a été réalisée à partir de la méthode du "profil en profondeur" de *Siame* et al. [2004]. Un échantillonnage en profondeur a été réalisé comme le montre la figure 5.32. Dans cette tranchée de 2 m de profondeur, la sédimentologie est homogène et constituée d'éléments représentatifs de la couverture alluviale T1 présentée ultérieurement (voir figure 5.14). Au delà de 2 m de profondeur, l'échantillonnage a été fait sur une falaise fraichement mise à jour (voir figure 5.14). La figure 5.33 présente le profil de concentration en ^{10}Be versus la profondeur.

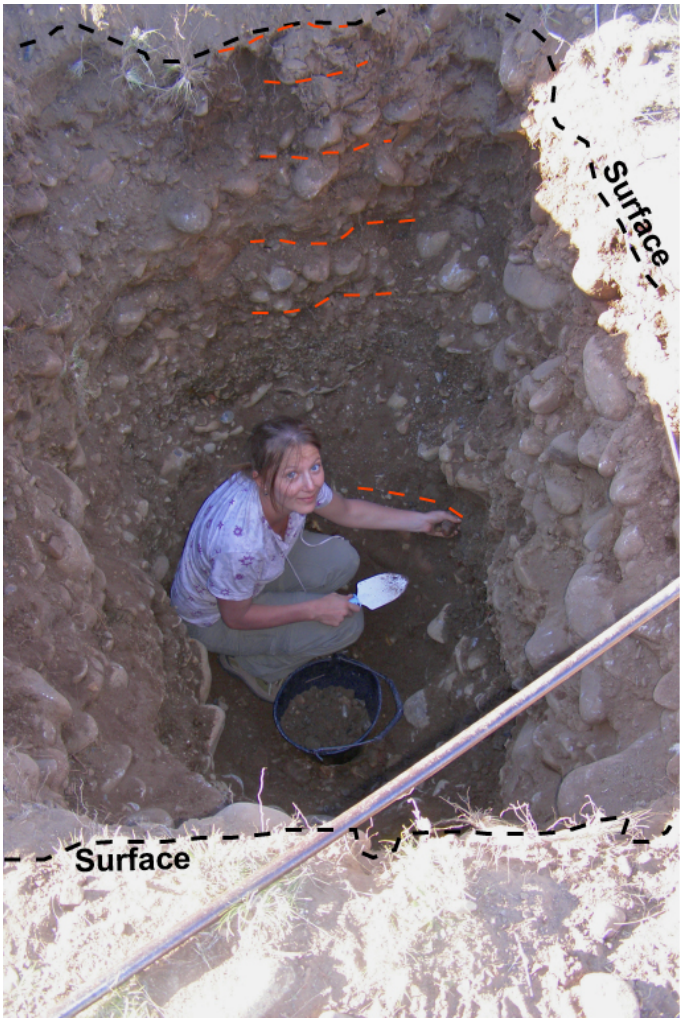


FIGURE 5.32 – *Echantillonnage de T1 pour effectuer un profil en profondeur. Les lignes pointillées oranges indiquent les profondeurs des échantillons traités (cf. table 5.2. Le plus profond est à environ 1,7 m (photographie M. Farias, 2008).*

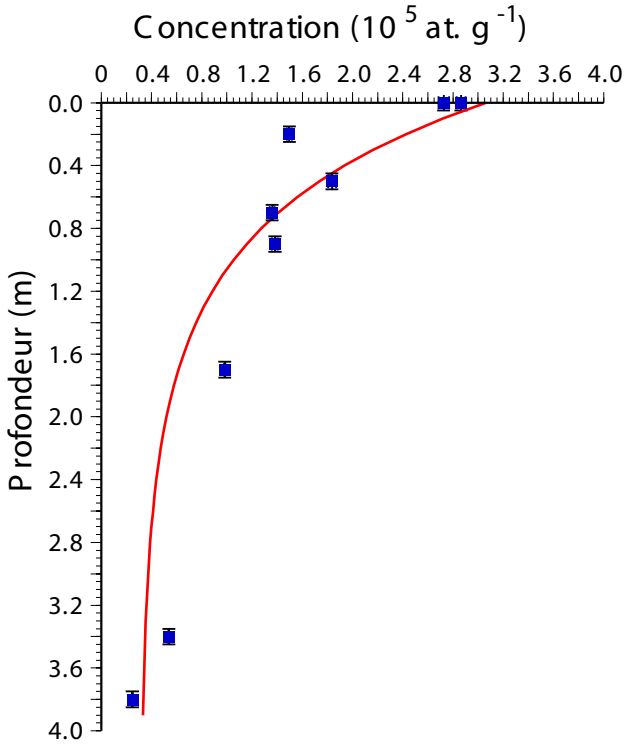


FIGURE 5.33 – *Profil de concentration en ^{10}Be versus la profondeur de la terrasse T1. Le profil rouge représente la courbe exponentielle qui modélise le mieux les données (t = 29500 ans , ϵ = 0,035 $mm\,an^{-1}$ et C_0 = 25000 $at\,g^{-1}\,an^{-1}$).*

Sur ce profil, il est possible d'évaluer l'héritage moyen directement. Celui-ci est donné par la valeur de la concentration en ^{10}Be à 4 m de profondeur d'après la méthode d' *Anderson* et al. [1996] présentée fig. 5.29. L'héritage moyen des galets de T1 est donc évalué à 25000 atg^{-1}. En utilisant cet héritage et la méthode du χ^2 de *Siame* et al. [2004] dont les résultats sont présentés dans la figure 5.34, les couples (ϵ,t) les plus probables ont été évalués. Ceux-ci se situent dans la zone courbe (ou banane) des χ^2 les plus faibles. L'âge de T1 est donc compris entre 50000 ans et 10000 ans, son taux d'érosion entre 0 et 0,05 $mm\,an^{-1}$.

Comme la terrasse T1 est postérieure à l'abandon de l'apex de T2, l'âge maximum de l'abandon de T1 est aux alentours de 15000 à 20000 ans selon que l'on considère les âges donnés par TU1 ou TU2. Enfin, le taux d'érosion moyen de T1 le plus probable par rapport à ces âges est compris entre 0 et 0,02 $mm\,an^{-1}$ (figure 5.34). Ce taux d'érosion très faible est cohérent avec le reste de barres de galets rappelant la morphologie du lit d'une rivière en tresses encore visible sur T1, ce qui souligne la faiblesse de l'érosion postérieure à l'abandon de T1.

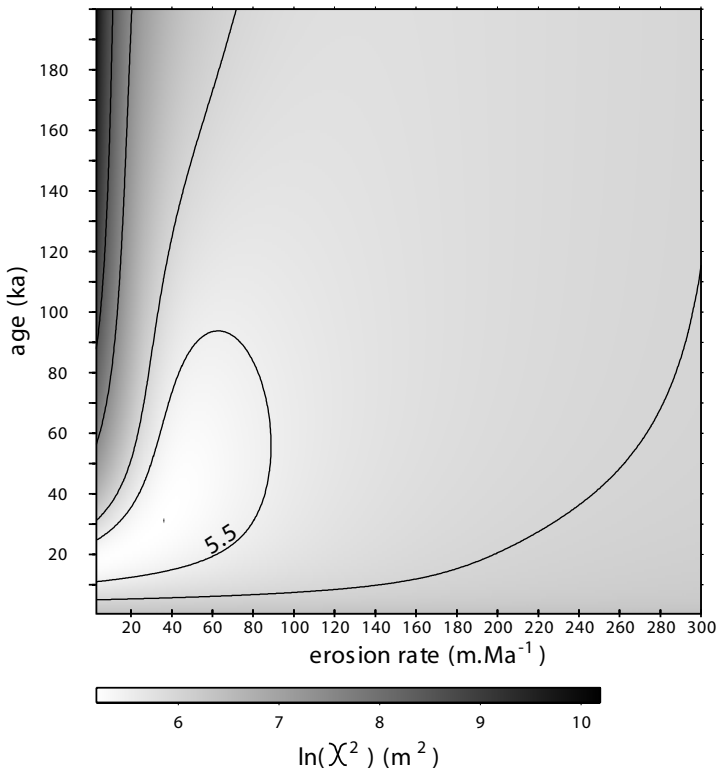


FIGURE 5.34 – *Graphique du χ^2 correspondant au profil de T1. Les χ^2 les plus faibles déterminent les couples (ϵ,t) les plus probables.*

d - Terrasse T2

La terrasse T2 à été échantillonnée au niveau d'une quebrada (thalweg) située au centre de la terrasse nord de T2 (cf. fig. 5.11). Cette quebrada a probablement été incisée lors de violents orages. Les sédiments qui caractérisent les deux premiers mètres de profondeur de la nappe alluviale affleurant sur les flancs de la quebrada sont des sables fins contenant également des grains centimétriques (fig. 5.35). Ce sont typiquement ces sables, présentés précédemment, qui sont décrits comme la Formation El Zampal.

Le profil en profondeur de $C(^{10}Be)$ de la terrasse T2 est présenté dans la figure 5.36. le graphique montre que les concentrations en ^{10}Be ne suivent pas un profil exponentiel avec la profondeur mais s'organise en deux couches bien marquées. La première, superficielle, entre 0 et 0,5 m de profondeur (nommée c_1), présente des $C(^{10}Be)$ constantes. La deuxième plus profonde, de 0,5 à 2,2 m (nommée c_2), limite de nos mesures, présente des $C(^{10}Be)$ plus élevées, relativement constantes, qui diminuent très légèrement pour les échantillons profonds.

FIGURE 5.35 – *Echantillonnage de T2 pour effectuer un profil en profondeur. Les lignes pointillées orange indiquent les profondeurs des échantillons de sables traités (cf. table 5.2). Le point le plus profond est à 2,2 m (photographie E. Pepin, 2008).*

L'organisation du profil en deux couches c_1 et c_2 atteste des remobilisations et resédimentations des sables sur cette surface. En effet, ce sont des processus de mélange, sur les premiers mètres de la surface T2 qui sont à l'origine de la forme du profil.

La couche c_1 étant remobilisée, il a été testé dans un premier temps quel pouvait être l'âge de la couche c_2 en considérant qu'elle suit un profil exponentiel et qu'elle a toujours été à la même profondeur depuis sa mise en place. L'héritage moyen est approché par la concentration de l'échantillon le plus profond. Ainsi, C_0 = 200000 $at\,g^{-1}\,an^{-1}$. Dans ces conditions, le meilleur couple est obtenu pour t = 2600 ans , ϵ

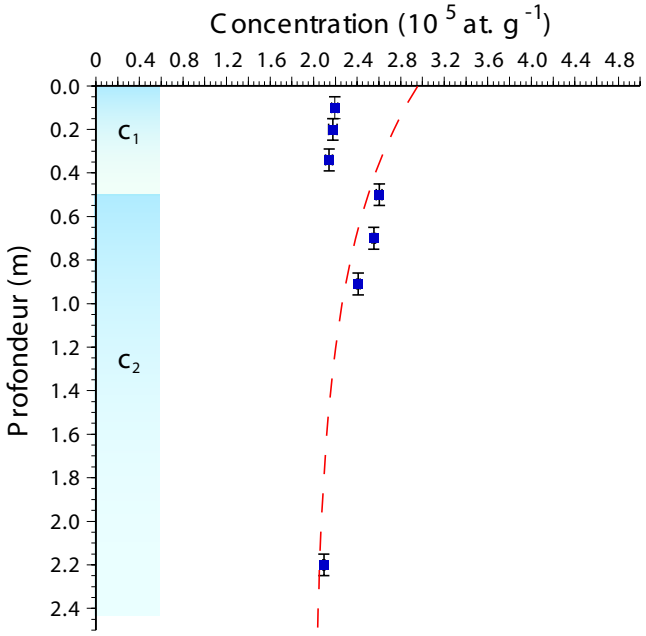


FIGURE 5.36 – *Profil des concentrations en ^{10}Be versus profondeur de la terrasse T2. Les données ne s'alignent pas sur un profil exponentiel mais sont représentatives de zones de mélange. Les deux couches de mélanges sont notées c_1 et c_2. Le profil pointillé rouge correspond au modèle exponentiel pour lequel seule la couche c_2 est considérée, avec pour paramètres : t = 2600 ans , ϵ = 0,1 $mm\ an^{-1}$ et C_0 = 200000 $at\ g^{-1}\ an^{-1}$*

= 0,1 $mm\,an^{-1}$. Ces valeurs paraissent irréalistes au vu des âges obtenus pour T1 et les échantillons TU1 et TU2 à l'apex de T2 qui sont de l'ordre de 20 ka.

Il n'est donc pas justifié d'utiliser la méthode du χ^2 de *Siame* et al. [2004] qui se base sur la modélisation du profil en profondeur par une exponentielle décroissante pour T2. Une autre méthode d'évaluation des âges d'abandon des terrasses prenant en compte les couches de mélange est présentée ci-après.

En se basant sur la "mixing méthode" d' *Anderson* et al. [1996], nous avons déterminé une concentration moyenne de mélange qui nous a permis d'évaluer un âge moyen de chaque couche en faisant des hypothèses sur ϵ et C_0.

La concentration moyenne de mélange d'une couche de sédiments entre les profondeurs H_1 et H_2, notée $\bar{C}$ est définie comme la moyenne des concentrations $C(x,t)$ du profil entre ces deux profondeurs. Elle est exprimée par l'équation 5.4 qui est l'intégrale de l'équation 5.2 moyennée sur la profondeur considérée (Voir l'équation 5.2 pour les différents paramètres).

$$\bar{C}(t) = \frac{1}{H_2 - H_1} \int_{H_1}^{H_2} \left[C_0 \cdot e^{-\lambda t} + \frac{P_0}{\lambda + \frac{\epsilon\rho}{\Lambda}} \cdot (1 - e^{-(\lambda + \frac{\epsilon\rho}{\Lambda})\,t}) \cdot e^{-\frac{\rho x}{\Lambda}} \right] dx \tag{5.4}$$

Si l'on résout cette équation on obtient $\bar{C}$ indépendant de x présentée dans l'équation 5.5 :

$$\bar{C}(t) = C_0 \cdot e^{-\lambda t} + \frac{P_0 \cdot (e^{-\frac{H_1\rho}{\Lambda}} - e^{-\frac{H_2\rho}{\Lambda}})}{(\lambda + \frac{\epsilon\rho}{\Lambda}) \cdot \frac{(H_2 - H_1)\rho}{\Lambda}} \cdot (1 - e^{-(\lambda + \frac{\epsilon\rho}{\Lambda})t}) \tag{5.5}$$

L'équation 5.5 permet donc de relier la moyenne des concentrations en ^{10}Be de la couche comprise entre les profondeurs H1 et H2, avec l'héritage C_0, l'âge t et le taux d'érosion ϵ moyens de la surface T2. La résolution de cette équation en temps est plus facile si l'on élimine la dépendance au temps du terme $C_0 \cdot e^{-\lambda t}$. Pour cela, il est possible de considérer l'équation 5.5' puis de borner le terme d'héritage en fonction de la valeur de t :

$$\bar{C}^*(t) = \bar{C}(t) - C_0 \cdot e^{-\lambda t} = \frac{P_0 \cdot (e^{-\frac{H_1\rho}{\Lambda}} - e^{-\frac{H_2\rho}{\Lambda}})}{(\lambda + \frac{\epsilon\rho}{\Lambda}) \cdot \frac{(H_2 - H_1)\rho}{\Lambda}} \cdot (1 - e^{-(\lambda + \frac{\epsilon\rho}{\Lambda})t}) \tag{5.5'}$$

- Si t est petit alors $\bar{C}^*(t) = \bar{C}(t) - C_0$. $\bar{C}^*(t)$ est donc une une concentration minimale.

– Si t est grand alors $\bar{C}^*(t) = \bar{C}(t)$.

En utilisant ces conditions, l'équation 5.5' peut être résolue et l'âge d'abandon moyen d'une couche de sédiment entre la profondeur H_2 et la surface ($H_1 = 0$), est déterminé par l'équation 5.6 :

$$t = -\frac{1}{\lambda + \frac{\epsilon\rho}{\Lambda}} \cdot ln \left[1 - \frac{\bar{C}^*(\lambda + \frac{\epsilon\rho}{\Lambda}) \cdot \frac{H_2\rho}{\Lambda}}{P_0 \cdot (1 - e^{-\frac{H_2\rho}{\Lambda}})} \right] \tag{5.6}$$

Pour déterminer l'âge de la première couche nommée c_1 sur T2, nous appliquons l'équation 5.6' entre $H_1 = 0\,m$ et $H_2 = 0,34\,m$. L'âge de l'apex de T2 d'environ 20000 ans indique que T2 est une surface jeune, l'héritage C_0 doit donc être pris en compte dans le calcul de $\bar{C}^*(t)$.

L'héritage C_0 de ce profil peut être défini comme une valeur approchant la valeur de la concentration de l'échantillon le plus profond. C_0 du profil T2 est donc évalué à $180000 \leq C_0 \leq 200000 at\ g^{-1}$. Cette hypothèse permet directement de définir c_1 comme quasi actuelle puisque $C\left[^{10}Be\right]$ de c_1 est proche de C_0. Enfin, sans indication supplémentaire, le taux d'érosion, ϵ, varie entre 0 et 0,1 $mm\ an^{-1}$ pour définir la plage d'âge possible. Sous ces hypothèses l'âge de la couche c_1 de T2 est donné dans la table 5.3 et peut donc être évalué à environ 3000 ans si l'on considère l'héritage C_0 = 180 000 $at\ g^{-1}$.

ϵ ($mm\ an^{-1}$)	$C_0 = 180000\ at\ g^{-1}$	$C_0 = 200000\ at\ g^{-1}$
0	2800 ans	1300 ans
0.1	3700 ans	1400 ans

TABLE 5.3 – *Age de c_1 du profil T2 en fonction des hypothèses sur C_0 et ϵ*

Le calcul de l'âge de la couche c_2 nécessite de prendre en considération le fait qu'avant le dépôt de c_1, cette couche était très certainement située à la surface. La concentration moyenne de mélange de la couche c_2 est donc définie par l'équation 5.7 avec t_2, l'âge de la couche c_2 et t_1, l'âge de mise en place de la couche c_1 (environ 3000 ans). On note H_2' la profondeur maximum de la couche c_2 avant déposition de la couche c_1 et ΔH la différence de profondeur $H_2 - H_1$:

$$\bar{C}^* = \frac{P_0}{(\lambda + \frac{\epsilon\rho}{\Lambda})\frac{\Delta H t_0 \rho}{\Lambda}} \left[(1 - e^{-\frac{H_2'\rho}{\Lambda}}) \int_{t_1}^{t_0} (1 - e^{-(\lambda + \frac{\epsilon\rho}{\Lambda})t}) dt + (e^{-\frac{H_1\rho}{\Lambda}} - e^{-\frac{H_2\rho}{\Lambda}}) \int_0^{t_1} (1 - e^{-(\lambda + \frac{\epsilon\rho}{\Lambda})t}) dt \right] \tag{5.7}$$

La résolution de cette équation aboutit à une équation non linéaire en t_0 de la forme :

$$\alpha t_0 + \beta e^{-at_0} + \gamma = 0 \tag{5.8}$$

Avec α, β, a et γ des constantes dépendant de ϵ, ρ, λ, H_1, H_2, t_1 , C_0, Λ, P_0 et $\bar{C}$. Les solutions de l'équation 5.8 peuvent être déterminées graphiquement comme le montre la figure 5.37.

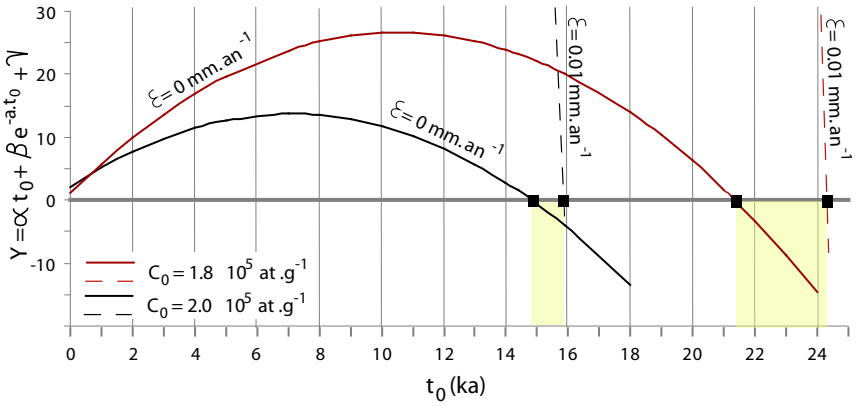


FIGURE 5.37 – *Résolution graphique de l'équation 5.8 pour la couche c_2 de T2. Les solutions sont les valeurs de t_0 lorsque l'ordonnée est nulle. Les différentes courbes représentent les différentes valeurs de C_0 et ϵ. t_1 = 3000 ans dans ces courbes. Ici on obtient donc $15 < t_0 < 16$ ka pour C_0 = $2.10^5 at\ g^{-1}$ et $21 < t_0 < 24$ ka pour C_0 = $1.8\ 10^5 at\ g^{-1}$*

L'âge de la couche c_2 de T2 déterminée à partir de l'équation 5.7 et des graphes de la fig. 5.37 est donc compris entre 15 et 24 ka selon les valeurs d'héritage et de taux d'érosion considérées.

L'analyse du profil en profondeur de T2 aboutit ainsi aux résultats suivants :

- La terrasse T2 est constituée d'une première couche superficielle récente (environ 3000 ans) d'environ 0,4 m (c_1). Elle s'est mise en place au cours de remaniements superficiels qui n'ont sans doute rien à voir avec l'âge de la nappe alluviale qui constitue la terrasse T2.
- Cette dernière repose sur une couche s'étendant de 0,5 m à 2,2 m de profondeur au moins datant d'environ 20000 ans (c_2).

Ces résultats sont en accord avec les âges de T1 et de l'apex de T2. Il semble alors que l'hypothèse d'un héritage à environ 180 000 $at\ g^{-1}$ ne soit pas irréaliste.

e - Terrasse T3

FIGURE 5.38 – *Echantillonnage de T3 pour effectuer un profil en profondeur. Les lignes pointillées orange indiquent les profondeurs des échantillons traités (cf. table 5.2). Le plus profond est à 1,55 m (photographie R. Charrier, 2008).*

La tranchée d'échantillonnage de la terrasse T3 est représentée sur la figure 5.38. Sur 2 m de profondeur, les sédiments de T3 sont constitués de galets très altérés, pour certains carbonatés. La lithologie est homogène sur les 2 m échantillonnés. Le profil "concentration versus profondeur" est présenté dans la figure 5.39. Comme pour la terrasse T2, ce profil n'a pas une forme exponentielle décroissante mais il est constitué de deux couches distinctes. La première superficielle, c_{1T3}, de 0 à 0,7 m, la deuxième en profondeur, c_{2T3}, de 1,0 à 1,55 m.

la méthodologie utilisée pour déterminer les âges des deux couches de T3 est donc celle utilisée pour T2. Les concentrations relevées sur cette terrasse sont

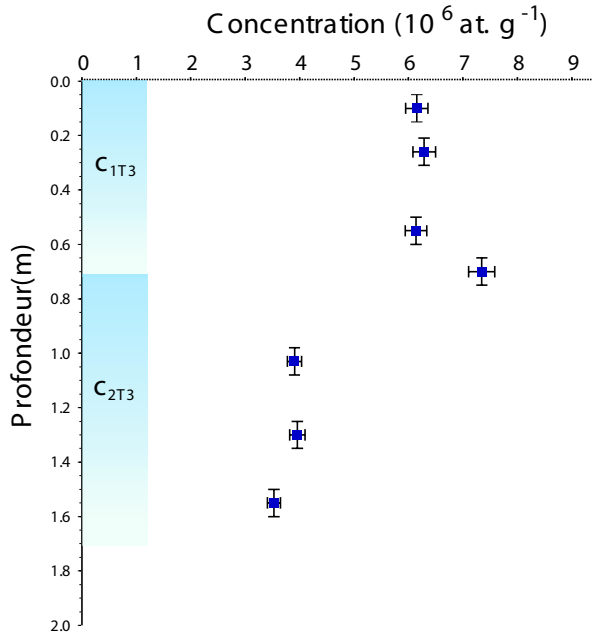


FIGURE 5.39 – *Profil de concentration en ^{10}Be versus profondeur de la terrasse T3. Comme pour la terrasse T2, le profil n'a pas une forme exponentielle mais s'organise en deux couches de mélange c_1T3 et c_2T3.*

élevées (supérieures à $3.10^6 at\ g^{-1}$). Elles attestent d'âges anciens et d'un héritage négligeable sur cette terrasse. Comme pour la terrasse T2, il n'existe pas d'indication pour émettre une hypothèse sur la valeur du taux d'érosion ϵ. Il est considéré comme nul. Les âges calculés sont donc des âges minimum.

L'âge de la couche c_{1T3} est déterminé en utilisant l'équation 5.6' entre $H_1 = 0\,m$ et $H_2 = 0,7\,m$. Ainsi, la résolution de l'équation indique que le couche superficielle de T3 a au moins 720 000 ans (+/− 20 000 ans).

Le calcul de l'âge de la couche c_{2T3} reprend les équations 5.7 et 5.8 avec t_1 égale à 720000 ans. La figure 5.40 présente la solution graphique de ces équations. L'âge minimum de la couche en profondeur de T3 déterminé avec la concentration de mélange et la résolution graphique est d'environ 1 220 000 ans (+/− 30 000 ans).

Enfin, il est possible de calculer un âge moyen de la terrasse T3 en ne considérant qu'une seule couche de 0 à 1,55 m et en appliquant l'équation 5.6' entre $H_1 = 0\,m$ et $H_2 = 1,55\,m$. Sous ces conditions, l'âge moyen minimum de T3 est d'environ 1 050 000 ans (+/− 30 000 ans).

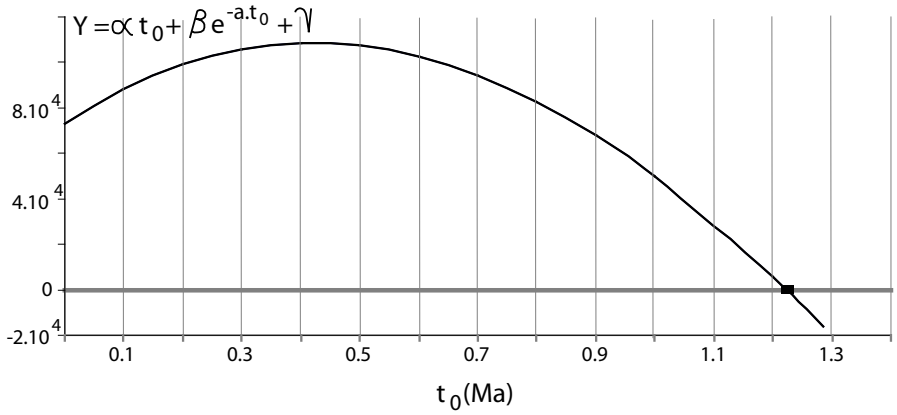


FIGURE 5.40 – *Résolution graphique de l'équation 5.8 pour la couche c_{2T3} de T3. ϵ = 0 et C_0 est négligeable. t_1 = 720 000 ans. La solution de l'équation avec ces paramètres est donnée par t_0 lorsque l'ordonnée de la courbe est nulle. Ici t_0 = 1,22 Ma.*

La terrasse T3 est donc constituée de deux couches de mélange distinctes. La première (c_{1T3}), de 0 à 0,7 m, s'est mise en place depuis au moins 720 000 ans. La seconde (c_{1T3}), comprise entre 1 m et au moins 1,55 m, date au moins de 1,2 Ma.

f - Les mesetas au sud de Las Tunas

Les échantillons SWP1 et SPW2 ont été prélevés sur une meseta basse au sud du piémont de Las Tunas. L'échantillon SWP1 est un filon de quartz qui provient d'une roche métamorphique visible sur la figure 5.41. Sur cette surface plane, on trouve également des galets roulés et des graviers épars. L'échantillon SWP2 provient du même endroit mais est constitué de graviers.

Tout comme les échantillon TU, l'héritage de l'échantillon SPW1, en place dans la roche peut être estimé à 0. Le taux d'érosion ϵ est considéré comme nul afin de définir un âge minimum d'exposition (voir fig. 5.28). Sous ces hypothèses, l'âge minimum de la surface plane est évalué à environ 134 000 ans ($+/-$ 4000 ans). De la même manière, l'âge minimum SPW2 est évalué à environ 81 000 ans ($+/-$ 4000 ans).

FIGURE 5.41 – *Echantillonnage de SPW1 sur une meseta. Noter la surface plane et en fond d'autres mesetas plus élevées. L'échantillon SPW1 a été prélevé sur un affleurement de roche métamorphique avec filon de quartz. Les graviers de l'échantillon SPW2 ont été échantillonnés à quelques mètres de SPW1 (photographie E. Pepin, 2009).*

g - L'âge des tufs inter stratifiés dans les sédiments

Les datations Ar/Ar des deux échantillons de tuf TUF1 et TUF4 ont été effectuées par les laboratoires du SERNAGEOMIN (SErvice NAtional de GEologie et MINe du Chili) à Santiago du Chili. Le service a effectué des analyses de "step heating" et d'isochrone sur des biotites pour le TUF1 et des amphiboles pour le TUF4. Aucun excès d'Ar n'a été détecté sur les deux échantillons. Le TUF1 a été analysé en une fois alors que le TUF4 a été passé en deux séries. Les biotites et amphiboles ont été séparées par Juan Vargas du Département de Géologie de l'Université du Chili à Santiago.

L'analyse du tuf TU4 est présentée par la figure 5.43. Cette figure présente les diagrammes des âges plateaux de chacune des deux séries analysée pour cet échantillon et le diagramme de probabilité correspondant aux deux séries. Les âges sont

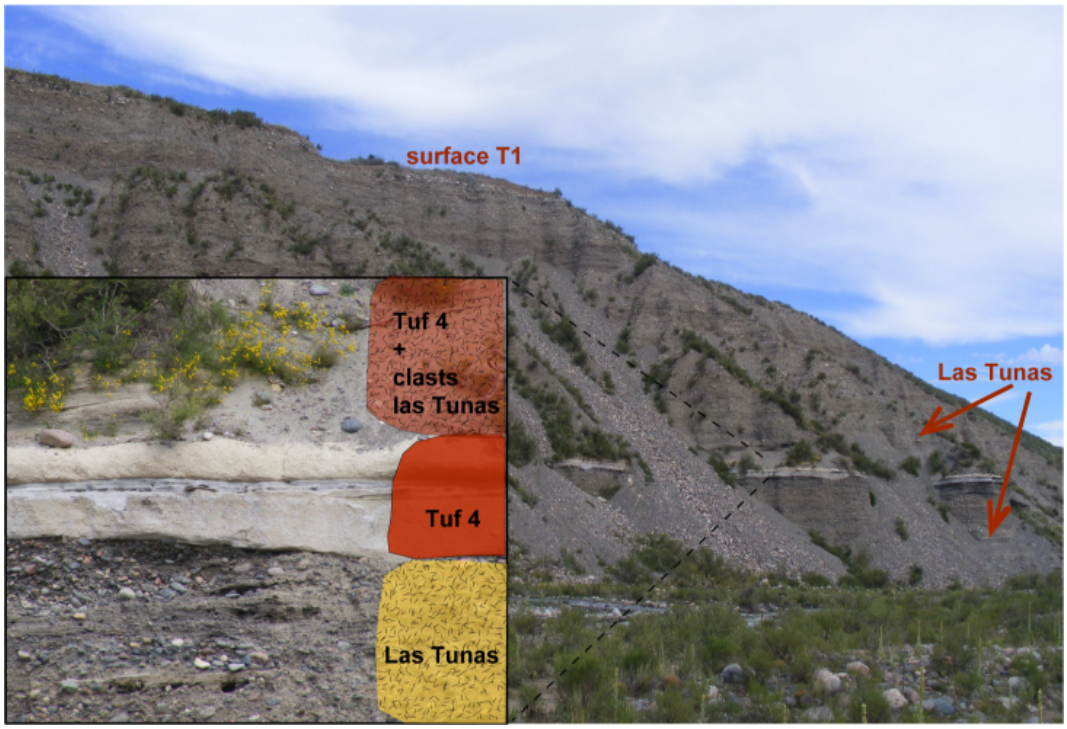


FIGURE 5.42 – *Le Tuf 4 intercalé dans les séries sédimentaires de Las Tunas. (Photographie V. Garcia 2009). La localisation de TUF4 est indiquée sur les figures 5.8 et 5.11*

compris entre 0,5 $+/-\ 0.2$ et 0,8 $+/-\ 0,4\ Ma$. L'analyse isochrone combinée a quant à elle donné un âge de 0,6 $+/-\ 0,2\ Ma$. Au vu de ces résultats, l'âge du tuf TUF4 est donc évalué à 0,6 $+/-\ 0,2\ Ma$. Ce tuf est intercalé dans les séries sédimentaires correspondant au dépôt de Las Tunas sous la nappe alluviale de T1 comme l'illustre la figure 5.42. La formation de Las Tunas qui forme le remplissage sédimentaire sur lequel se sont déposés T1 et T2, s'est mis en place il y à 600 000 ans. Nous n'avons cependant pas d'indication sur le début de la sédimentation de Las Tunas dans le piémont, la fin de la sédimentation est quant a elle antérieure à 20000 ans d'après l'âge de la terrasse T2.

Le tuf TU1 a été échantillonné dans un affleurement situé au front de l'anticlinal Perral. L'affleurement est constitué d'une alternance de conglomérats et de sables dans lesquels s'intercalent ce niveau de tuf épais de plusieurs mètres comme le montre la figure 5.44. L'analyse des biotites a évalué un âge plateau à 8,7 $+/-\ 0,2$ Ma ($MSWD = 0,54$) et un âge isochrone de 8,3 $+/-\ 0,15\ Ma$ ($MSWD = 0,58$). Il correspond donc au tuf de la formation Angostura décrite par *Polanski* [1963], et daté par *Irigoyen* et al. [2002] à l'$^{40}Ar/^{39}Ar$ sur des biotites entre 9,5 et 8,6 Ma.

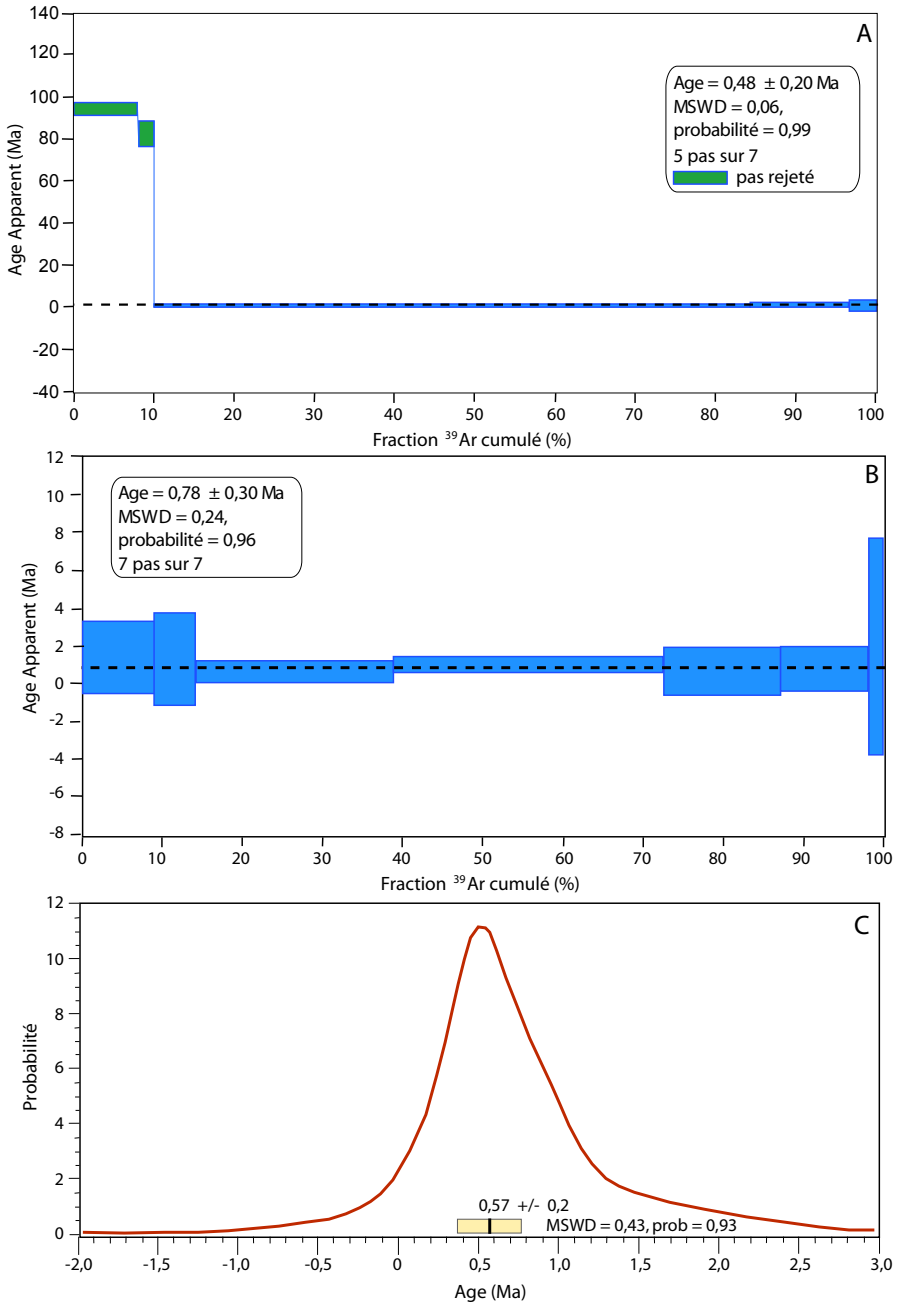


FIGURE 5.43 – *Diagrammes d'analyses de TUF4. A. Plateaux de la première série, âge plateau estimé à 0,48 +/− 0,2 Ma. B. Plateaux de la deuxième série, âge plateau estimé à 0,78 +/− 0,3 Ma. C. diagramme de probabilité des âges pour les deux séries combinées, l'âge isochrone combiné est estimé à 0,57 +/− 0,2 Ma.*

FIGURE 5.44 – *Le Tuf TU1 est situé dans le pli el Perral. l'affleurement mesure plusieurs mètres de hauteur (photographie E. Pepin 2008). Voir figure 5.8 pour la localisation*

5.7 Résumé et interprétation

La terrasse T3 s'est mise en place il y a au moins 1,2 Ma. Elle a subi un remaniement superficiel qui a abouti au dépôt de son actuelle couche superficielle (de 0 à 0,7 m) depuis au moins 720 000 ans.

Les âges des terrasses T1 et T2 sont équivalents. La terrasse T2 (en forme de cône bombé) a été abandonnée par le rio aux alentours de 20000 ans comme en atteste la datation de l'échantillon TU1. L'incision de T2 et la création de la terrasse T1 ont été très vite suivies de l'incision et donc de son abandon par le rio de T1 évaluée à environ 20 ka par nos datations au ^{10}Be . Alors que le profil de la terrasse T1 (composée de galets roulés) a une forme exponentielle qui atteste de la stabilité de cette terrasse, la couche superficielle de T2 composée de sables fins a été remaniée jusqu'à un âge récent évalué à environ 3000 ans. Ces deux terrasses reposent sur un même substrat sédimentaire : la Formation Las Tunas, visible sur les flans des falaises de la vallée du rio Las Tunas. Cette formation lithologique commune ainsi que la rapidité d'incision des deux terrasses prouvent que ces deux niveaux de terrasses sont étagés.

Le Tuf TUF4 s'est mis en place pendant le dépôt de la formation Las Tunas qui forme le remplissage sur lequel reposent les deux niveaux de terrasse T1 et T2. Ce tuf est daté à 600 000 ans. A cette période la formation Las Tunas se déposait donc dans le piémont après incision de T3.

La déposition de la formation Las Tunas est donc postérieure à l'abandon de la terrasse T3 qui date d'au moins 720 000 ans. La formation Las Tunas et les terrasses T1 et T2 sont donc emboitées dans la terrasse T3. L'histoire et l'organisation géomorphologique des terrasses sont résumées par la figure 5.45 et la table 5.4.

Les mesetas les moins soulevées au sud du piémont de Las Tunas ont plus de 100 000 ans. Elles peuvent avoir été formées en relation avec le niveau de base du rio Las Tunas à une époque antérieure à 100 000 ans où elles étaient au niveau du piémont. Elles ont ensuite été soulevées et abandonnées par le rio.

Le taux d'érosion moyen du bassin versant de Santa Clara est d'environ 0,1 $mm\,an^{-1}$. Enfin, dans le piémont, la surface T2 possède un taux d'érosion faible, inférieur à 0,02 $mm\,an^{-1}$ (cette valeur est représentative du centre du bombement de T2).

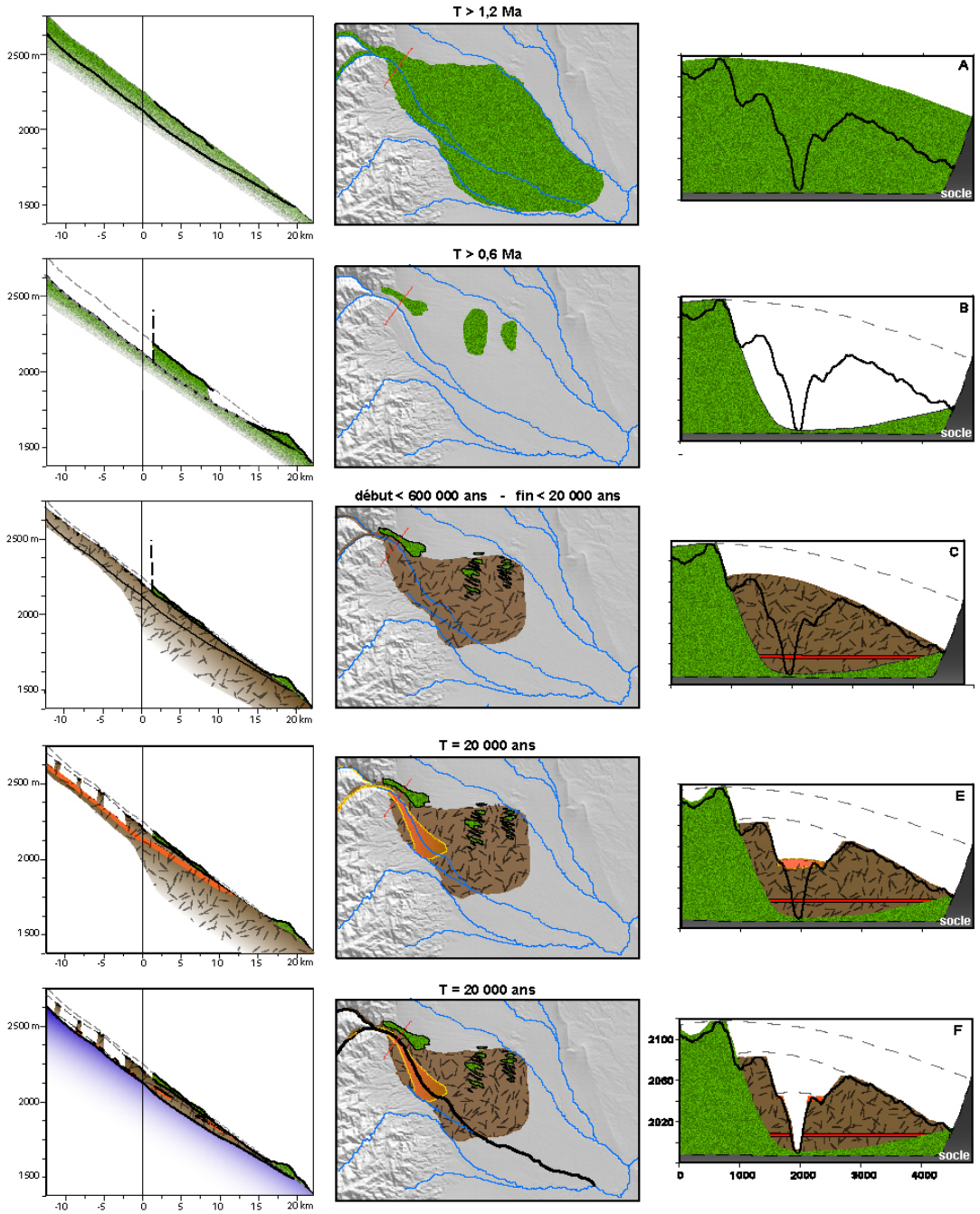


FIGURE 5.45 – *Interprétation schématique de la formation du piémont de Las Tunas. A gauche, les profils en long du système montagne-piémont, l'abscisse 0 représente la transition montagne-piémont. Au centre la cartographie du piémont ; à droite une coupe transversale de l'apex du piémont. Avant 0,8 Ma le dépôt Mesones est en place dans le piémont et remonte certainement dans la montagne. Avant 0,6 Ma, le piémont et la montagne ont été incisés et il ne reste plus que la terrasse T3 comme relique du dépôt ainsi que les dépôts surélevés par les deux anticlinaux Perral et Jaboncillo. Le dépôt de Las Tunas se met ensuite en place, contenant le tuf TUF4 à 0,6 Ma. Ce dépôt remonte dans la montagne. Aux alentours de 20 ka, le dépôt de Las Tunas est incisé en deux niveaux, T2 puis T1. le rio prend alors sa position actuelle.*

Lieu	échantillons	résultats
T1	RIM 15 à 28	20 ka $\epsilon \leq 0,02mm\,an^{-1}$
T2	Apex du piémont : TU1 TU2	15,5 ka $+/-$ 700 ans 20 ka $+/-$ 800 ans
	couche superficielle RIM 35 à 37	$\approx$ 3000 ans (de 1,3 à 3,7 ka selon ϵ et C_0)
	couche profonde RIM 38 à 43	15 à 16 ka et 22 à 24 ka (selon ϵ et C_0)
Mesetas	SPW1 et SPW2	80 - 110 ka $+/-$ 4 ka
dépot de la formation Las Tunas	TUF4	0,6 Ma
T3	couche superficielle RIM 5 à 9	$\geq$ 0,72 Ma $+/-$ 20 ka
	couche profonde RIM 11 à 13	$\geq$ 1,22 Ma $+/-$ 30 ka
taux d'érosion moyen $\langle\epsilon\rangle$ sur le bassin du Santa Clara	CLA2 et CLA4	0,1 $mm\,an^{-1}$

TABLE 5.4 – *Ages des sédiments et topographies et taux d'érosion moyens déterminés dans cette étude*

5.8 Discussion

5.8.1 Contrôle climatique

Peu d'études ont traité des paléoclimats dans la région du rio Las Tunas. *Espizua* [1999, 2004] a étudié les cycles glaciaires-interglaciaires sur le bassin versant du rio Mendoza au nord de Las Tunas. Cette étude utilise les datations et les relations stratigraphiques entre différents dépôts sédimentaires post-glaciaires et glaciaires. Ces résultats ont été repris par différents auteurs comme *Zech* et al. [2008] et *Baker* et al. [2009]. *Espizua* [1999, 2004] identifie cinq glaciations majeures. La première, nommée Upsallata daterait au moins du milieu de Pléistocène (c'est à dire environ 0,8 Ma). La deuxième, la période glaciaire de Punta de Vaca aurait eu lieu aux alentours du stade glaciaire MIS 6 défini par les anomalies de l'^{18}O (voir par exemple [*Burbank et Anderson*, 2001]) c'est à dire à environ 0,14 Ma. *Espizua* [1999, 2004] note une période non glaciaire entre 31 et 40 ka, suivie de la période glaciaire de Penitentes dont l'âge minimum serait de 23 ka. La période glaciaire de Horocones daterait de 15 ka suivi enfin d'une ré-avancée glaciaire, la période d'Almacenes à environ 10-11 ka. Récemment quelques études mettent en cause les datations de certaines périodes telles que Penitentes d' *Espizua* [1999, 2004] en indiquant que les dépôts identifiés pour les datations sont composés de mélanges issus de plusieurs évènements. *Wilson* et al. [2008] ont effectué des datations au ^{10}Be dans le bassin de Las Cuevas au nord de la province de Mendoza et proposé une période glaciaire aux alentours de 15-10 ka avec une réavancée à environ 10-8 ka. Ces deux périodes sont donc concordantes avec les périodes d'Horocones et Almacenes d'*Espizua* [1999, 2004].

Dans leur étude du bassin versant du rio Diamante, juste au sud de Las Tunas, *Baker* et al. [2009] attribuent les incisions des différentes terrasses à des bilans hydriques permettant les incisions au cours de réchauffements climatiques à la fin de périodes glaciaires. Les terrasses du rio Diamante correspondraient au début de 4 périodes interglaciaires du Pléistocène (environ 0,65 Ma pour QT_1 ; 0,45 Ma pour QT_2 ; 22 ka pour QT_4 et 13 ka pour QT_5).

A plus grande échelle spatiale que *Espizua* [2004] ou *Baker* et al. [2009], *Zech* et al. [2008] expliquent que les glaciers de la zone centrale des Andes (entre 30°S et 40°S), atteignent un maximum d'amplitude avant le dernier maximum glaciaire (LGM) à environ 30-40 ka. *Harrison* [2004] a étudié les glaciations au Chili sur le versant occidental de la Cordillère des Andes. Il s'appuie sur les résultats de

Grosjean et al. [1998] pour définir une période glaciaire entre 30 et 20 ka et une réavancée de 16 et 12 ka au nord du Chili et entre 18 et 19 ka et 14 et 12 ka au Sud. *Harrison* [2004] détermine la glaciation la plus intense du Chili au milieu du Pléistocène.

Enfin, à l'échelle globale, *Clapperton* [1983] a décrit les glaciations des Andes de la Colombie à la Patagonie. Ses résultats sur la région bien documentée des lacs au Chili (35°S à 45°S) indiquent une période froide suivie d'un réchauffement à 10 ka et une période froide entre 20 et 28 ka.

Il est cependant difficile d'effectuer des corrélations précises avec des paléoclimats définis plus au nord ou plus au sud de notre zone d'étude puisque les cycles glaciaires et interglaciaires sont contrôlés par la température, l'humidité, les précipitations ainsi que l'altitude [*Smith* et al., 2005; *Condom* et al., 2007; *Kull* et al., 2008; *Zech* et al., 2008]. Tous ces paramètres sont très dépendants de la latitude en Amérique du sud [*Garreaud* et al., 2009] et sont reliés aux variations des mouvements des masses d'air dans l'atmosphère [*Harrison*, 2004; *Greene* et al., 2002; *Garreaud* et al., 2009]. Les travaux cités ci-dessus révèlent ainsi des tendances globales. Le recoupement de ces études est présenté dans la figure 5.46 et ci-dessous.

- Un réchauffement important affecte le Chili et les bassins des Rio Diamante (incision de QT_5) et Mendoza à environ 14-13 ka. Il n'existe pas d'enregistrement géomorphologique de ce réchauffement dans le piémont de Las Tunas.

- Un réchauffement (i.e. début de stade interglaciaire) aux alentours de 19-24 ka succède à l'ère glaciaire appelée Penitentes en Argentine et Llanquihue II dans la région des Lacs au Chili. Comme dans le bassin du rio Diamante (QT_4), ce réchauffement est marqué par de fortes incisions du piémont de Las Tunas (T1 et T2). *Clapperton* [1983] note de plus une succession de deux périodes glaciaires suivies de stades interglaciaires entre 21 et 18 ka dans la région des lacs au Chili. L'incision quasi simultanée de T2 et T1 dans Las Tunas pourrait donc être un marqueur de ces évènements climatiques.

- Un interstade au sein de la dernière glaciation a lieu avant 40 ka dans l'ensemble des régions considérées. Elle marque la fin de l'ère glaciaire Llaquihue I au Chili et l'incision de la terrasse QT_3 dans le bassin du rio Diamante en Argentine. Aucun marqueur géomorphologique de ce réchauffement n'est visible dans le piémont de Las Tunas.

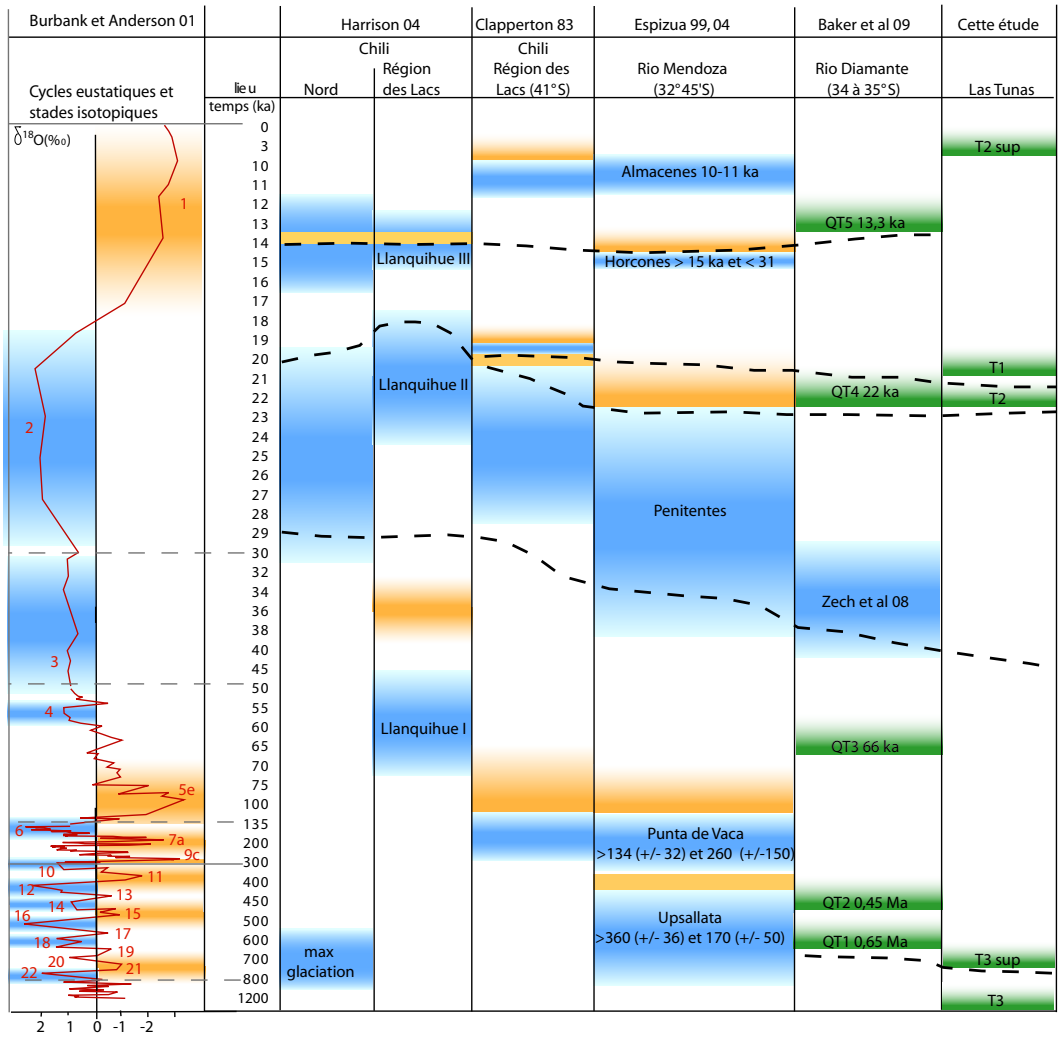


FIGURE 5.46 – *Récapitulatif des différents résultats des études sur les paléoclimats de la région et ses alentours. Les périodes de glaciations sont représentées en bleu. Pour la région du piémont de Las Tunas, les périodes d'élaboration de surface de terrasse sont indiquées en vert, elles correspondent au début de périodes interglaciaires. Les périodes de réchauffement en orange. Les stades isotopiques (MIS) sont représentés à gauche. Les numéros paires représentent les stades glaciaires, les numéros impaires les stades interglaciaires.*

– Le milieu du Pléistocène est marqué par différents cycles de glaciation et déglaciation. Les âges d'*Espizua* [1999] sont moins précis et il est donc difficile de situer ces périodes aux environs de notre zone d'étude. On peut retenir des réchauffements importants responsables des incisions de terrasses aux alentours de 720 ka pour Las Tunas et 650 ka pour le rio Diamante. Ces réchauffements peuvent correspondre aux stades interglaciaires MIS 21, 19 ou 17 après une période glaciaire majeure telle que celle décrite par *Harrison* [2004] dans le nord du Chili entre 600 et 800 ka. Même si ces âges sont peu précis, on peut également noter un changement brutal de cyclicité des périodes glaciaires-interglaciaires aux alentours de 800 ka [*Burbank et Anderson*, 2001] qui pourrait engendrer des changements dans la morphologie des paysages.

Ces résultats montrent une corrélation certaine entre période de dissection et fin de glaciation. Ainsi l'hypothèse d'une origine climatique aux incisions des terrasses de Las Tunas parait valide bien que les processus d'incision/sédimentation lors des cycles glaciaires/inter-glaciaires apparaissent complexes. En effet, en considérant cette hypothèse, les marqueurs géomorphologiques tels que les terrasses alluviales n'enregistrent pas en continu les cycles glaciaires/inter-glaciaires. Dans le piémont de Las Tunas par exemple, la terrasse T3 marque au mieux le MIS 17 et les terrasses T1 et T2 le MIS 1. Ces résultats ont également été montrés par *Baker* et al. [2009]. De plus, les terrasses alluviales sont des marqueurs très localisés dans l'espace. Ainsi, les terrasses du piémont de Las Tunas n'enregistrent pas les mêmes événements que les terrasses voisines sur le bassin versant du rio Diamante. Enfin, l'abandon des terrasses marque un évènement bref dans l'histoire du paysage tel qu'un passage entre périodes glaciaire et interglaciaire, c'est à dire une transition entre deux états du système s'étendant sur une longue durée.

5.8.2 Taux de surrection moyens

Il est possible d'approcher un taux de soulèvement moyen de l'anticlinal Jaboncillo en utilisant les datations réalisées dans notre études. En effet, le dépôt Mesones (T3) est visible sur les cimes du pli alors que le dépôt T2 a traversé l'anticlinal dans les rides d'érosion (voir fig. 5.11). La figure 5.47 permet d'évaluer une différence d'altitude verticale entre ces deux dépôts au centre du pli de l'ordre de 40 m. L'anticlinal s'est ainsi surélevé de 40 m entre le moment ou le dépôt T3 à été mis en place et celui ou le rio Las Tunas a abandonné T2. En considérant l'âge mi-

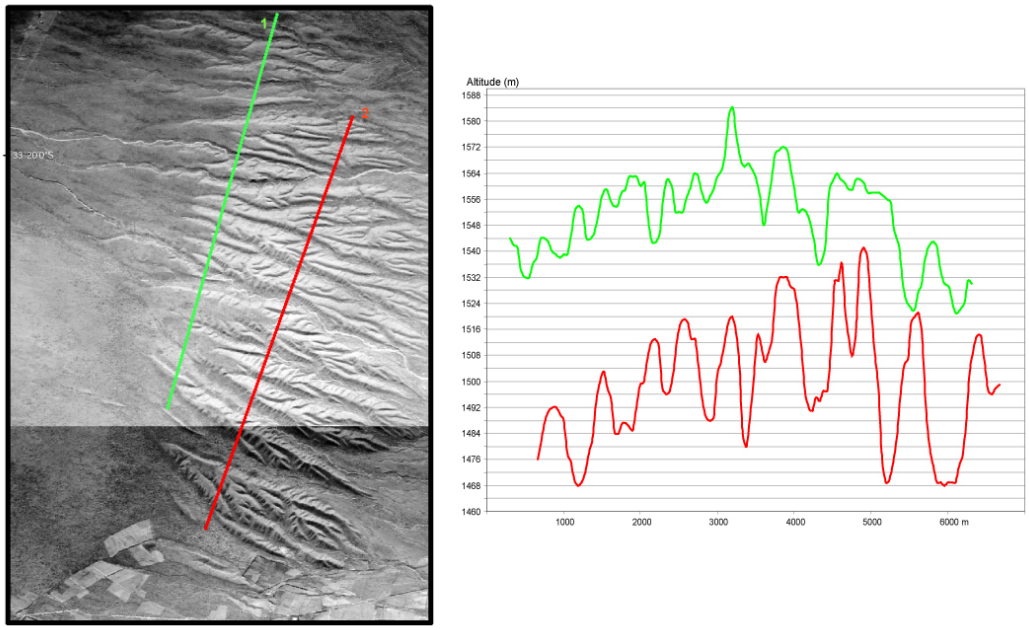


FIGURE 5.47 – *Profils topographiques dans l'anticlinal Jaboncillo tracés à partir du modèle GDEM. L'amplitude moyenne des rides est de l'ordre de 40 m.*

nimum de T3 (0,72 Ma) et l'âge moyen de T2 (20 ka), un taux de surrection moyen entre ces deux âges peut être calculé à environ 0,06 $mm\,an^{-1}$. Ce taux de surrection est en fait un taux de surrection moyen maximum sur cette période puisque nous avons considéré un âge minimum de la déposition du dépôt Mesones. Comme l'âge de T3 est grand devant celui de T2, la précision sur l'âge du dépôt de T2 n'est pas primordiale dans notre calcul. De plus, le taux de surrection obtenu reste un ordre de grandeur au vu de la précision des données. Dans son étude *Garcìa* [2004] a évalué la déformation des différentes couches stratigraphiques dans l'anticlinal. Il a ainsi évalué la déformation verticale de la strate du tuf Angostura à environ 800 m. Nous avons daté ce tuf à 8,3 Ma ce qui aboutit à un taux de soulèvement vertical moyen depuis 8,3 Ma de l'ordre de 0,1 $mm\,an^{-1}$.

Au niveau de l'anticlinal Jaboncillo, Le taux de surrection moyen sur 8 Ma est ainsi environ deux fois supérieur au taux de surrection moyen du dernier million d'années. Ceci peut signifier premièrement que la surrection de l'anticlinal s'est ralentie depuis 1 Ma. Deuxièmement, étant donné que le taux de surrection considéré est un taux de surrection apparent, c'est à dire égal au taux de surrection réel moyen moins le taux d'érosion moyen, ce résultat peut aussi signifier que le taux d'érosion moyen sur l'anticlinal a augmenté depuis 1 Ma.

Ces résultats peuvent être comparés au taux de surrection déterminé par *Vergés* et al. [2007]. Ces auteurs ont effectué une étude sur le mont Salinas, un anticlinal du piémont situé à environ 130 km au nord (latitude : 31°4'S) de notre zone d'étude. Ils ont déterminé des taux de surrection de l'ordre de 0,4 $mm\,an^{-1}$ sur 8,5 Ma en utilisant la déformation d'une strate du tuf Angostura. Ce taux de surrection est environ quatre fois supérieur au taux de surrection moyen de l'anticlinal Jaboncillo. La différence de taux de déformation verticale du piémont à l'échelle régionale peut être due au fait que la surrection de la Cordillère Frontale a progressé du N vers le S. Le mont Salinas a donc pu être déformé depuis plus longtemps que l'anticlinal Jaboncillo.

Enfin, même si les arguments développés auparavant ne sont pas suffisants pour écarter totalement une cause tectonique à l'incision de la terrasse T3, il est clair que l'incision des deux derniers niveau de terrasse T2 et T1 dans le piémont de Las Tunas ne peut pas être la réponse du système à un pulse tectonique. En effet, le taux de soulèvement vertical moyen contre-balançant l'incision de T2 par exemple est de l'ordre de 5 $mm\,an^{-1}$ (100 m de hauteur sur 20 ka). Cet ordre de grandeur est représentatif des orogènes très actifs tels que Taïwan [*Hovius* et al., 1997]. Il n'est pas réaliste dans notre zone d'étude. De plus la corrélation entre l'âge des incisions et le retrait glaciaire est une preuve directe.

5.9 Conclusion

Malgré un contexte de tectonique active, la géomorphologie du système montagne-piémont de Las Tunas semble essentiellement contrôlée par les cycles climatiques. Les âges des 3 niveaux principaux de terrasses dans le piémont, révélés par datation cosmogénique sont en accord avec des périodes de déglaciations majeures dans la région. Seule la terrasse T3 pourrait avoir une origine tectonique, alors que les terrasses T1 et T2 sont clairement d'origine climatique.

De plus, la chronologie de formation des terrasses indique qu'après la formation et l'incision de T3, plusieurs fluctuations glaciaires-interglaciaires (MIS 16 à 4 par exemple) ne possèdent aucun marqueur géomorphologique préservé dans le paysage actuel. A l'opposé, la dernière déglaciation semble responsable de la formation des deux niveaux T1 et T2 bien marqués dans le piémont et la montagne. La forme du paysage actuel traduit donc d'une réponse complexe du système montagne-piémont aux changements du moteur externe qui est dans la cas de Las Tunas, le climat. Cette réponse est de plus locale puisque les études effectuées aux alentours de Las Tunas ne livrent pas les mêmes résultats [*Baker* et al., 2009]. Ces résultats peuvent être mis en parallèle avec les résultats numériques qui ont montré que le couplage montagne-piémont impliquait une réponse différente à une perturbation climatique (rapide et simple ou longue et complexe) selon l'intensité de cette dernière (cf. partie 3-5).

Cette étude montre également que de forts mélanges de sédiments sont possibles sur des surfaces à pente faible. Le profil $C(^{10}Be)$ versus profondeur de la terrasse T3 montre clairement que ces mélanges peuvent affecter plus d'un mètre de profondeur de sédiments de la terrasse. Les sédiments remobilisés peuvent être de différente nature (galets sur T3, sables sur T2) et les mélanges ont eu lieu sur les surfaces ancienne (T3) et jeune (T2). Ceci indique donc une dynamique sédimentaire de surface non négligeable malgré de faibles pentes ($\leq 1,8^{\circ}$), permettant le mouvement de sédiments de caractéristiques différentes (le diamètre du sédiment d_{sed} par exemple) , et à plusieurs échelles de temps. Ce résultat encourage donc la nécessité d'études complémentaires sur les processus et les lois physiques régissant la dynamique des surfaces non chenalisées.

De plus, deux au moins des niveaux de terrasse (T1 et T2) sont continus et bien marqués dans le piémont ***et*** la montagne. Ceci indique une forte interaction entre les deux sous-systèmes avec une évolution géomorphologique et sédimentaire

conjointe. La figure 5.49 schématise ces interactions sous forme d'ondes d'érosion-sédimentation.

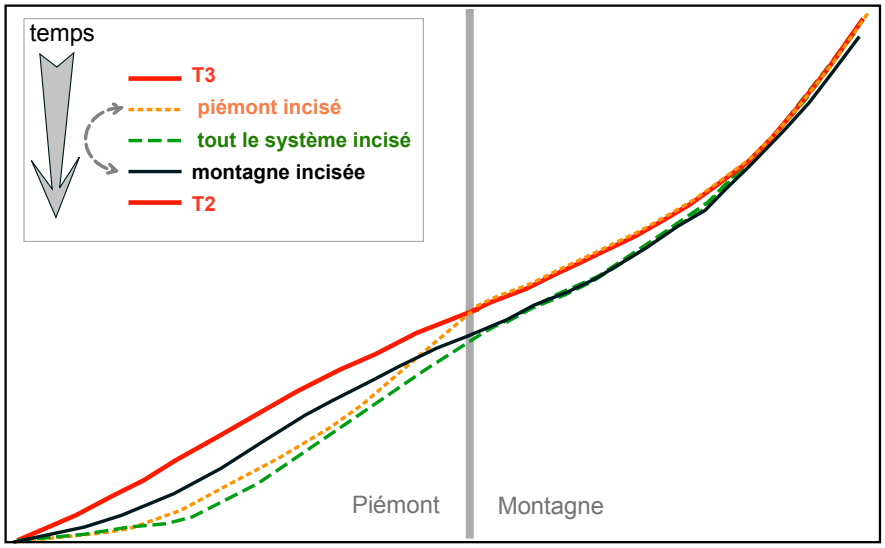


FIGURE 5.48 – *Représentation schématique des oscillations possibles entre la montagne et le piémont au cours d'un cycle glaciaire par exemple. Le passage de T3 à T2 est donné comme exemple même si il ne se déroule pas sur un cycle glaciaire. Le profil rouge peut représenter l'instant où T3 est en place. Les sédiments sont à un niveau haut dans la montagne et dans le piémont. Pour passer à un niveau bas de sédiments (fin de l'incision du dépôt T3, profil vert) le piémont peut s'inciser (profil jaune) avant la montagne. Il est également possible que la montagne s'incise avant le piémont (profil noir). Lorsque le système entier est incisé (profil vert), il peut re-sédimenter d'abord par le piémont (profil noir) ou par la montagne (profil jaune) pour atteindre le profil caractéristique de T2 (profil rouge). la chronologie de ces différents stades constitue une onde d'érosion-sédimentation.*

Ces ondes possibles d'érosion-sédimentation prennent naissance localement à l'endroit du système où les paramètres physiques sont propices à un déséquilibre (plus forte/faible pente, flux d'eau concentré) puis se propagent dans tout le système. Le processus est en fait le même que celui présenté dans l'étude numérique du chapitre 2 [*Pepin* et al., 2010]. Ainsi, dans les expériences numériques, la propagation de l'onde d'incision (apparition des incisions permanentes dans le piémont) a pour origine l'apex du piémont et se met en place vers l'aval tandis que l'onde d'érosion se propage vers le haut de la montagne.

Enfin, la continuité des terrasses du piémont vers la montagne ainsi que les âges déterminés pour T2 et T1, indiquent que le temps réponse de la montagne à un changement climatique est bien inférieur à 20 ka. Le bassin versant montagneux s'adapte donc très rapidement à un changement climatique, ce qui avait également été évoqué par les expériences numériques (chapitre 3).

FIGURE 5.49 – *L'équipe de choc ! de gauche à droite : S. Carretier, G. Hérail, E. Pepin, R. Charrier, M. Farias*

Chapitre 6

Géomorphologie générale de las Tunas et ses environs

Sommaire

6.1 Introduction **188**
6.2 Localisation des bassins versants **188**
6.3 Profils en long **192**
6.4 Diagrammes pente-aire drainée **195**
6.5 Hypsométries **199**
6.6 Topographie et limite ELA **201**
6.7 Conclusion **205**

6.1 Introduction

Ce chapitre complète l'étude du système montagne-piémont de Las Tunas présentée dans le chapitre précédent. Le système de las Tunas, fortement incisé, est comparé à plusieurs bassins versants adjacents qui ne le sont pas. L'objectif du chapitre est donc d'évaluer pour quelle(s) raison(s) géomorphologique(s) las Tunas a subi de fortes incisions alors que ce comportement n'est pas commun à l'échelle régionale.

Plusieurs outils tels que les courbes hypsométriques ou les graphiques pente-aire drainée sont utilisés pour caractériser et comparer les différents bassins versants ente eux. Enfin, la proportion de chaque bassin versant au dessus de la ligne ELA, c'est à dire la ligne au dessus de laquelle la couverture de neige ne s'amenuise pas annuellement, est évaluée puisque les incisions de las Tunas sont certainement dues à la fonte des glaces lors des périodes interglaciaires (c.f. chapitre précédent).

6.2 Localisation des bassins versants

La figure 6.1 présente une carte localisant les huit bassins versants voisins aux bassins de las Tunas et Santa Clara qui sont étudiés dans la suite de ce chapitre. Ces bassins versants sont adjacents au système Las Tunas. De plus, leur taille est supérieure à 75 km^2. Pour cette raison, les bassins au nord de n3 et ceux situés sur les mesetas entre les bassins de Las Tunas et s1 ne sont pas étudiés. L'intérêt de définir une taille minimum de bassin est de limiter les facteurs d'échelle notamment dans les diagrammes pente-aire drainée ainsi que de pouvoir comparer des bassins versants soumis à des processus d'érosion et de transport équivalents.

Les bassins versants plus au sud de s4 ne sont également pas pris en compte bien que leur piémont soit incisé. En effet, ces bassins versants sont situés dans la bajada du rio Diamante, elle même déformée (c.f. figures 5.1,chapitre 5)), en face du bloc de San Raphaël. L'incision du piémont au sud de s4 peut impliquer d'autres processus (réponse à un basculement tectonique du piémont par exemple) que ceux régissant l'incision du piémont dans la dépression de Tunuyàn.

De tous les systèmes bassin versant-piémont considérés, le piémont de Las Tunas est l'unique piémont où de profondes incisions sont visibles. Seul le bassin versant nommé n2 connait un piémont partiellement incisé en plusieurs niveaux de terrasses (voir fig. 6.2). Ces niveaux de terrasses sont également visibles le long

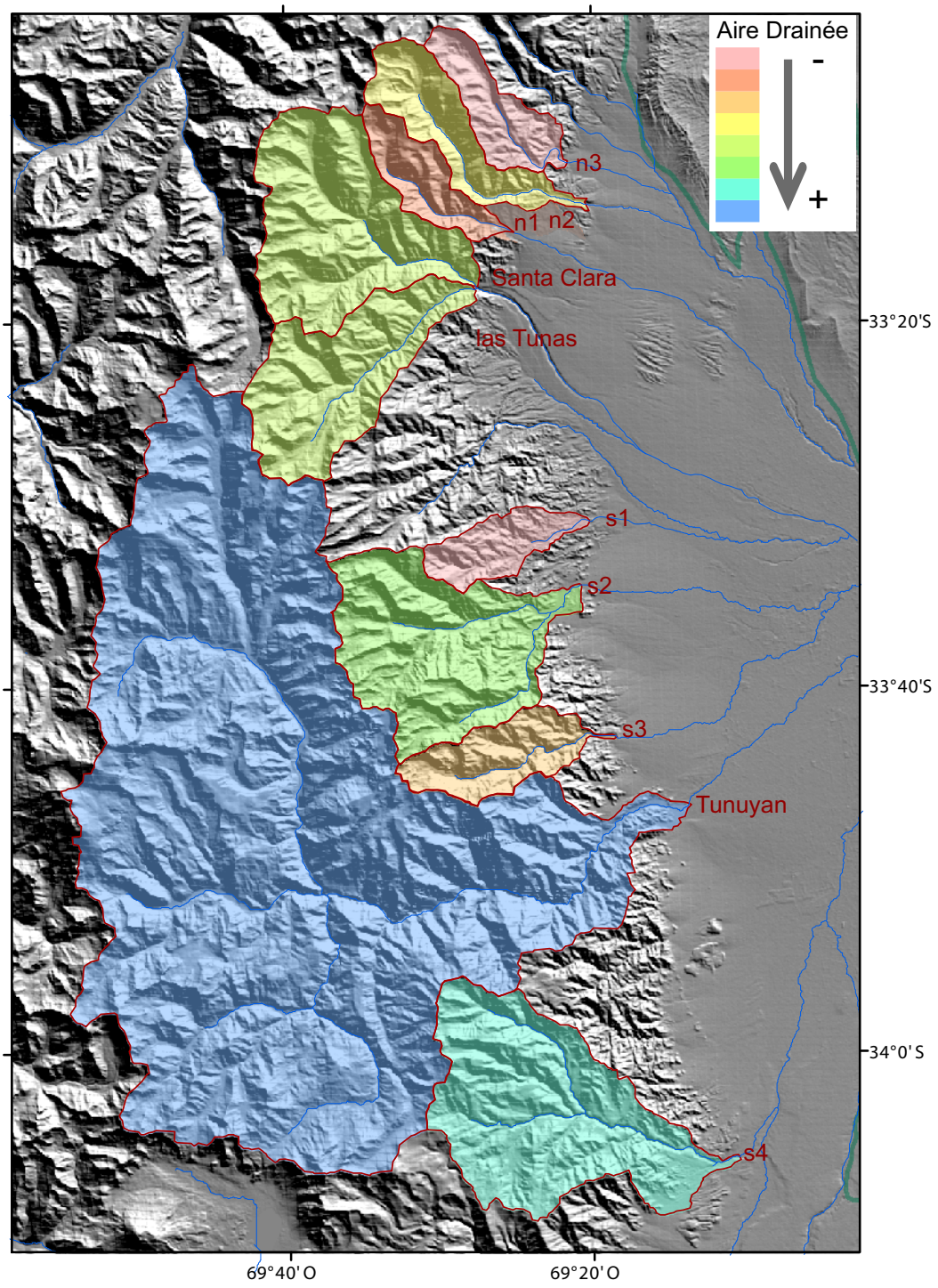


FIGURE 6.1 – *Localisation des différents bassins versants adjacents au système Las Tunas-Santa Clara. Le gradient de couleur donne une indication sur les aires drainées. Celles-ci sont indiquées plus précisément dans la table 6.1. Les exutoires des bassins versants sont définis par la limite montagne-piémont.*

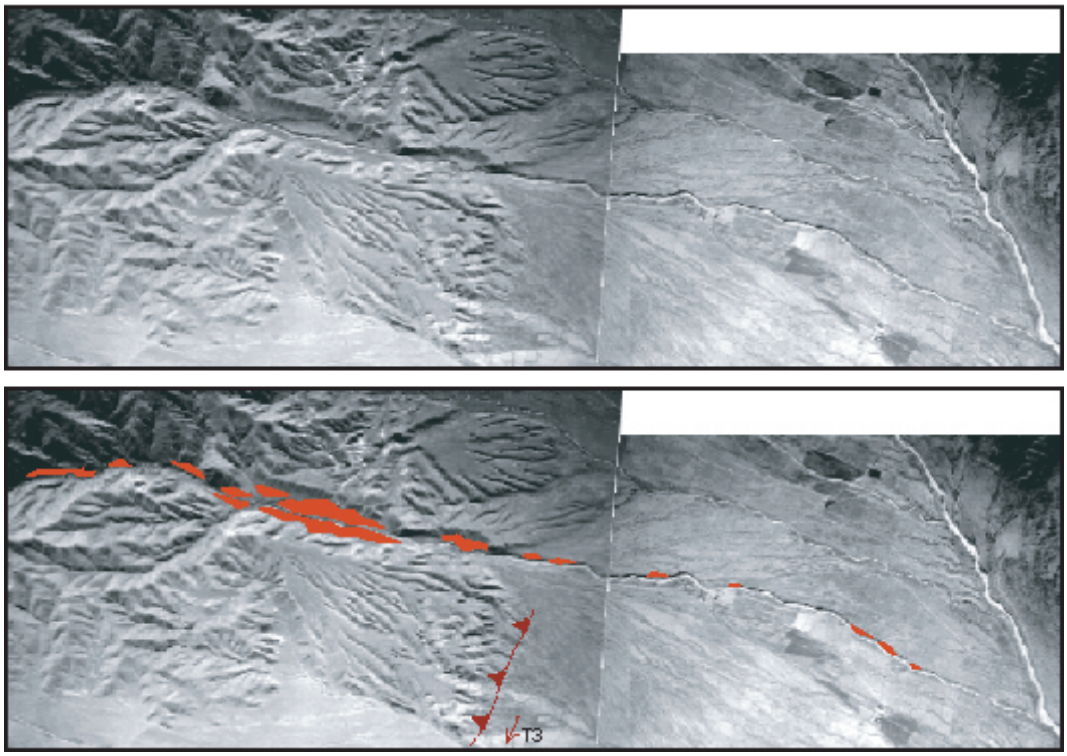


FIGURE 6.2 – *Photographie aérienne de la transition montagne-piémont du système n2. Les niveaux de terrasses issues de l'incision du système sont représentés en rouge. Le système n2 est donc incisé, même si ses incisions et l'étendue de son système de terrasses sont moins développées que le système de Las Tunas. La faille représentée au sud est celle qui affecte potentiellement T3 (voir fig. 5.12)*

du cours d'eau dans la montagne aux environs de la limite montagne-piémont. Les incisions du système n2 restent cependant moindres par rapport à celles du système Las Tunas-Santa Clara. Les autres systèmes montagne-piémont, quelle que soit leur taille, ne sont pas incisés. Il faut noter que les systèmes de s1 à s4 ne sont pas affectés par des plis de piémont. Le système n1 est affecté par les anticlinaux Perral et Jaboncillo, tandis que n2 et n3 sont contraints par la surrection de l'anticlinal la Pilona en aval du piémont. Enfin, le système de Tunuyàn est affecté par la surrection de la structure Ventana/Viscacheras plus en aval comme démontré dans la section 4 du chapitre 5.. cette déformation n'a pas la même longueur d'onde que les structures de piémont locales présentes au nord du système de Las Tunas.

6.3 Profils en long

La figure 6.3 expose les profils en long des deux rivières principales las Tunas et Santa Clara. Ces deux profils présentent les mêmes caractéristiques. Un point d'inflexion est visible à environ 17 km de la limite montagne-piémont pour le rio Las Tunas et 22 km pour Santa Clara. Ces points d'inflexion peuvent être les marqueurs d'une onde d'incision dans chaque bassin versant montagneux [*Carretier et Lucazeau*, 2005]. De plus les deux profils sont très pentés à l'amont des bassins. Ces fortes pentes sont à relier à des processus de glissements de terrain et de détachements de blocs en tête de bassin, notamment dûs à l'érosion glaciaire.

La figure 6.4 présente les profils en long des drains principaux de tous les bassins versants présentés sur la carte 6.1. Les profils sont similaires mis à part celui du rio Tunuyàn, qui présente une pente beaucoup moins forte.

Le profil du rio Tunuyàn présente également un point d'inflexion bien marqué reflétant peut être une onde d'érosion de l'aval vers l'amont.

Le profil du bassin s4 présente un bombement à environ 2000 m d'altitude. Ce bombement peut révéler une déformation tectonique, ou un changement de lithologie. La source tectonique est privilégiée. En effet, la figure 6.1 montre l'aire drainée de s4 déformée à l'aval (sud) par une meseta. La forme du bassin versant laisse suggérer que les versants sud et sud-est de cette meseta ont été récemment capturés par le réseau de drainage du bassin versant.

Malgré ces observations, il s'avère que la forme des profils en long de chaque bassin versant ne livre pas d'information sur une raison possible de l'incision du système Las Tunas.

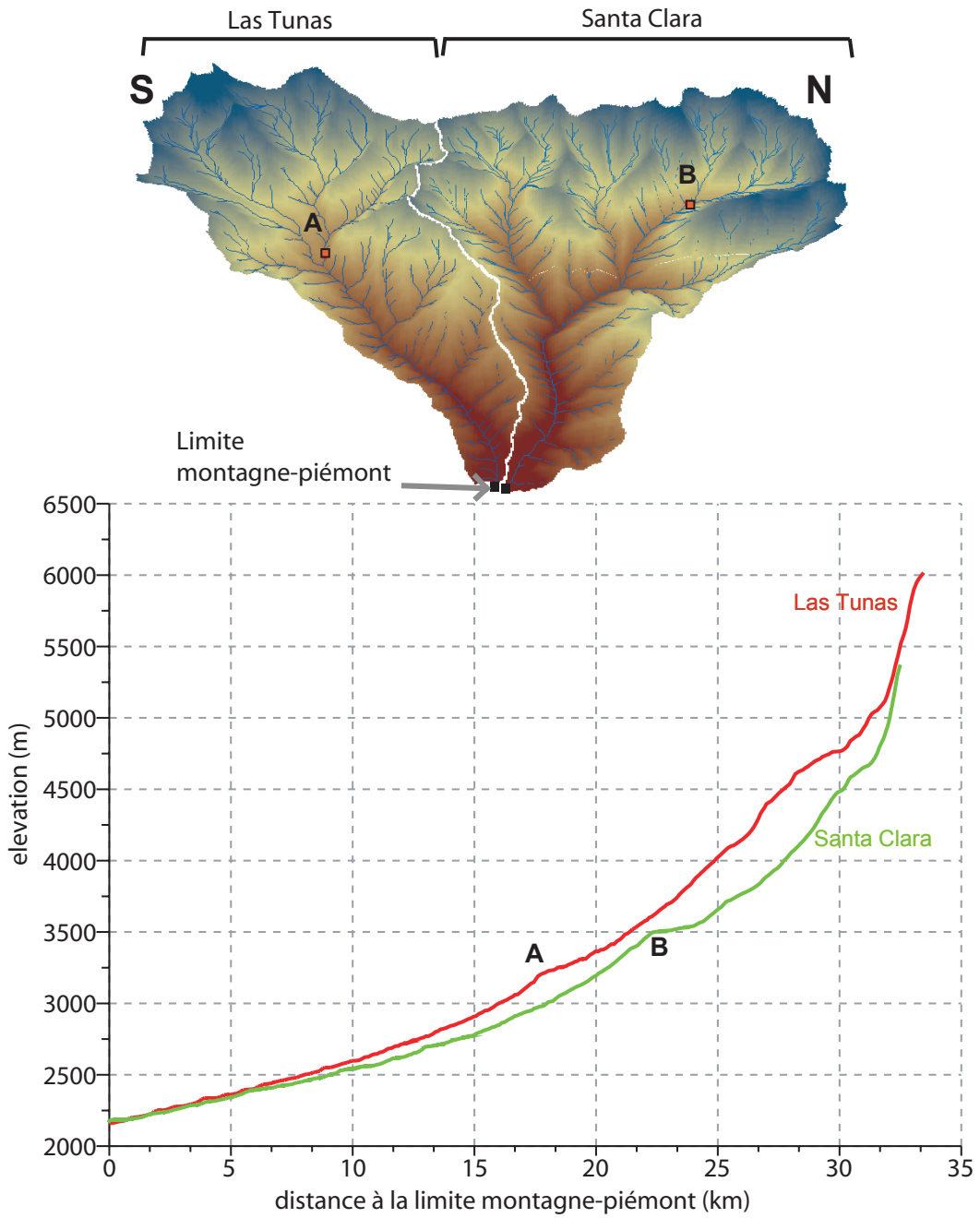


FIGURE 6.3 – *Profils longitudinaux des drains principaux de Santa Clara et de Las Tunas déterminés à partir du modèle numérique de terrain SRTM. Noter les deux points d'inflexion majeurs sur chaque profil (A et B) à plus de 15 km de l'exutoire. Les fortes pentes au delà de 30 km de l'exutoire correspondent aux pentes des têtes de bassin.*

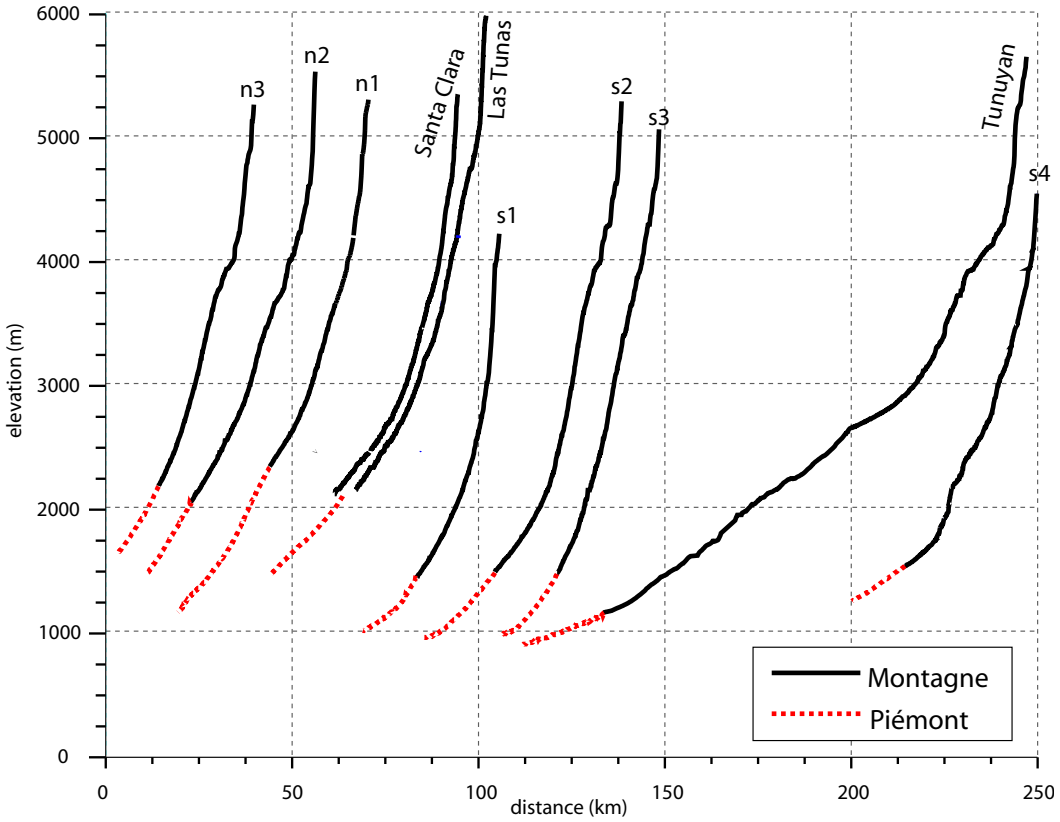


FIGURE 6.4 – *Profils en long de tous les bassins versants voisins du système las Tunas-Santa Clara déterminés à partir du SRTM. Les bassins versants sont représentés dans la fig. 6.1. Noter l'exagération verticale qui rend invisibles les points d'inflexion des deux profils Santa Clara et Las Tunas définis dans la figure 6.3.*

6.4 Diagrammes pente-aire drainée

Les diagrammes pente-aire drainée des bassins versants constituent un outil intéressant en géomorphologie. Ils ont été largement utilisés depuis l'émergence des modèles numériques de terrain dans l'optique de déterminer les frontières spatiales entre les différents processus d'érosion et de transport (i.e. non chenalisé, chenalisé, alluvial) comme l'explicitent les travaux de *Montgomery et Dietrich* [1992]; *Montgomery et Foufoula-Georgiou* [1993]; *Ijjasz-Vasquez et Bras* [1995]; *Tucker et Bras* [1998]; *Snyder* et al. [2000]; *Kirby et Whipple* [2001]; *Lague et Davy* [2003]. Ces travaux se basent sur la forme du diagramme et les différentes zones où il est possible de définir des relations du type :

$$S = kA^{-\theta} \tag{6.1}$$

Avec S la pente locale, A l'aire drainée, k et θ des constantes propres à chaque domaine de chaque bassin versant analysé. θ est appelé coefficient de concavité. Lorsque le système est à l'équilibre dynamique et qu'il est en détachement limité, ce coefficient de concavité peut être approché par la relation θ = m/n [*Willgoose* et al., 1991; *Whipple et Tucker*, 1999; *Snyder* et al., 2000]. Avec m et n les coefficients de l'équation reliant le taux d'érosion à la pente et à l'aire drainée ($\epsilon \propto A^m\ S^n$) .

Les travaux de *Montgomery et Foufoula-Georgiou* [1993]; *Ijjasz-Vasquez et Bras* [1995] ont permis de classifier les différentes zones du diagramme. La figure 6.5 expose les diagrammes des deux bassins versants de Las Tunas et Santa Clara.

Dans ces diagrammes, la zone I caractérise les processus de versants (diffusion par exemple), la zone II est représentative du domaine non-chenalisé (avalanche de débris, glissements de terrain), la zone III est une zone de transition et la zone IV caractérise le domaine chenalisé (rivières).

la valeur de $\theta = 0,2$ dans la zone dominée par les avalanches de débris est classique [*Lague et Davy*, 2003]. Les valeurs de θ pour le domaine chenalisé (zone IV) sont également de l'ordre de grandeur des valeurs classiques obtenues (0,6 pour des zone alluviales [*Snyder* et al., 2000] ; $0,35 \leq\ \theta\ \leq\ 0,6$ [*Kirby et Whipple*, 2001]).

Il est également possible de comparer les diagrammes pente-aire drainée de différents bassins versants pour en déduire des gradients de taux de surrection [*Snyder* et al., 2000; *Wobus* et al., 2006] ou des gradients de seuil de transport [*Tucker*, 2004]. Ainsi pour une zone du diagramme où θ est équivalent, *Snyder* et al.

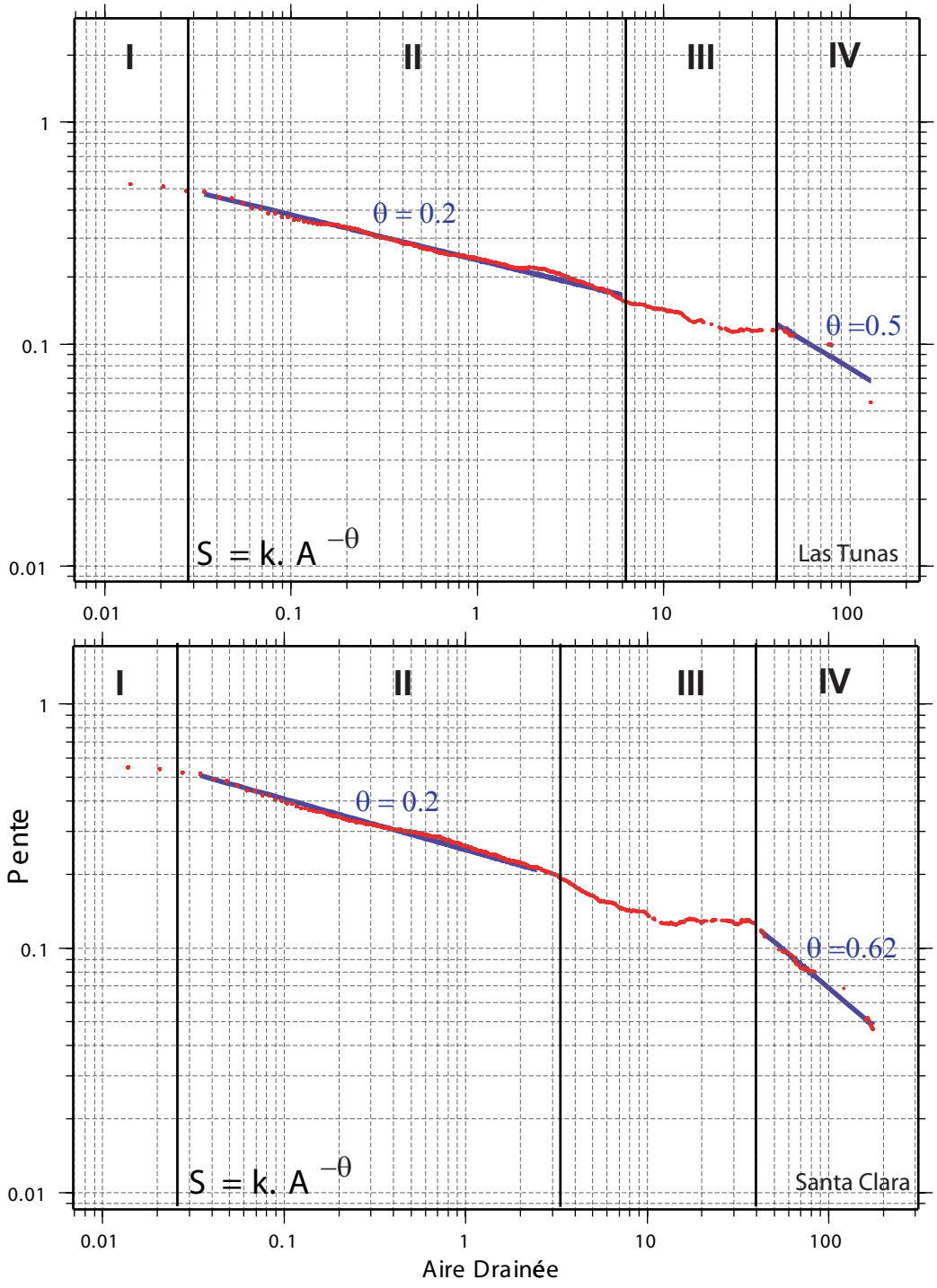


FIGURE 6.5 – *Diagrammes pente-aire drainée des bassins versants Las Tunas (haut) et Santa Clara (bas) déterminés à partir du modèle numérique de terrain SRTM. Seules les valeurs moyennes de pentes pour chaque aire drainée sont représentées. Les zones I, II, III et IV correspondent aux zones déterminées par Ijjasz-Vasquez et Bras [1995].*

[2000] et *Wobus* et al. [2006] ont montré qu'en considérant des bassins à l'équilibre dynamique, un diagramme décalé vers le haut, c'est à dire présentant un coefficient k plus fort, reflétait un soulèvement moyen plus important sur le bassin versant auquel il correspond par rapport aux autres bassins versants si l'on considère que le climat et la lithologie sont équivalents sur l'ensemble des bassins. La figure 6.6 présente les diagrammes pente-aire drainée de tous les bassins versants étudiés. D'après les études antérieures, il est donc possible d'obtenir des informations sur le soulèvement régional des bassins en considérant la zone commune à tous les bassins ($\theta = 0,2$).

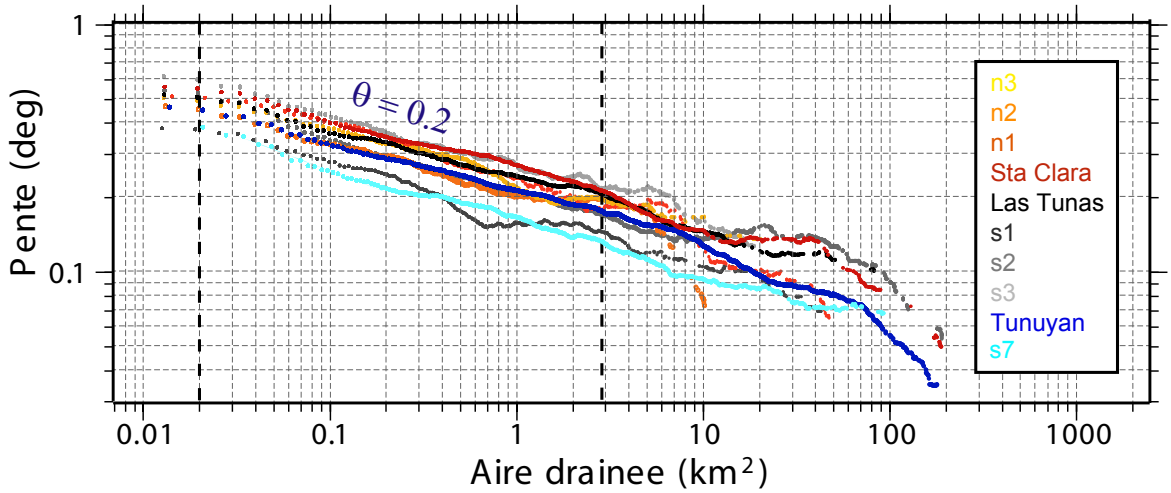


FIGURE 6.6 – *Diagramme pente-aire drainée de tous les bassins versants voisins du système Las Tunas-Santa Clara. La zone délimitée entre les deux droites verticales pointillées est la plage d'aires drainées communes où* $\theta = 0,2$.

Les courbes présentent des décalages verticaux remarquables. Ceux-ci indiquent que les bassins versants sont à des stades de développement différents et qu'ils ne sont surement pas soumis aux même facteurs tectoniques. Cependant aucun gradient cohérent (Nord-Sud par exemple) n'est visible. Ceci peut être attendu dans cette région [*Giambiagi* et al., 2003].

A titre d'illustration, on peut souligner que les deux bassins versants de Las Tunas et Santa Clara possèdent des diagrammes décalés verticalement au dessus de celui du bassin versant de Tunuyàn. Ceci suggère que les deux premiers bassins versants possèdent un soulèvement moyen plus important que celui du Tunuyàn. Ce résultat parait logique étant donné que le bassin de Tunuyàn est situé majoritairement dans la Cordillère Principale alors que les deux autres bassins versants sont situés sur la Cordillère Frontale. Lors de la déformation de cette dernière, la

cordillère Principale déjà en place n'a subi que peu de déformation (c.f.*Giambiagi* et al. [2003] et chapitre 5).

Enfin, la zone représentant la partie chenalisée des bassins (partie droite des diagrammes) est soumise à des variations chaotiques. La variabilité de ces signaux est élevée alors que les bassins versant sont voisins. Ceci indique que les bassins versants étudiés subissent des stimulations locales (basculement tectonique, niveau de base, plis) qui influent sur leur dynamique érosive. Ces bassins ne sont pas tous au même équilibre dynamique.

Dans cette étude, les diagrammes pente-aire drainée permettent de comparer les bassins versants individuellement. Cependant ils ne permettent ni d'identifier une tendance régionale telle qu'un soulèvement Nord-Sud des bassins versants lié aux structures de piémont (plis au nord de Las Tunas) ni d'élaborer une hypothèse pour justifier l'incision du système de Las Tunas.

6.5 Hypsométries

Les profils en long et les diagrammes pente-aire drainée n'ayant pas permis de définir quelle pouvait être la raison de l'incision du système de las Tunas, un autre outil géomorphologique est utilisé dans cette section. La figure 6.7 présente les courbes hypsométriques des dix bassins versants définis dans la figure 6.1. L'hypsométrie permet de visualiser la répartition des altitudes dans un bassin versant. Elle livre donc des informations sur le degré de maturité du bassin versant (voir *Harrison* et al. [1983]; *Rosenblatt* et al. [1994]; *Hurtrez* et al. [1999]). Les formes convexes (bombées) sont caractéristiques de bassins peu matures, c'est à dire encore peu érodés [*Strahler*, 1952; *Schumm*, 1977] alors que les formes concaves (creux) indiquent des bassins versants érodés, très matures et entièrement connectés. A titre d'exemple, les bassins versants de Santa Clara et Las Tunas possèdent des hypsométries convexes alors que le bassin versant s1 possède une hypsométrie concave. Ce dernier est donc plus "'mature"' et plus érodé que les deux premiers.

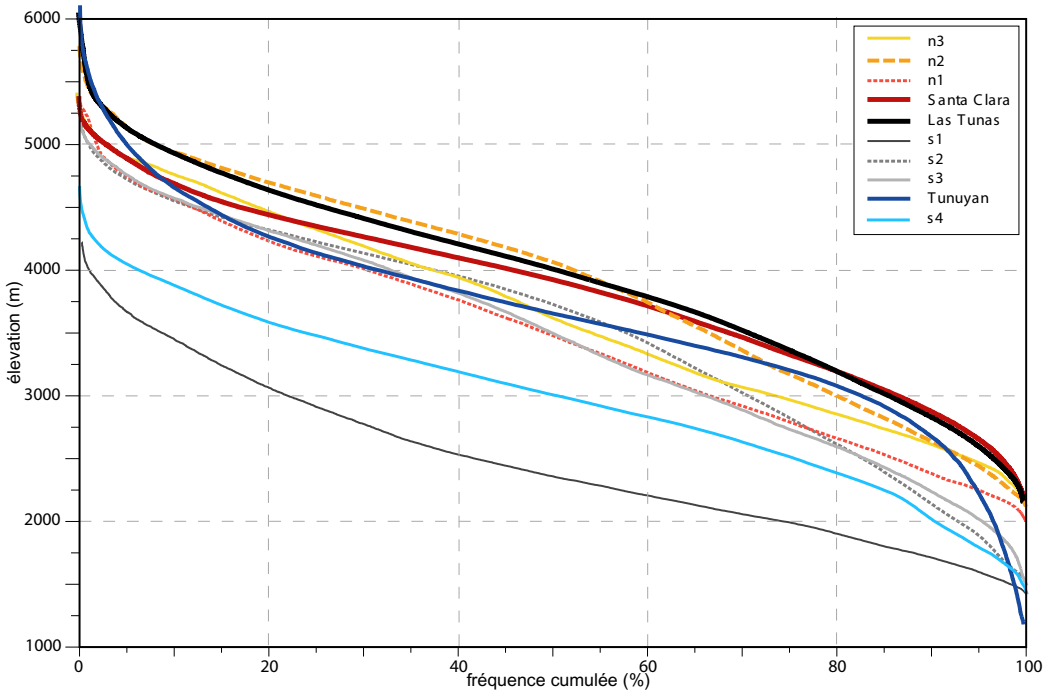


FIGURE 6.7 – *Courbes hyspométriques de tous les bassins versants voisins du système las Tunas-Santa Clara déterminées à partir du SRTM. Les bassins versants sont représentés dans la fig. 6.1.*

La figure 6.7 permet de définir plusieurs caractéristiques des bassins versants étudiés :

- D'une part, en comparant l'extrémité droite des courbes, il apparait que le niveau de base des bassins versants au nord de las Tunas (las Tunas inclus) est toujours supérieur à 2000 m contrairement à celui des bassins versants au sud de las Tunas qui est plus bas.

- De plus, les bassins versants dont le piémont est incisé (Las Tunas, Santa Clara et n2) ont la topographie la plus haute. En effet, ces trois bassins versants possèdent environ 50 % de leur topographie au dessus de 4000 m contrairement aux autres bassins versants.

- Enfin, ces trois bassins versants sont également les moins matures étant donné qu'ils présentent les courbes les plus convexes.

La comparaison des courbes hypsométriques semble donc indiquer qu'il existe une corrélation entre la proportion des bassins versants située en haute altitude et l'incision du système montagne-piémont. La section suivante développe cette hypothèse.

6.6 Topographie et limite ELA

Sur un glacier, la ligne d'ELA (Equilibrium-Line Altitude) correspond à la ligne d'équilibre entre la zone d'accumulation du glacier (gain de masse) et la zone d'ablation (perte de masse) à l'échelle d'une année. On distingue aussi la ligne de délimitation annuelle de la neige, c'est à dire la plus basse limite où la couverture de neige est permanente après la saison chaude [*Paterson*, 1994; *Condom* et al., 2007]. Confondre les deux lignes est une approximation conséquente mais qui peut se justifier par la relative précision des données utilisées et l'analyse au premier ordre effectuée.

Définir l'altitude de l'ELA dans les Andes à des périodes passées est un exercice très difficile car l'étendue des glaciers est dépendante de l'aire des bassins versants ainsi que des précipitations et des températures locales [*Smith* et al., 2005; *Condom* et al., 2007; *Kull* et al., 2008; *Zech* et al., 2008] elles même dépendantes de la latitude [*Garreaud* et al., 2009]. Certains auteurs, ont pu déterminer des équations générales reliant ces paramètres locaux actuels à l'ELA actuelle dans les Andes [*Greene* et al., 2002; *Condom* et al., 2007]. Cependant, à l'échelle pléistocène, La température et la pluviométrie ne sont pas accessibles localement avec des précisions suffisantes pour évaluer des ELA correctes. La détermination des ELA passées repose donc principalement sur des observations de terrain telles que d'anciennes moraines ou de dépôts glaciers. Ainsi, dans la région de Las Tunas, *Polanski* [1972] a déterminé des altitudes de moraines terminales datant de la glaciation pléistocène comprises entre 3700 et 4200 m sur 18 sites de la Cordillère Frontale. Les altitudes minimales des cirques glaciaires de ces sites sont toutes supérieures à 4000 m d'altitude. *Harrison* [2004] évalue l'ELA actuelle du Chili central à environ 4000 m tout comme *Clapperton* [1983] qui définit la ligne de neige aux environ de 33°S dans les Andes à environ 4000 m (d'après *Nogami* [1977]). L'étude d'*Espizua* [1999] indique une ELA à environ 3000 m pendant la période glaciaire Penitentes (inférieure à 22 ka voir fig. 5.46) pour les moraines du rio Mendoza au nord de la zone d'étude. Ces résultats sont en accord avec l'étude de *Kuhle* [2004] sur le même site.

Au vu des résultats précédents, une limite ELA pléistocène comprise entre 3500 et 4000 m d'altitude est définie dans la région de Las Tunas. La figure 6.8 présente une carte représentant les bassins versants ainsi que l'ELA définie. La table 6.1 expose la proportion de chaque bassin versant au dessus de cette limite.

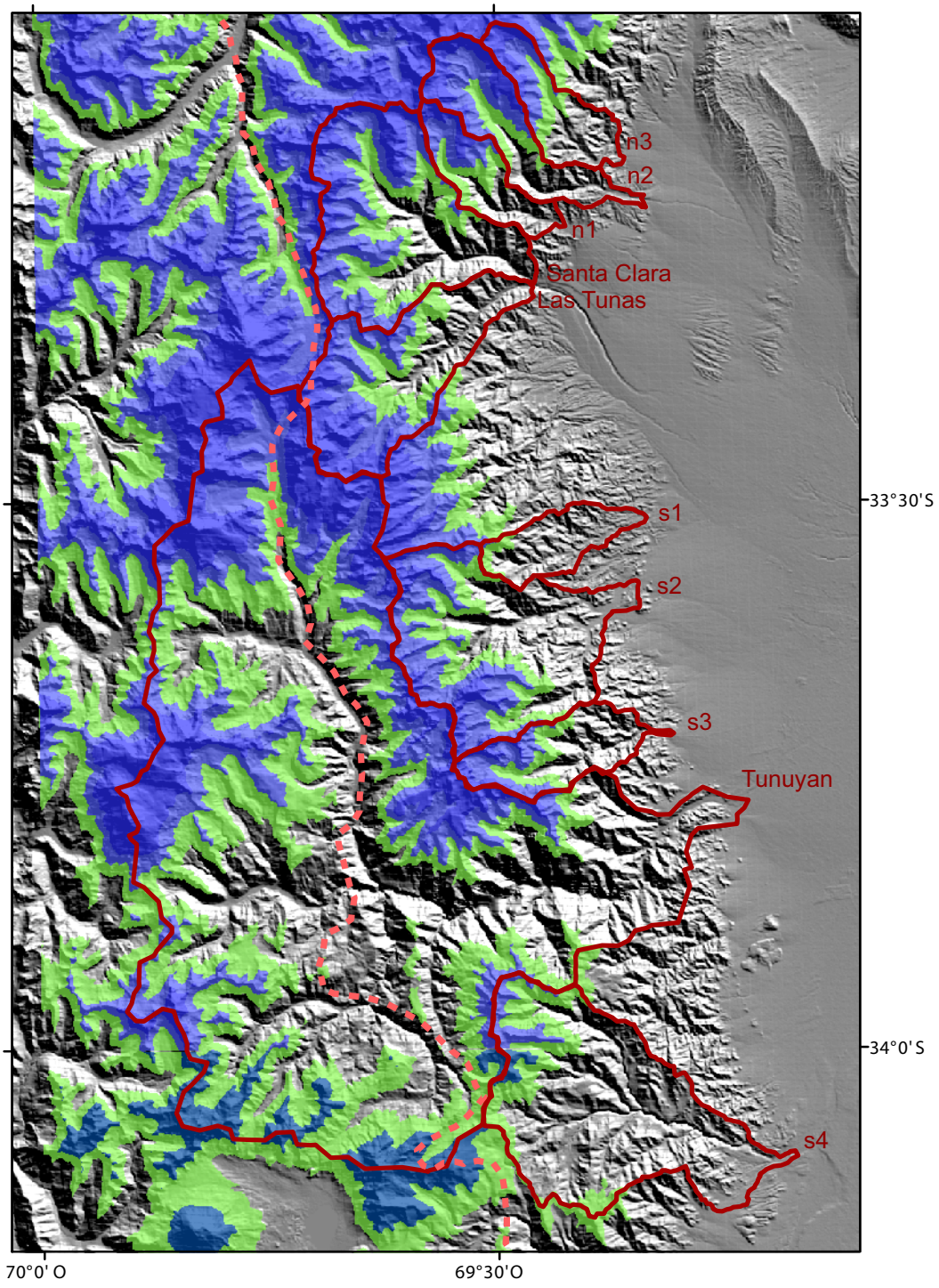


FIGURE 6.8 – *Proportion des bassins versants au dessus de la ligne d'ELA. La zone verte est comprise entre 3500 et 4000 m d'altitude, la zone bleue au dessus de 4000 m. La ligne rose pointillée représente la frontière entre Cordillère Frontale à droite et Cordillère Principale à gauche.*

bassin versant	Aire (km^2)	Aire $\geq$ 4000 m (km^2)	% Aire $\geq$ ELA	incision
n3	90	33	38	non
n2	125	63	50	oui
n1	77	30	38	non
s1	75	1	1	non
s2	330	120	37	non
s3	110	36	33	non
Tunuyàn	2470	750	30	non
s4	410	25	6	non
Las Tunas	235	120	51	-
Santa Clara	310	143	46	-
Las Tunas-Santa Clara	545	263	48	oui

TABLE 6.1 – *Aires drainées et proportion de chaque bassin versant située au dessus de la ligne d'ELA définie à 4000 m.*

La figure 6.8 et la table 6.1 indiquent que les bassins versants, possédant un maximum de superficie au dessus de la ligne ELA modélisée, sont également ceux possédant un piémont incisé. Ce résultat avait déjà été évoqué par les courbes hypsométriques. Il renforce les arguments du chapitre précédent, indiquant que les incisions du piémont de Las Tunas avaient eu lieu durant les périodes interglaciaires.

La partie des bassins versants au dessus de l'ELA est responsable d'un apport d'eau lors des déglaciations. Cette augmentation du flux d'eau a des conséquences notoires sur l'érosion des bassins versants et piémonts comme l'ont déjà montré des études antérieures telles que *Ono* [1990]; *Mukerji* [1990]; *Duhnforth* et al. [2008]. La figure 6.9 schématise les interactions entre érosion, sédimentation et cycle glaciaire.

Le système n2 est également incisé mais moins intensément que le système de las Tunas. Cette différence d'intensité peut être liée aux différences de taille des bassins versants.

Les incisions du système de las Tunas semblent donc être la conséquence de deux facteurs géomorphologiques. D'une part la haute altitude des bassins versants montagneux de Santa Clara et las Tunas qui a permis un englacement d'au moins la moitié des bassins versants en période glaciaire. D'autre part, d'une aire drainée étendue qui permet de potentialiser l'effet des glaciations et qui fournit des

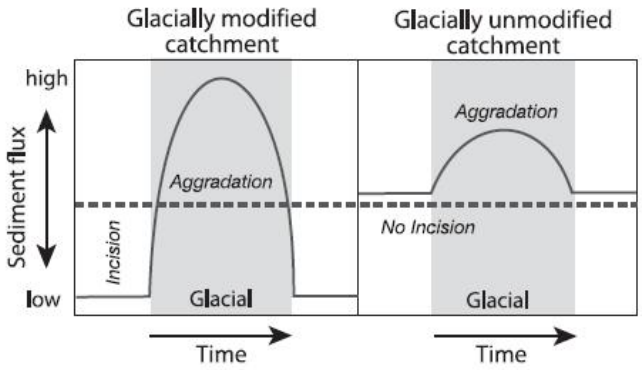


FIGURE 6.9 – *Schéma conceptuel de l'influence de zones glaciaires sur les cycles d'érosion-sédimentation d'un bassin versant. Dans les deux cas (gauche et droite), la zone grise représente une période glaciaire, la zone blanche des périodes inter-glaciaires. Figure de Duhnforth* et al. *[2008].*

flux d'eau et de sédiments assez importants pour engendrer de fortes périodes de sédimentation et d'érosion dans le piémont (contrairement au bassin versant voisin n2 dont l'aire et l'intensité des incisions sont moins importantes).

6.7 Conclusion

Ce chapitre a permis de développer les outils géomorphologiques que sont les profils en long, les diagrammes pente-aire drainée ainsi que les courbes hypsométriques. Chacun de ces outils apporte des informations sur l'organisation géomorphologique de la zone d'étude à l'échelle d'un bassin versant ou à l'échelle régionale. Dans le cas de l'étude des bassins versants voisins du système de las Tunas, ce sont les courbes hypsométriques qui ont livré les informations les plus utiles.

Le système de las Tunas est très certainement incisé à cause de la grande proportion des bassins versants montagneux le composant, située en haute altitude (50 % de l'aire des bassins est située au desssus de 4000 m). Cette caractéristique ne se retrouve pas dans les bassins versants adjacents non incisés. De plus l'intensité forte des incisions de las Tunas est certainement due à la taille non négligeable de la partie montagneuse (environ 545 km^2) contrairement au système n2 par exemple qui est également incisé mais moins intensément (le bassin versant de n2 est de 125 km^2).

Conclusions générales et perspectives

Les objectifs fixés dans ces travaux de thèse étaient :

- De comprendre l'organisation, l'évolution et la propagation des interactions entre un bassin versant montagneux et son piémont en s'intéressant aux incisions pouvant affecter le système.
- D'évaluer quelles pouvaient être les variables contrôlant ces incisions et leur intensité.

Les deux approches exposées dans cette thèse ont permis d'apporter un bon nombre d'éléments de réponse à ces objectifs ainsi qu'à la problématique proposée.

Caractéristiques des incisions affectant le système montagne-piémont

L'approche numérique a permis d'évaluer quelles pouvaient être l'évolution et la propagation d'incisions dans un système montagne-piémont. Ainsi, les incisions autogéniques permanentes sont issues d'une augmentation de pente à l'apex du piémont qui a lieu lorsque le volume d'accommodation des sédiments dans le piémont est limité et lorsque le seuil de transport n'est pas négligable. Ces incisions se développent depuis l'apex du piémont vers l'aval de celui-ci et également vers les cimes de la montagne. Elles prennent naissance à l'endroit où la pente augmente et où les flux d'eau sont les plus concentrés.

Ces résultats numériques sont renforcés par l'étude du système montagne-piémont de Las Tunas. En effet, l'analyse des données GPS a permis de déterminer que les incisions du piémont s'étaient développées de l'amont vers l'aval du piémont. Ces incisions sont visibles à plus de 10 km à l'amont de la transition montagne-piémont. Il est donc envisageable que des ondes d'érosion provenant d'un point à l'aval de la montagne se soient aussi propagées vers l'amont. La réponse du bassin versant montagneux aux incisions peut être très rapide, elle a été évaluée à moins de 20 ka dans le bassin versant de Las Tunas.

Le modèle numérique a également montré que l'amplitude et la durée de la réponse érosive de la montagne à l'incision autogénique permanente sont de l'ordre de grandeur de la réponse érosive propre au développement du réseau de drainage.

La propagation de l'onde d'incision dans la montagne et l'atteinte d'un nouvel état permanent sont notamment beaucoup plus longues que dans le piémont. Ce résultat confirme le fait que la part des phénomènes autogéniques dans l'évolution des paysages ne peut être négligée.

A titre d'illustration, il a été montré dans le chapitre 6 que ce type d'incision pouvait être responsable de l'asymétrie d'une chaîne de montagne sans aucun changement des moteurs externes de l'érosion et du transport (climat, tectonique) mais par la seule présence de piémonts de longueurs différentes bordant la chaîne.

Facteurs influençant les interactions entre montagne et piémont

L'approche numérique a permis d'évaluer les conditions théoriques nécessaires à l'incision de tout un système montagne-piémont. Ces conditions sont :

- 1. Un seuil de transport (ou contrainte critique de cisaillement) non négligeable.
- 2. Une condition aux limites aval correspondant à une rivière transversale capable d'évacuer les sédiments sortants et fixant le niveau de base.

En effet, le niveau de base du piémont étant fixé par la condition aux limites, une augmentation légère des pentes de l'apex du piémont a lieu lorsque les sédiments atteignent le bord aval du piémont et ne peuvent plus prograder. La présence d'un seuil de transport non-négligeable dans les lois de transport et d'incision implique l'incision du système à partir d'une faible variation des pentes.

L'étude des cas naturel a souligné le rôle prépondérant du climat dans le contrôle des interactions montagne-piémont.

Premièrement, l'étude des taux d'érosion actuels au Chili a permis d'identifier le climat moyen comme principal facteur contrôlant les flux de sédiments actuels sortant des bassins versants montagneux au Chili. Les fluctuations de ces flux jouent un rôle non négligeable dans les interactions montagne-piémont car elles sont directement liées à la construction du piémont [*Densmore* et al., 2007]. Le contrôle

climatique des taux d'érosion actuels est complété par des seuils de couverture végétale et de pente moyenne au sud du Chili.

Deuxièmement, le cas du système de Las Tunas en Argentine, incisé fortement en 3 niveaux de terrasses se prolongeant du piémont dans la montagne, renforce l'importance du rôle du climat dans l'évolution des paysages même si le système est localisé dans une zone tectoniquement active. En effet, les incisions de Las Tunas sont très certainement d'origine climatique. Les datations de ces terrasses grâce à des analyses au ^{10}Be ont permis de déterminer que les deux plus récentes (T1 et T2) correspondent au début de la dernière ère interglaciaire aux alentours de 20 ka. La plus ancienne (T3) a au moins 1 Ma et peut être d'origine climatique (changement majeur de variabilité au Pléistocène moyen). Entre ces deux dates, aucun marqueur d'évènement passé n'est enregistré ni dans le paysage, ni dans la stratigraphie.
Les expériences numériques développées dans le chapitre 3 ont mis en évidence que la réponse du système montagne-piémont à un changement climatique peut être simple et rapide (résultats similaires à ceux de *Whipple et Meade* [2006] et *Allen et Densmore* [2000]) ou complexe et longue lorsque tout le piémont est réorganisé. le mode de réponse dépend du couplage montagne-piémont et de l'intensité de la perturbation. Ces résultats sont donc à mettre en parallèle avec la réponse complexe du système de Las Tunas.
Le chapitre 6 a montré que si les incisions du système de Las Tunas sont bien d'origine climatique, leur importance est contrôlée par la morphologie du bassin versant montagneux. Ainsi, le bassin versant montagneux de Las Tunas possède la plus grande aire drainée de la région au dessus de 4000 m, référence choisie pour modéliser la ligne d'ELA régionale. Cette caractéristique lui confère une capacité importante à accumuler de la glace durant les périodes glaciaires. C'est la fonte des glaces durant les réchauffements climatiques interglaciaires qui implique une brusque et intense augmentation des flux d'eau et l'incision du système.

Enfin, le cas naturel de Las Tunas a également été l'occasion de démontrer que des surfaces anciennes, abandonnées et peu pentées telles que la surface T3 peuvent être affectées par une forte remobilisation de la nappe alluviale sur au moins 2 m de profondeur. Ce résultat livre un nouveau point de vue sur l'évolution des surfaces et les processus du domaine non-chenalisé.

Perspectives

Ces travaux de thèse ont permis de dégager des résultats caractérisant les interactions entre montagne et piémont ainsi que les variables pouvant les contrôler. Afin d'améliorer ces travaux et d'aller plus loin dans l'étude des ces interactions, il serait possible de se focaliser sur plusieurs thèmes :

- L'étude de l'impact des variations glaciaires/inter-glaciaires par le biais de modèles numériques permettrait de mieux définir les mécanismes régissant les périodes d'incision et de sédimentation dans le système. De plus, cette étude numérique permettrait de déterminer s'il existe des phénomènes de seuil dans le volume de glace (i.e. la morphologie des bassins versants) ou la durée de déglaciation influant sur l'intensité des incisions.

- Il serait également judicieux d'introduire des variations stochastiques dans les forçages externes du modèle afin d'étudier l'impact de ces variations stochastiques sur le développement des incisions autogéniques permanentes. Cette étude permettrait en effet de configurer des expériences numériques plus proches de la réalité. Elle permettrait également d'évaluer l'impact des variations stochastiques sur les interactions montagne-piémont.

- De même une étude plus poussée des conséquences de l'érosion latérale (et de l'érosion latérale versus incision) sur les interactions montagne-piémont serait intéressante, notamment dans le but de déterminer des relations entre largeur de rivière, les ajustements de pentes et l'intensité des incisions dans le piémont par exemple.

- Une étude numérique se focalisant sur les dépôts dans le piémont serait également interessante pour discuter des déphasages entre perturbations (climatique, tectonique, autocyclique) et érosion/sédimentation du système

- Les modèles présentés dans cette thèse sont des modèles simplistes, négligeant certaines variables des cas naturels. Une grande approximation des modèles présentés dans ces travaux est notamment de négliger la subsidence dans le piémont. Il serait donc primordial de la prendre en compte puisqu'elle influe fortement sur le niveau de base de la montagne et la pente du piémont. La subsidence joue en effet un rôle prépondérant sur l'altitude maximale du piémont et donc sur le soulèvement apparent de la montagne qui contrôle son

temps de réponse (c.f. chapitre 2).

- Le rôle de la végétation devrait également être l'objet d'une étude numérique. En effet, la végétation joue d'une part sur les coefficients de transport des sédiments, d'autre part sur le facteur d'érosion latérale. Il serait donc intéressant de prêter attention à cette variable, d'un point de vue numérique, d'autant plus que des phénomènes de seuil de couverture végétale dans le contrôle de l'érosion ont été révélés par l'étude des taux d'érosion actuels au Chili.

- D'un point de vue méthodologique, il serait également intéressant de pouvoir comparer les taux d'érosion à court terme au Chili avec des taux d'érosion à long terme déterminés par exemple par des datations au ^{10}Be de sables ou débris grossiers dans les rivières. Cette étude est en cours au LMTG et des résultats sont attendus dans l'année.

- Dans l'étude du système de Las Tunas, il serait intéressant de pouvoir effectuer des profils en profondeur de la concentration en ^{10}Be sur plusieurs points d'une terrasse. Ces données permettraient de caractériser plus précisément les phénomènes de remobilisation de nappe alluviale sur des surfaces peu pentées mais bombées. Cette étude pourrait livrer d'intéressantes pistes sur la caractérisation et la quantification des transferts de matière en milieu non chenalisé et la relation entre altération et transport. Elle pourrait également être appuyée sur la modélisation numérique prenant en compte des variables telles que la taille des galets, la variabilité du climat, la cohésion des sols etc....

- Enfin, il serait également judicieux de pouvoir étudier d'autres systèmes montagne-piémont aux alentours de Las Tunas, à des échelles différentes, pour compléter cette étude et la replacer dans un contexte régional. Il serait d'autant plus intéressant de pouvoir étudier des systèmes de l'autre côté de la Cordillère, au Chili ou au niveau de l'Altiplano bolivien afin d'apporter des éléments de comparaison aux deux versants des Andes.

Bibliographie

Aalto, R., T. Dunne, et J. Guyot, Geomorphic Controls on Andean Denudation Rates, *The J. of Geology*, *114*, 85–99, 2006.

Ahnert, F., Brief description of a comprehensive three-dimensional process-response model of landform development, *Zeitschrift für Geomorphologie*, *24*, 11–22, 1970b.

Armijos Cardenas, E. N. A., Evaluation du flux sédimentaire des fleuves de l'Amazonie péruvienne - Variabilité temporelle. Maestría., Ph.D. thesis, UNALM - Universidad Nacional Agraria La Molina, Lima (Peru), 2010.

Allen, P., et A. Densmore, Sediment flux from an uplifting fault block, *Basin Res.*, *12*, 367–380, 2000.

Allen, P., et N. Hovius, Sediment supply from landslide-dominated catchments : implications for basin-margin fans, *Basin Res.*, *10*, 19–35, 1998.

Allen, P. A., 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*, edited by S. J. K. Gallagher et J. Wainwright, chap. 2, 7–28, Geological Society, London, Special publication 296, 2006.

Alvarado, P., S. Beck, G. Zandt, M. Araujo, et E. Triep, Crustal deformation in the south-central Andes backarc terranes as viewed from regional broad-band seismic waveform modelling, *Geophys. J. Int.*, *17(2)*, 580–598, 2005.

Anders, A., G. H. Roe, D. R. Montgomery, et B. Hallet, Influence of precipitation phase on the form of mountain ranges, *Geology*, 479–482, 2008.

Anderson, R. S., J. L. Repka, et G. S. Dick, Explicit treatment of inheritance in dating depositional surfaces using in situ ^{10}Be and ^{26}Al, *Geology*, *24*, 47–51, 1996.

Antinao, J., et J. Gosse, Large rockslides in the Southern Central Andes of Chile (32-34.5°S) : Tectonic control and significance for Quaternary landscape evolution, *Geomorphology*, *104*, 117–133, 2009.

Antoine, P., N. L. Lozoueta, C. Chaussé, J. P. Lautridou, J. F. Pastre, P. Auguste, J. J. Bahain, C. Falguèreses, et B. Galehb, Pleistocene fluvial terraces from northern France (Seine, Yonne, Somme) : Synthesis, and new results from interglacial deposits , *Quaternary Science Reviews*, *26*, 2701–2723, 2007.

Avouac, J.-P., et E. B. Burov, Erosion as driving mechanism of intracontinental mountain growth, *J. Geophys. Res.*, *101*, 17,747–17,769, 1996.

Babault, J., S. Bonnet, A. Crave, et J. van den Driessche, Influence of piedmont sedimentation on erosion dynamics of an uplifting landscape : an experimental approach, *Geology*, *33(4)*, 301–304, 2005.

Bagnold, R. A., The flow of cohesionless grains in fluids, *Philosophical Trans. Roy. Soc. London, A.*, *249*, 964, 1956.

Bagnold, R. A., An approach to the sediment transport problem from general physics, *Geol. Surv. Pof. Pap.*, *422*, 1–37, 1966.

Baker, S., J. Gosse, E. McDonald, E. Evenson, et O. Martinez, QUaternary history of the piedmont reach of Rio Diamante, Argentina, *J. of South Am. Ear. Sci.*, *28*, 54–73, 2009.

Balco, G., J. O. Stone, N. A. Lifton, et T. J. Dunai, A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from 10be and 26al measurements, *Quaternary Geochronology*, *3-3*, 174 – 195, 2008.

Barnard, P., L. Owen, M. Sharma, et R. Finkel, Natural and human-induced landsliding at the Storr, Isle of Skye, Scotland., *The Holocene*, *8*, 347–351, 2001.

Barnard, P., L. Owen, M. Sharma, et R. Finkel, Quaternary fans and terraces in the Khumbu Himal south of Mount Everest : their characteristics, age and formation, *J. Geol. Soci.*, *163*, 383–399, 2006.

Barrientos, S., E. Vera, P. Alvarado, et T. Monfret, Crustal seismicity in central Chile., *J. of South Am. Ea. Sci.*, *16(8)*, 759–768, 2004.

Beaty, C. B., Anatomy of a White Mountain Debris-Flow - The Making of an Alluvial Fan, in *Alluvial Fans : A Field Approach*, edited by A.H. Rachocki and M. Church, 69–90, Jhon Wiley and Sons Ltd., 1990.

Beaumont, P., Alluvial fans along the foothills of the elburz mountains, iran, *Palaeogeography, palaeoclimatology, Palaeoecology*, *12*, 251–273, 1972.

Bierman, P., Using in situ produced cosmogenic isotopes to estimates rates of landscape evolution : a review from the geomorphic perspective, *J. Geophys. Res.*, *99*, 13,885–13,896, 1994.

Bierman, P., K. Marsella, C. Patterson, P. Davis, et M. Caffee, Mid-pleistocene cosmogenic minimum age limits for pre-wisconsin glacial surfaces in southwestern minnesota and southern baffin island : A multiple nuclide approach, *Geomorphology*, *27*, 25–40, 1999.

Blair, T., Cause of dominance by sheetflood vs. debris-¯flow processes on two adjoining alluvial fans, death valley, california, *Sedimentology*, *46*, 1015–1028, 1999a.

Blair, T., Sedimentary processes and facies of the waterlaid anvil spring canyon alluvial fan, death valley, california, *Sedimentology*, *46*, 913–940, 1999b.

Blair, T., Sedimentology of the debris-fow-dominated warm spring canyon alluvial fan, death valley, california, *Sedimentology*, *46*, 941–965, 1999c.

Blair, T., et J. McPherson, Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes and facies assemblages, *J. Sedimentary Res.*, *A64(3)*, 450–489, 1994.

Blanckenburg, F. V., The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *242*, 224–239, 2006.

Blissenbach, E., Geology of alluvial fans in semi-arid regions, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *65*, 175–190, 1954.

Blondeaux, P., et G. Seminara, A unified bar-bend theory of river meanders, *Journal of Fluid Mechanics*, *157*(-1), 449–470, 1985.

Bonnet, S., Shrinking and splitting of drainage basins in orogenic landscapes from the migration of the main drainage divide, *Nature Geoscience*, *Letters*, 1–5, 2009.

Bonnet, S., et A. Crave, Landscape response to climate change : Insights from experimental modeling and implications for tectonics versus climatic uplift of topography, *Geology*, *31*, 123–126, 2003.

Bonnet, S., F. Guillacheau, et J. P. Brun, Relative uplift measured using river incisions : the case of the armorican basement (France), *Earth Planet. Sci.*, *327*, 245–251, 1998.

Bonnet, S., M. Besnard, et J. V. den Driessche, Drainage network expansion of the Salagou drainage basin (S. France) : an example of relief response to recent climate change ?, *Terra Nova*, *13*, 214–219, 2001.

Braucher, R., Utilisation du ^{10}Be cosmogénique produit in-situ pour l'étude de la dynamique des latérites en zone tropicale, Ph.D. thesis, Université d'Aix-Marseille III, 1998.

Braucher, R., E. Brown, D. Bourles, et F. Colin, In situ produced ^{10}Be measurements at great depths : implications for production rates by fast muons, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *211*, 251–258, 2003.

Braun, J., et M. Sambridge, Modelling landscape evolution on geological time scales : a new method based on irregular spatial discretization, *Basin Res.*, *9*, 27–52, 1997.

Bull, W., *Geomorphology of Segmented Alluvial Fans in Western Fresno County, California*, 89-129 pp., U.S. Geological Survey Professional Paper 352-E, 1964.

Bull, W., *Geomorphic Responses to climatic change*, Oxford Universtity Press, 1991.

Burbank, D. W., Cracking the Himalaya, *Nature*, *434*, 963–964, 2005.

Burbank, D. W., et R. S. Anderson, *Tectonic Geomorphology*, 274 pp., Blackwell Science, 2001.

Burbank, D. W., J. Leland, E. Fielding, R. Anderson, N. Brozovic, M. Reid, et C. Duncan, Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas, *Nature*, *379*, 1996.

Burbank, D. W., A. Blythe, J. Putkonen, B. Pratt-Sitaula, E. G. amd M. Oskin, A. Barros, et T. Ojha, Decoupling of erosion and precipitation in the Himalayas, *Nature*, *426*, 652–655, 2003.

Cahill, T., et B. L. Isacks, Seismicity and shape of the subducted Nazca plate, *J. Geophys. Res.*, *97*, 17,503–17,529, 1992.

Calvache, M., C. Viseras, et J. Fernandez, Controls on fan development - evidence from fan morphometry and sedimentology ; Sierra Nevada, SE Spain, *Geomorphology*, *21*, 69–84, 1997.

Carrasco, J. F., G. Casassa, et J. Quintana, Changes of the 0°C isotherm and the equilibrium line altitude in central Chile during the last quarter of the 20th century, *Hydrol. Sci. J*, *50(6)*, 933–948, 2005.

Carrasco, J. F., R. Osorio, et G. Casassa, Secular trend of the equilibrium-line altitude on the western side of the southern Andes, derived from radiosonde and surface observations, *J. Glaciol.*, *54(186)*, 538–550, 2008.

Carretier, S., et F. Lucazeau, How does alluvial sedimentation at range fronts modify the erosional dynamics of mountain catchments ?, *Basin Res.*, *17*, 361–381, 2005.

Carretier, S., B. Poisson, R. Vassallo, E. Pepin, et M. Farias, Tectonic interpretation of erosion rates at different spatial scales in an uplifting bloc, *JGR Earth Surface*, *114*, F02.003, 2009a.

Carretier, S., V. Regard, et C. Soual, In situ cosmogenic nuclides in river bedload. Implications for catchment-scale erosion rate and surface exposure dating, *Quaternary Geochronology*, 108–123, 2009b.

Cassassa, G., Glacier inventory in Chile : current status and recent glacier variations, International Glaciological Society, *An. Glaciol.*, *21*, 317–322, 1995.

Castelltort, S., et J. van den Driessche, How plausible are high-frequency sediment supply-driven cycles in the stratigraphic record ?, *Sedimentary Geol.*, *157*, , 2003.

Caviedes, C. N., et P. R. Waylen, Annual and Seasonal Fluctuations of Precipitation and Streamflow in the Aconcagua River Basin, Chile., *J. Hydrol.*, *120, 1-4*, 1990.

Chang, H., Fluvial Processes in river Engeneering. Krieger publishing compagny, Malabar, Florida, 1988.

Clapperton, C., The Glaciation of the Andes, *Quat. Sci. Rev.*, *2*, 83-155, 1983.

Clevis, Q., et P. de Boer W. Nijman, Differentiationg the effect of episodic tectonism and eustatic sea-level fluctuations in foreland basins filled by alluvial fans and axial deltaic systems : insight from a three-dimensional stratigraphic forward model., *Sedimentology*, *51*, 809–835, 2003.

Cochonneau G., F. Sondag, J.L. Guyot, B. Geraldo, N. Filizola, P. Fraizy, A. Laraque,P. Magat, J.M. Martinez, L. Noriega, E. Oliveira, J. Ordonez, R. Pombosa, F. Seyler, J. Sidgwick, P. Vauchel, L'Observatoire de Recherche en Environnement, ORE HYBAM sur les grands fleuves amazoniens, in *Climate Variability and Change-Hydrological impacts*, vol. 308, A232–A232, 2006.

Condom, T., A. Coudrain, J. Sicart, et S. Théry, Computation of the space and time evolution of equilibrium-line altitudes on Andean glaciers (10°N–55°S), *Global and Planetary Change*, *59*, 189–202, 2007.

Coulthard, T., M. Macklin, et M. Kirkby, Simulating upland river catchment and alluvial fan evolution, *Earth Surf. Proc. Land.*, *27*, 269–288, 2002.

Crave, A., et P. Davy, A stochastic "precipitation" model for simulating erosion/sedimentation dynamics, *Computer and Geosciences*, *27*(7), 815–827, 2001.

Cristallini, E., D. Boggeti, C. Regazzoni, L. Anzulovich, J. Cerdan, M. Ayala, J. Scolari, et F. Leiro, *Cuenca Cuyana. Intrepretacion estructural regional* , 50 pp., Repsol-YPF, CONICET, Universidad de Buenos Aires, 2000.

Dade, W., et M. Verdeyen, Tectonic and climatic controls of alluvial-fan size and source-catchment relief, *Journal of the Geological Society, London*, *164*, 353–358, 2007.

Dadson, S. J., N. Hovius, H. Chen, W.B. Dade, M-L. Hsieh, S. Willet, J-C. Hu, M-J. Horn, M-C. Chen, C. Stark, D. Lague, J-C. Lin, Links between erosion, runoff, variability and seismicity in the Taiwan orogen, *Nature*, *426*, 648–651, 2003.

Dadson, S. J., N. Hovius, H. Chen, W.B. Dade, J-C. Lin, M-L. Hsu, C-W. Lin, M-J. Horn, T-C. Chen, J. Milliman, C. Stark, Earthquake-trigered increase in sediment delivery from an active mountain belt, *Geology*, *32*, 733–736, 2004.

Davies, T., Korup, O., Persistent alluvial fanhead trenching resulting from large, infrequent sediment inputs. Earth Surf. Proc. Land. 32, 725–742, 2007.

Davis, W., Sheetfloods and streamfloods. Geol. Soc. Am. Bull. 49, 1337–1416, 1938.

Davy, P., et A. Crave, Upscaling local-scale transport processes in large-scale relief dynamics, *Phys. Chem. Earth*, *25*, 533–541, 2000.

Davy, P., et D. Lague, Fluvial erosion / transport equation of landscape evolution models revisited, *J. Geophys. Res.*, *114*, F03,007, 2009.

Denny, C., Alluvial fans in the Death Valley region of California and Nevada. U.S. , *Geological Survey Professional Paper*, *466*, 62, 1965.

Denny, C., Fans and Pediments. American J. of Sci. 265, 81–105, 1967.

Densmore, A., M. Ellis, et R. Anderson, Landsliding and the evolution of normal-fault-bounded mountains, *J. Geophys. Res.*, *103(B7)*, 15,203–15,219, 1998.

Densmore, A., P. Allen, et G. Simpson, Development and response of a coupled catchment fan system under changing tectonic and climatic forcing, *J. Geophys. Res.*, *112*, F01,002, 2007.

Doeschl-Wilson, A., Ashmore, P., Assessing a numerical cellular braided-stream model with a physical model. Earth Surf. Proc. Land. 30, 519–540, 2005.

Dorn, R., Climatic hypotheses of alluvial-fan evolution in Death valley are not testable. In : Rhoads, B.L., Thorn, C.E. (Eds.), The scientific nature of geomorphology. Vol. 71(15). p.8, 1996.

Dorn, R. I., The Role of Climatic Change in Alluvial Fan Development, in *Geomorphology of Desert Environments, 2nd ed.*, edited by A. A. A.J. Parsons, 723–742, Springer Science+Business Media B.V., 2009.

Duhnforth, M., A. Densmore, S. Ivy-Ochs, P. Allen, et P. Kubik, Timing and patterns of debris flow deposition on shepherd and symmes creek fans, owens valley, california, deduced from cosmogenic ^{10}Be, *J. Geophys. Res.*, *112*, F03S15, 2007.

Duhnforth, M., A. Densmore, S. Ivy-Ochs, et P. Allen, Controls on sediment evacuation from glacially modified and unmodified catchments in the eastern sierra nevada, california, *Earth Surf. Proc. Land.*, *33*, 1602–1613, 2008.

Eaton, B., Church, M., Millar, R., Rational regime model of alluvial channel morphology and response. Earth Surf. Proc. Land. 29, 511–529, 2004.

Eckis, R., Alluvial fans of the Cucamonga district, southern California, *J. Geol.*, *36*, 224–247, 1928.

Einstein, H. A., *Formulae for the transportation of bed load*, vol. 107, Trans A.S.C.E., 1942.

Einstein, H. A., *The Bed-load Function for Sediment Transportation in Open Channel Flows* , U.S. Dept. Agriculture, Soil Conservation Ser., Tech. Bull., 1950.

Espizùa, L., Chronology of late Pleistocene glacier advances in the rio Mendoza Valley, Argentina, *Global and Planetary Change*, *22*, 193–200, 1999.

Espizùa, L., Pleistocene glaciations in the Mendoza Andes, Argentina, in *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology*, vol. part III, edited by J. Ehlers et P. Gibbard, pp. 69–73, Elseviers, 2004.

Fernàndez, B., Stratigraphy of the Quaternary piedmont deposits of the río de Las Tunas Valley, Mendoza, in *Quaternay of South America and Antartic Peninsula. 2*, 31–40, A.A. Balkema, Rotterdam-Boston, 1984.

Fuller, C. W., S. D. Willet, N. Hovius, et R. Slingerland, Erosion rates for Taiwan moutain basins : new determination from suspended sediments records and a stochastic model for their temporal variation, *The J. of Geology*, *11*, 71–87, 2003.

Garcìa, V., Anàlisis Estructural y Neotectònico de las Lomas Jaboncillo y del Perral, Departamento de Tupungato, Provincia de Mendoza, Licenciatura, Facutad de ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 2004.

Garreaud, R. D., M. Vuille, R. Compagnucci, et J. Marengo, Present-day south american climate, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *281*(3-4), 180 – 195, 2009.

Gasparini, N. M., R. L. Bras, et K. Whipple, Numerical modeling of nonÐsteady-state river profile evolution using a sediment-flux-dependent incision model, in *Tectonics, Climate, and Landscape Evolution*, vol. 398, edited by S. Willet, N. Hovius, M. Brandon, et D. Fisher, 127–141, Geological Society of America Special Paper , 2006.

Giambiagi, L., M. A. Tunik, et M. Ghiglione, Cenozoic tectonic evolution of the alto tunuyan foreland basin above the transition zone between the flt ans normal subduction segment (33°30'-34°), western argentina, *J. of South Am. Ea. Sci.*, *14*, 701–724, 2001.

Giambiagi, L., V. Ramos, E. Godoy, P. P. Alvarez, et S. Orts, Cenozoic deformation and tectonic style of the andes, between 33° and 34° south latitude, *Tectonics*, *22-4*, 1041, 2003.

Gosse, J., et F. Phillips, Terrestrial in situ cosmogenic nuclides : theory and application, *Quaternary Science Rev.*, *20*, 1475–1560, 2001.

Granger D., J. Kircher, et R. Finkel, Spatially averaged long-term erosion rates measured from in situ-produced cosmogenic nuclides in alluvial sediment, *The J. of Geology*, *104*, 249–257, 1996.

Greene, A. M., R. Seager, et W. S. Broecker, Tropical snowline depression at the last glacial maximum : Comparison with proxy records using a single-cell tropical climate model, *J. Geophys. Res.*, *107*, D8, 4061, 2002.

Grosjean, M., M. Messerli, B. Schreier, et H. Veit, A late-holocene (<2600 bp) glacial advance in the south central andes (29°s), northern chile, *the Holocene*, *8*, 473–479, 1998.

Grujic, D., I. Coutand, B. Bookhagen, S. Bonnet, A. Blythe, et C. Duncan, Climatic forcing of erosion, landscape, and tectonics in the Bhutan Himalayas, *Geology*, *34*, 801–804, 2006.

Guyot, J.L., N. Filizola, J. Quintanilla, et J. Cortez, Dissolved solids and suspended sediment yields in the Rio Madeira basin, from the Bolivian Andes to the Amazon, in : *Erosion and Sediment yield : Global and Regional Perspectives*, vol. 236, edited by D.E. Walling and B.W. Webb, 55–63, 1996.

Guyot, J.L., H. Bazan, P. Fraizy, et J. Ordonez, Suspended sediment yields in the Amazon basin of Peru. , in *Water quality and sediment behaviour of the future : Predictions for the 21st Century, IAHS, Perugia (Italia), July*, 2007.

Guyot, J.L., Hydrogéochimie des fleuves de l'Amazonie bolivienne, Ph.D. thesis, Collection Etudes et Thèses, ORSTOM, Paris, 1993.

Hancock, G., R. Anderson, O. Chadwick, et R. Finkel, Dating fluvial terraces with 10Be and 2Al profiles : application to the Wind River, Wyoming, *Geomorphology*, *27*, 41–60, 1999.

Harrison, C. G. A., K. J. Miskell, G. W. Brass, E. S. Saltzman, et J. L. Sloan, Continental hypsography, *Tectonics*, *2*, 357–377, 1983.

Harrison, S., The Pleistocene glaciations of Chile, in *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology*, vol. part III, edited by J. Ehlers et P. Gibbard, Elseviers, 89–103, 2004.

Harvey, A., The impact of Quaternary sea-level and climatic change on coastal alluvial fans in the Cabo de Gata ranges, southeast Spain, *Geomorphology*, *28*, 1–22, 1999.

Harvey, A. M., Factors influencing Quaternary alluvial fan development in southeast Spain, in *Alluvial Fans : A Field Approach*, edited by A.H. Rachocki and M. Church, Jhon Wiley and Sons Ltd., 247–269, 1990.

Harvey, A., The role of base-level change in the dissection of alluvial fans : case studies from southeast Spain and Nevada. Geomorphology 45, 67–87, 2002.

Herail, G., Les cônes de déjection : Formes et sédiments, *Soc. Nat. Elf-Aquitaine*, *8(1)*, 135–150, 1984.

Hicks, D. M., J. Hill, et U. Shankar, Variation of suspended sediment yields around new zealand : the relative importance of rainfall and geology. in erosion and sediment yield : global and regional perspectives, *Int. Assoc. Hydrol. Sci.*, *236*, 149–156, 1996.

Hjulström, F., Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris, *Bulletin of Geological Institute of Uppsala*, *25*, 221–527, 1935.

Hodges, K. V., C. Wobus, K. Ruhl, T. Schildgen, et K. Whipple, Quaternary deformation, river steepening, and heavy precipitation at the front of the Higher Himalayan ranges, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *220*, 379–389, 2004.

Hooke, R., Steady-state relationships on arid regoon alluvial fans in closed basins, *American J. of Sci.*, *266*, 609–629, 1968.

Hooke, R., Geomorphic evidence for Late-Wisconsin and Holocene tectonic deformation, Death Valley, California. Bull. Geol. Soc. America 83, 2073–2088, 1972.

Houston, J., The great atacama flood of 2001 and its implications for andean hydrology, *Hydrological Processes*, *20*, 591–610, 2006.

Houston, J., Variability of precipitation in the atacama desert : Its causes and hydrological impact, *Int. J. Clim.*, *26(15)*, 2181–2198, 2008.

Hovius, N., C. P. Stark, et P. A. Allen, Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping, *Geology*, *25*, 231–234, 1997.

Hovius, N., C. P. Stark, M. A. Tutton, et L. D. Abbott, Controls on sediment supply by large rivers. In Shanley, K. W., and McCabe, P. J., eds. In Relative role of eustasy, climate and tectonics in continental rocks, *Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, *Spec. Publ.*, 3–16, 1998a.

Hovius, N., C. P. Stark, M. A. Tutton, et L. D. Abbott, Landslide-driven drainage network evolution in a pre-steady-state mountain belt : Finisterre Mountains, Papua New Guinea, *Geology*, *26*, 1071–1074, 1998b.

Howard, A. D., et G. Kerby, Channel changes in badlands, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *94*, 739–752, 1983.

Howard, A. D., W. E. Dietrich, et M. A. Seidl, Modeling fluvial erosion on regional to continental scales, *J. Geophys. Res.*, *99*, 13,971–13,986, 1994.

Huffman, G., Adler, R., Arkin, P., Chang, A., Ferraro, R., Gruber, A., Janowiak, J., McNab, A., Rudolf, B., Schneider, U., The global precipitation climatology project (GPCP) combined precipitation dataset. Bulletin of the American Meteorological Society Vol. 78, No. 1, Jan., 5–20, 1997.

Humphrey, N., et P. Heller, Natural oscillations in coupled geomorphic systems : an alternative origin for cyclic sedimentation, *Geology*, *23*, 499–502, 1995.

Hurtrez, J.-E., F. Lucazeau, J. Lavé, et J.-P. Avouac, Investigation of the relationships between basin morphology, tectonic uplift, and denudation from the study of an active fold belt in the Silawik hills, central Nepal, *J. Geophys. Res.*, *104*, 12,779–12,796, 1999.

Ijjasz-Vasquez, E. J., et R. L. Bras, Scaling regimes of local slope versus contributing area in digital elevation models, *Geomorphology*, *12*(4), 299 – 311, 1995.

INPRES, *El terremoto de Mendoza, Argentina, del 26 de enero de 1985. Informe General. San Juan*, vol. inedito, INPRES, 1985.

INPRES, *Microzonificación Sísmica del Gran Mendoza, República Argentina. Sumario Oficial*, vol. inedito, INPRES, 1989.

Irigoyen, M. V., R. L. Brown, et V. A. Ramos, Magnetic polarity stratigraphy and sequence of thrusting : 33ºS latitude, Mendoza province, Central Andes of Argentina, in *Program with abstracts*, edited by V. Golosov and V. Belyaev and D.E. Walling, 16–17, 1995.

Irigoyen, M. V., K. L. Buchan, M. E. Villeneuve, et R. L. Brown, Cronología y significado tectónico de los estratos sinorogénicos neógenos aflorantes en la región de Cacheuta-Tupungato, provincia de Mendoza, *Asociación Geológica Argentina*, *57 (1)*, 3–18, 2002.

Jayco, A., Late quaternary denudation, Death and Panamint valleys, eastern California. Earth Sci. Rev. 73, 271–289, 2005.

Jordan, T. E., B. L. Isacks, R. W. Allmendinger, J. A. Brewer, V. A. Ramos, et C. J. Ando, Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *94*, 341–361, 1983.

Kirby, E., et K. X. Whipple, Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis, *Geology*, *29*, 415–418, 2001.

Kirby, E., K. X. Whipple, W. Tang, et Z. Chen, Distribution of active rock uplift along the eastern margin of the Tibetan Plateau : Inferences from bedrock channel longitudinal profiles, *J. Geophys. Res.*, *108(B4)*, 2003.

Kirchner, J. W., R. Finkel, C. Riebe, D. Granger, J. Clayton, J. King, et W. Megahan, Mountain erosion over 10-year, 10000-year, and 10000 000-year timescales, *Geology*, *29*, 591–594, 2001.

Kober, F., S. Ivy-Ochs, G. Zeilinger, F. Schlunegger, P. Kubik, H. Baur, et R. Wieler, Complex multiple cosmogenic nuclide concentratino and histories in the arid Rio Lluta catchment, northern Chile, *Earth Surf. Proc. Land.*, *34(3)*, 398–412, 2008.

Kooi, H., Beaumont, C., Escarpment evolution on high-elevation rifted margins : insights derived from a surface processes model that combines diffusion, advection, and reaction. J. Geophys. Res. 99, 12,191–12,209, 1994.

Kooi, H., et C. Beaumont, Large-scale geomorphology : classical concepts reconciled and integrated with contemporary ideas via surface processes model, *J. Geophys. Res.*, *101*, 3361–3386, 1996.

Kubik, P., S. Yvy-Ochs, C. Schluchter, J. Masarik, et M. Frank, 10Be and 26Al production rates deduced from an instantaneous event within the dendro-calibration curve, the landslide of the Kofels Otz Valley Austria., *Earth Planet. Sci. Lett.*, *161*, 231–241, 1998.

Kuhle, M., The Last Glacial Maximum (LGM) glacier cover of the Aconcagua group and adjacent massifs in the Mendoza Andes (South America), in *Quaternary Glaciations*, edited by J. Ehlers et P. Gibbard, Elsevier, 75–82, 2004.

Kull, C., S. Imhof, M. Grosjean, R. Zech, et H. Veit, Late Pleistocene glaciation in the Central Andes : Temperature versus humidity control — A case study from the eastern Bolivian Andes (17°S) and regional synthesis, *Global and Planetary Change*, *60*, 148–164, 2008.

Lague, D., Dynamique de l'érosion continentale aux grandes échelles de temps et d'espace : modélisation expérimentale, numérique et théorique, Ph.D. thesis, Université de Rennes, 2001.

Lague, D., et P. Davy, Constraints on the long-term colluvial erosion law by analyzing slope-area relationships at various tectonic uplift rates in the Siwaliks (Nepal), *J. Geophys. Res.*, *108*, B2, 2003.

Lague, D., A. Crave, et P. Davy, Laboratory experiments simulating the geomorphic response to tectonic uplift, *J. Geophys. Res.*, *108*, B1, 2003.

Lague, D., P. Davy, et N. Hovius, Discharge, discharge variability, and the bedrock channel profile, *J. Geophys. Res.*, 110(F4), 1–17, 2005.

Lal, D., Cosmic ray labeling of erosion surfaces : in situ nuclide production rates and erosion models, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *104*, 424–439, 1991.

Laraque, A., C. Céron, E. Armijos, R. Pombosa, P. Magat, et J. Guyot, Sediments yields and erosion rates in the Napo River Basin : an Ecuadorian Andean Amazon tributary, in *Sediment Transfer through the Fluvial System*, vol. 288, edited by V. Golosov and V. Belyaev and D.E. Walling, 220–225, 2004.

Lavé, J., Avouac, J.-P., Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of central Nepal. J. Geophys. Res. 106-B11, 26,561–26,591, 2001.

Lecce, S. A., The Alluvial Fan Problem, in *Alluvial Fans : A Field Approach*, edited by A.H. Rachocki and M. Church, Jhon Wiley and Sons Ltd., 3–25, 1990.

Lliboutry, L., et A. E. Corte, Glaciers of South America : Glaciers of Chile and Argentina., *US Geol. Sur.*, *Prof. Pap.*, 1998.

Louvat, P., et C. Allegre, Present denudation rates on the island of Réunion determined by river geochemistry : Basalt weathering and mass budget between chemical and mechanical erosions, *Geochim. Cosmochim. Acta*, *61*, 3645–3669, 1997.

Merritts, D. J., K. R. Vincent, et E. E. Wohl, Long river profiles, tectonism, and eustasy : a guide to interpreting fluvial terraces, *J. Geophys. Res.*, *99*, 14,031–14,050, 1994.

Meyer-Peter, E., Müller, R., Formulas for bed-load transportation. In : Proc. 2nd Congress I.A.H.R. Stockolm, 1948.

Milana, J., Ruzycki, L., Alluvial fan slope as a funcion of sediment transport efficiency. J. Sed. Res 69(3), 553–562, 1999.

Milliman, J. D., et J. P. M. Syvitski, Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean : the importance of small mountainous rivers, *J. Geol.*, *100*, 525–544, 1992.

Molnar, P., Climate change, flooding in arid environments, and erosion rates, *Geology*, *29(12)*, 1071–1074, 2001.

Molnar, P., Nature, nurture and landscape, *Nature*, *426*, 612–614, 2003.

Molnar, P., R. Anderson, G. Kier, et J. Rose, Relationships among probability distributions of stream discharges in floods, climate, bed load transport, and river incision, *J. Geophys. Res.*, *111*, F02,001, 2006.

Montecinos, A., et P. Aceituno, Seasonality of the ENSO-Related Rainfall Variability in Central Chile and Associated Circulation Anomalies, *J. Clim.*, *16(2)*, 281–296, 2003.

Montgomery, D. R., et M. T. Brandon, Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *201*, 481–489, 2002.

Montgomery, D. R., et W. E. Dietrich, Channel initiation and the problem of landscape scale, *Science*, *255*, 826–830, 1992.

Montgomery, D. R., et E. Foufoula-Georgiou, Channel network source representation using digital elevation models, *Water Resources Res.*, *29-12*, 3925–3934, 1993.

Moulin, L., Instabilités en tresses des systèmes fluviatiles : études de rivières de Nouvelle-Zélande et modélisation, Ph.D. thesis, Université de Rennes 1, 2009.

Mukerji, A., The Chandigarh Dun Alluvial Fans : An Analysis of the Process-Form Relationship, in *Alluvial Fans : A Field Approach*, edited by A.H. Rachocki and M. Church, Jhon Wiley and Sons Ltd., 247–269, 1990.

Muñoz, J., B. Fernández, E. Varas, P. Pastén, D. Gómez, P. Rengifo, J. Muñoz, M. Atenas, et J. Jofré, Chilean water resources, in *The geology of Chile*, edited by Moreno T., and Gibbons W, 215–230, The geological Society, London, 2007.

Murray, A., et C. Paola, A cellular model of braided rivers, *Nature*, *371*, 54–57, 1994.

Murray, A., Paola, C., Properties of a cellular braided-stream model. Earth Surf. Proc. Land. 22, 1001–1025, 1997.

Muto, T., et R. J. Steel, Autogenic response of fluvial deltas to steady sea-level fall : Implications from flume-tank experiments, *Geology*, *32*, 401–404, 2004.

Nicholas, A., et T. Quine, Modeling alluvial landform change in the absence of external environmental forcing, *Geology*, *35*, 527–530, 2007a.

Nicholas, A., et T. Quine, Crossing the divide : representation of channels and processes in reduced-complexity river models at reach and landscape scales, *Geomorphology*, *90*, 318–339, 2007b.

Nishiizumi, K., C. Kohl, J. Klein, R. Middleton, D. Lal, et J. R. Arnold, Cosmic ray production rates of 10Be and 26Al in quartz from glacially polished rocks, *J. Geophys. Res.*, *94*, 17,907–17,915, 1989.

Nishiizumi, K., J. Klein, R. Middleton, et H. Craig, Cosmic ray 10Be and 26Al in Antartic rocks : exposure and erosion history, *Earth Surf. Proc. Land.*, *104*, 440–454, 1991a.

Nishiizumi, K., C. P. Kohl, E. Shoemaker, J. Arnold, J. Klein, D. Fink, et R. Middleton, In situ 10Be and 26Al exposure ages at meteor Crater, Arizona, *Geochim. Cosmochim. Acta*, *55*, 2699–2703, 1991b.

Nogami, M., Snoline and atmospheric circulation during the last glaciation in the Andes mountains of 10°N to 55°S, in *X INQUA Congress, Birmingham, Abstract*, p. 327, 1977.

Ono, Y., Alluvial Fans in Japan and South Korea, in *Alluvial Fans : A Field Approach*, edited by A.H. Rachocki and M. Church, Jhon Wiley and Sons Ltd., 247–269, 1990.

Ortlieb, L., Las mayores precipitaciones históricas en chile central y la cronología de eventos enos en los siglos xvi-xix, *Rev. Chilena Hist. Nat.*, *67*, 463–485, 1994.

Paola, C., Heller, P., Angevine, C., The large-scale dynamics of grain-size variation in alluvial basins, 1 : Theory. Basin Res. 4, 73–90, 1992.

Parker, G., Discussion of “lateral bed load transport on side slopes” by syunsuke ikeda (november, 1982), *J. of Hydraulic Engineering*, *110*(2), 197–199, 1984.

Parker, G., C. Poala, K. Whipple, et D. Mohrig, Alluvial fans formed by channelized fluvial and sheet flow. I : Theory, *J. of Hydraulic Engineering*, *124(10)*, 985–995, 1998.

Paterson, W. S. B., *The Physic of Glaciers, Third edition*, Pergamon, New York, Tokyo, 480 pp., 1994.

Pelletier, J., Persistent drainage migration in a numerical landscape evolution model, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L20,501, 2004.

Pepin, E., S. Carretier, et G. Hérail, Erosion dynamics modelling in a coupled catchment-fan system with constant external forcing, *Geomorphology*, *122*, 78–90, 2010.

Perez, V. Q., Mapa Fitogeografico, *Instituto Geogràfico Militar de Chile*, *Colecciòn Geografia de Chile*, 1, 1983.

Pinet, P., et M. Souriau, Continental erosion and large-scale relief, *Tectonics*, 1988.

Poisson, B., et J.-P. Avouac, Holocene Hydrological changes inferred from alluvial stream entrenchment in North Tian Shan (Northwestern China), *J. of Geology*, *112*, 231–249, 2004.

Poisson, B., et S. Carretier, Influence of a piedmont on the morphological dynamics of a range : insights from numerical modelling, *AGU fall meeting*, 2007.

Polanski, J., Estatigrafia, Neotectònica y Geomorphologìa del Pleistoceno pedemontano entre los rios Diamante y Mendoza, provincia de Mendoza, *Revista de la Asociaion Geologica Argentina*, *17-3/4*, 127–349, 1963.

Polanski, J., Descripcion geologica de la Hoja 24a-b, Cerro Tupungato, provincia de Mendoza, *Direccion Nacional de Geologia y Mineria,*, *128*, 1–110, 1972.

Ramos, V. A., E. O. Cristallini, et D. J. Pérez, The pampean flat-slab of the central andes, *Journal of South American Earth Sciences*, *15*(1), 59 – 78, 2002.

Regard, V., O. Bellier, J.C. Thomas, D. Bourles, S. Bonnet, M.R. Abbassi, R. Braucher, J. Mercier, E. Shabanian, S. Soleymani, K.H. Feghhi, Cumulative right-lateral fault slip rate across the ZagrosÐMakran transfer zone : role of the MinabÐZendan fault system in accommodating ArabiaÐEurasia convergence in southeast Iran, *Geophys J. Int.*, *162*, 177–203, 2005.

Reiners, P., T. Ehlers, S. Mitchell, et D. Montgomery, Coupled spatial variations in precipitation and long-term erosion rates across the Washington Cascades, *Nature*, *426*, 645–647, 2003.

Repka, J. L., R. S. Anderson, et R. C. Finkel, Cosmogenic dating of fluvial terraces, Fremont River, Utah, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *152*, 59–73, 1997.

Restrepo, J., B. Kjerfve, M. Hermelin, et J. Restrepo, Factors controlling sediment yield in a major South American drainage basin : the Magdalena River, Colombia, *J. of Hydrology*, *316*, 213–232, 2006.

Rivera, A., F. Brown, C. Acuña, et F. Ordenes, Chilean glaciers as indicators of climate change, *Terra Glacialis*, *11*, 193–207, 2008.

Roering, J. J., J. Kirchner, et W. Dietrich, Evidence for nonlinear, diffusive sediment transport on hillslopes and implications for landscape morphology, *Wat. Resour. Res.*, *35*, 853–870, 1999.

Rohais, S., Architecture stratigraphique et flux sédimentaires sur la marge sud du golfe de Corinthe (Grèce) : Analyse de terrain, modélisations expérimentales et numériques, Ph.D. thesis, Université de Rennes 1, 2007.

Rosenblatt, P., P. C. Pinet, et E. Thouvenot, Comparative hypsometric analysis of Earth and Venus, *Geophys. Res. Lett.*, *21*, 465–468, 1994.

Saillard, M., S. R. Hall, L. Audin, D. L. Farber, G. Herail, J. Martinod, V. Regard, R. C. Finkel, et F. Bondoux, Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace development along the Andean margin of Chile (31 degrees S) inferred from Be-10 dating, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *277*(1-2), 50–63, 2009.

Schumm, S. A., *The Fluvial System*, 338 pp., Wiley, New York., 1977.

Schumm, S.A., Mosley, P.M., Weaver, W.E., Experimental Fluvial Geomorphology. Wiley, New York., 1987.

Schwartzman, D. W., et T. Volk, Biotic enhancement of weathering and the habitability of Earth, *Nature*, *340*, 57–460, 1989.

Siame, L., et O. Bellier, A seismotectonic model for the Argentine Precordillera and the western Sierras Pampeanas, *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, *61(4)*, 604–619, 2006.

Siame, L., R. Braucher, et D. Bourles, Les nucléides cosmogéniques produits in-situ : de nouveaux outils en géomorphologie quantitative, *Bull. Soc. Géol. France*, *171*, 383–396, 2000.

Siame, L., O. Bellier, M. Sébrier, et M. Araujo, Deformation partitioning in flat subduction setting : the case of the Andean foreland of Western Argentina (28°S-33°S), *Tectonics*, *24*, 1–24, 2005.

Siame, L., O. Bellier, R. Braucher, M. Sebrier, M. Cushing, D. Bourles, B. Hamelin, E. Baroux, B. de-Voogd, G. Raisbeck, F. Yiou, Local erosion rates versus active tectonics : cosmic ray exposure modelling in Provence (south-east France), *Earth Planet. Sci. Lett.*, pp. 1–20, 2004.

Sklar, L., et W. E. Dietrich, River longitudinal profiles and bedrock incision models : Stream power and the influence of sediment supply, in *Rivers over rock : Fluvial Processes in bedrock channels*, edited by K. J. Tinkler et E. E. Wohl, 237–260, Geosphys. Monogr. Ser., AGU, Washington, D. C., 1998.

Sklar, L. S., et W. E. Dietrich, A mechanistic model for river incision into bedrock by saltating bed load, *Wat. Resour. Res.*, *40*, W06,301, 2004.

Smith, T.R., Bretherton, F., Stability and the conservation of mass in drainage basin evolution. Wat. Resour. Res. 8(6), 1506–1529, 1972.

Smith, J. A., G. O. Seltzer, D. T. Rodbell, et A. G. Klein, Regional synthesis of last glacial maximum snowlines in the tropical Andes, South America, *Quaternary International*, *138–139*, 145–167, 2005.

Snyder, N. P., K. X. Whipple, G. E. Tucker, et D. J. Merritts, Landscape response to tectonic forcing : Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *112-8*, 1250–1263, 2000.

Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E., Merritts, D.J., Importance of a stochastic distribution of floods and erosion thresholds in the bedrock river incision problem. J. Geophys. Res. 108(B2), 2117, 2003.

Stark, C.P., A self-regulating model of bedrock river channel geometry. Geophys. Res. Lett. 33, L04402, 2006.

Stark, C. P., E. Foufoula-Georgiou, et V. Gant, A nonlocal theory of sediment buffering and bedrock channel evolution, *J. Geophys. Res.*, *114*, F01,029, 2009.

Stone, J., Air pressure and cosmogenic isotope production, *J. Geophys. Res.*, *105*, 23,753–23,759, 2000.

Stone, J., K. Lambeck, L. Fifield, J. Evans, et R. Cresswell, A lateglacial age for the main rock platform, western scotland, *Geology*, *24*, 707–710, 1996.

Strahler, A. N., Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *63*, 1117–1142, 1952.

Sun, T., C. Paola, G. Parker, et P. Meakin, Fluvial fan deltas : linking channel processes with large-scale morphodynamics, *Wat. Resour. Res.*, *38-8*, 1151, 2002.

Taillefer, F., *Le piémont des Pyrénées françaises. Contribution à l'étude des reliefs de Piémont.*, 383 p + 7 cartes pp., Privat, 1951.

Thomas, R., Nicholas, A.P., Simulation of braided river flow using a new cellular routing scheme. Geomorphology 43, 179–195, 2002.

Toledo, A., et E. Zapater, Geographica General y regional de Chile, *Editorial Universitaria*, 1989.

Tucker, G. E., Drainage basin sensitivity to tectonic and climatic forcing : implications of a stochastic model for the role of entrainment and erosion thresholds, *Earth Surf. Proc. Land.*, *29*, 185–205, 2004.

Tucker, G. E., et D. N. Bradley, Trouble with diffusion : Reassessing hillslope erosion laws with a particle-based model, *J. Geophys. Res.*, *115*, F00A10, 2010.

Tucker, G. E., et R. L. Bras, Hillslope processes, drainage density, and landscape morphology, *Wat. Resour. Res.*, *34*, 2751–2764, 1998.

Tucker, G. E., et R. L. Bras, A stochastic approach to modeling the role of rainfall variability in drainage basin evolution, *Wat. Resour. Res.*, *36-7*, 1953–1964, 2000.

Tucker, G. E., et R. Slingerland, Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments : a numerical modeling study, *J. Geophys. Res.*, *10*, 12,229–12,243, 1994.

Tucker, G. E., et R. Slingerland, Drainage basin responses to climate change, *Wat. Resour. Res.*, *33*, 2031–2047, 1997.

Tucker, G. E., S. T. Lancaster, N. M. Gasparini, R. L. Bras, et S. Rybarczyk, An object-oriented framework for distributed hydrologic and geomorphic modeling using triangulated irregular networks, *Computers and Geosciences*, *27*, 959–973, 2001.

Turowski, J.M., Lague, D., Hovius, N., Cover effect in bedrock abrasion : a new derivation and its implications for the modeling of bedrock channel morphology. J. Geophys. Res. 112, F04006, 2007.

Vanacker, V., F. von Blanckenburg, G. Govers, A. Molina, J. Poesen, J. Deckers, et P. Kubik, Restoring dense vegetation can slow mountain erosion to near natural benchmark levels, *Geology*, *35*, 303–306, 2007.

Vassallo, R., J. F. Ritz, R. Braucher, M. Jolivet, S. Carretier, C. Larroque, A. Chauvet, C. Sue, M. Todbileg, D. Bourles, A. Arzhannikova, S. Arzhannikov, Transpressional tectonics and stream terraces of the Gobi-Altay, Mongolia, *Tectonics*, *26(5)*, TC5013, 2007.

Vergés, J., V. A. Ramos, A. Meigs, E. Cristallini, F. H. Bettini, et J. M. Cortés, Crustal wedging triggering recent deformation in the andean thrust front between 31°s and 33°s : Sierras pampeanas-precordillera interaction, *J. Geophys. Res.*, *112*, B03S15, 2007.

Viseras, C., M. Calvache, J. Soria, et J. Fernandez, Differential features of alluvial fans controlled by tectonic or eustatic accommodation space. Examples from the Betic Cordillera, Spain, *Geomorphology*, *50*, 181–202, 2003.

Whipple, K. X., The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts, *Nature geoscience*, *2*, 97–104, 2009.

Whipple, K. X., et T. Dunne, The influence of debris-flow rheology on fan morphology, Owens valley ,California. , *Geol. Soc. Am. Bull.*, *104*, 887–900, 1992.

Whipple, K. X., et B. J. Meade, Controls on the strength of coupling among climate, erosion, and deformation in two-sided, frictional orogenic wedges at steady state, *J. of Geophy. Res.-Earth Surface*, *109*(B2), 2004.

Whipple, K. X., et B. J. Meade, Orogen response to changes in climatic and tectonic forcing, *Earth and Planetary Science Letters* , *243*, 218–228, 2006.

Whipple, K. X., et G. E. Tucker, Dynamics of the stream-power incision model : implication for heigth limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs, *J. Geophys. Res.*, *104*, 17,661–17,674, 1999.

Whipple, K.X., Tucker, G.E., Implication of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution. J. Geophys. Res. 107(B2), 2039, 2002.

Whipple, K. X., G. Parker, C. Paola, et D. Mohrig, Channel dynamics, sediment transport, and the slope of alluvial fans : experimental study, *J. Geol.*, *106*, 667–693, 1998.

Whipple, K.X., Snyder, N.P., Dollenmayer, K., Rates and processes of bedrock incision by the Upper Ukak River since the 1912 Novarupta ash flow in the Valley of Ten Thousand Smokes, Alaska. Geology 28, 835–838, 2000.

White, K., Geomorphological Analysis of Piedmont Landforms in the Tunisian Southern Atlas Using Ground Data and Satellite Imagery, *The Geographical J.*, *157*, 279–294, 1991.

Willett, S., R. Slingerland, et N. Hovius, Uplift, shortening and steady state topography in active mountain belts, *American J. of Sci.*, *301*, 455–485, 2001.

Willett, S. D., Orogeny and orography : The effects of erosion on the structure of mountain belts, *J. Geophys. Res.*, *104(B12)*, 28,957–28,981, 1999.

Willgoose, G., R. L. Bras, et I. Rogdriguez-Iturbe, A coupled channel network growth and hillslope evolution model 1. theory, *Wat. Resour. Res.*, *27*, 1671–1684, 1991.

Wilson, C. G. J., R. Hermanns, L. Fauqué, M. Rosas, V. Baumann, et K. Hewitt, Upper Pleistocene deglaciation as a conditioning factor for catastrophic mass redistribution in Las Cuevas basin, Mendoza, Argentina, in *7th International Symposium on Andean Geodynamics-Nice*, vol. 7, pp. 583–586, 2008.

Wittmann, H., F. V. Blanckenburg, J. Guyot, L. Maurice, et P. Kubik, From source to sink : Preserving the cosmogenic ^{10}Be-derived denudation rate signal of the Bolivian Andes in sediment of Beni and Mamoré foreland basins, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *288*, 463–474, 2009.

Wobus, C., A. Heimsath, K. Whipple, et K. Hodges, Active out-of-sequence thrust faulting in the central Nepalese Himalaya, *Nature*, *434*, 1008–1011, 2005.

Wobus, C. W., G. Tucker, et R. Anderson, Self-formed bedrock channels, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L18,408, 2006.

Yalin, M. S., *Mechanics of sediment transport*, 289 pp., Pergamon Press, 1972.

Yrigoyen, M., Los depósitos sinorogénicos terciarios, in *Geología y recursos naturales de la provincia de Mendoza*, vol. 1(11), edited by V. Ramos, 123–148, 1993.

Zech, R., J. May, C. Kull, J. Ilgner, P. Kubik, et H. Veit, Timing of the late quaternary glaciation in the andes from around 15 to 40°s, *J. Quatern. Sci*, *23(6-7)*, 635–647, 2008.

Zárate, M., Geología y estratigrafía del pleistoceno tardío-holoceno en el piedemonte de tunuyán-tupungato, mendoza, argentina, XV Congreso Geológico Argentino, vol. 211, p. 6, 2002.

.

Liste des tables et figures

Tables

2.1 *List of experimental runs and their parameters.* τ_c *is the critical shear stress,* K_{br}, K_{all}, m, n *and* p *are physical parameters developed in transport Eqs. 1-5. in experiments 18d-22d,* m, n, *and* p *are differents in the bedrock incision rate* I *(Eqs. 5) and in the transport capacity* q_t *(Eq. 3).* $Lf*$ *is the normalized fan length. Foreland boundary condition can be either a transversal river or an arid endhoreic basin.* 46

2.2 *Characteristic mountain response times.* Ts *is the steady state time and* Tco *is the connectivity time. To compare experiments with different* τ_c *value,* $Ts*$ *(respectively* $Tco*$*) is normalized by the ratio :* $Ts*(Lf) = Ts(Lf)/Ts(Lf=0)$. 50

3.1 *Paramètres des simulations, la taille des piémonts et montagnes est donnée en (*$kmXkm$*). Dans ces simulations,* Δx *= 200* m. 79

4.1 *Locations of gauging stations. Values correspond to the whole catchment above a gauge station. Relative values for nested sub-catchments are given in Table 3.An asterisk (*) indicates the 32 selected stations in the mountains (see text). Lat., Long., Elev. correspond, respectively, to the latitude, longitude and elevation of the hydrological station.* 99

4.2 *Basic data of each gauging station. Cv : water discharge (or equivalently runoff) variability indice (defined in Data and methods part), MES : suspended sediment concentration.* 100

4.3 *Basic data of nested sub-catchments. The fourth column gives the catchment combination to obtain these values from Table 2.* 102

4.4 *Pearson Correlation Matrix for log values of studied parameters given in Table 1. A- 59 catchments representing the whole database excluding nested sub-catchments with negative SSY. B- The 32 mountainous catchments (cf Tables 1-3). Correlation coefficients greater than 0.21 for A and 0.29 for B are significant at 90% according to the Bravais-Pearson Table of critical values (see also r^2 and p on Fig. 3).* 107

5.1 *Les différentes unités litho-stratigraphiques du bassin de Tunuyàn d'après Polanski [1963]. Les épaisseurs ont été déterminées grâce aux données (REPSOL-YPF) d'un puits d'extraction, situé au nord de l'anticlinal Perral et à des observations de terrain [Garcìa, 2004]. Les âges proviennent de la synthèse bibliographique de Garcìa [2004].* 122

5.2 *Nature et lcoalisation des échantillons traités. Le taux de production à la surface P_0 et le coefficient de shielding ont été calculés avec le logiciel Cronus (http ://hess.ess.washington.edu/), Balco* et al. *[2008].* 157

5.3 *Age de c_1 du profil T2 en fonction des hypothèses sur C_0 et ϵ* 165

5.4 *Ages des sédiments et topographies et taux d'érosion moyens déterminés dans cette étude* 176

6.1 *Aires drainées et proportion de chaque bassin versant située au dessus de la ligne d'ELA définie à 4000 m.* 203

Figures

1.1 *Différents types de paysages. De gauche à droite et de haut en bas : Les Grands Moulins, (Isère, France) dont l'érosion est dominée par des détachements et chutes de blocs. Un anticlinal dans le Parc national Torres del Paine, (Patagonie, Chili) dont l'érosion est dominée par des processus non chenalisés de type diffusion. Les dunes de Huacachina (Sud du Pérou) érodées par des processus éolien et gravitaire. Un conglomérat de la vallée de la Luna (San Pedro de Atacama, Chili) sculpté par le vent. Erosion glaciaire à Huaraz (Nord du Pérou). Piémont alluvial de Las Tunas (Tupungato, Argentine) incisé par le rio las Tunas. Photographies E. Pépin (2006 à 2009)* 9

1.2 *Rio Urubamba au Pérou. La couleur café des eaux atteste de la grande charge de sédiments en suspension transportée par cette rivière de montagne en période des pluies. Sur la rive, des galets forment le lit mineur de la rivière. Leur transport vers l'aval est plus lent. Photographie J. Boucharel (2006)* 10

1.3 *Glissement de terrain à Cecil Lake (Canada Britanique) : Photographie Réjean Couture (2001)* 11

1.4 *Diagrammes pente-aire drainée : A. Division du diagramme en fonction des différentes zones chenalisées ou non du bassin versant selon Montgomery et Foufoula-Georgiou [1993]. B. Exemple d'application sur un des bassins versants du Silwalik (Nepal) par Lague et Davy [2003].* . . 13

1.5 *Les différentes échelles de temps régissant l'évolution d'un paysage composé d'une chaine de montagne et d'un piémont, figure de Allen [2006]. τ_1 : temps de relaxation jusqu'à l'atteinte d'un nouvel équilibre de l'érosion dans la montagne et de l'aggradation dans le piémont depuis un changement de vitesse de surrection de la faille normale. τ_2 : temps de réponse pour le développement de nouveaux profils à l'équilibre dans les rivières à substratum rocheux après une chute du niveau de base à l'exutoire. τ_3 : Echelle de temps nécessaire pour atteindre un relief uniforme à partir d'un déplacement horizontal d'un segment de faille. τ_4 : temps de réponse d'un système alluvial recevant des flux de sédiments depuis la région montagneuse. τ_5 : Temps de réponse de la propagation d'un point d'inflexion dû à un changement eustatique. τ_6 :* échelle de temps de la formation d'un lobe alluvial par avulsion et resédimentation. 14

1.6 *La valeur moyenne des taux d'érosion peut dépendre de leur intégration dans le temps. Figure de Kirchner* et al. *[2001].* 15

1.7 *Représentation schématique d'un paysage constitué d'une montagne et d'un piémont avec les différents moteurs de transfert de matière. Figure modifiée d'après Allen [2006]; Carretier et Lucazeau [2005]* 17

1.8 *Corrélations entre topographie et taux d'érosion. A. Les taux d'érosion long terme dans les montagnes Olympic (U.S.) sont corrélés avec la pente moyenne. B. Corrélations entre le relief local et les taux d'érosion des principales zones tectoniquement actives dans le monde. Figure de Montgomery et Brandon [2002].* 19

1.9 *Corrélation entre taux d'érosion et quantité de végétation. Figure de Vanacker* et al. *[2007]. Un seuil de couverture végétale semble contrôler l'érosion moyenne des versants. Au dessous de ce seuil, l'érosion des versants augmente de manière exponentielle.* 20

1.10 *Diagramme explicitant les relations entre la granulométrie, la vitesse de flux d'eau et l'érosion, le transport et la sédimentation des grains dans une rivière d'après Hjulström [1935]* 20

1.11 *Développement de cônes alluviaux le long d'un front montagneux. A. Naissance de petits cônes à la base du front en surrection récente. B. Le cône (1) a été disséqué par les flux provenant de la montagne qui se sont déposés plus loin pour former un autre cône (2). Le cône (1) abandonné peut être lui-même disséqué. Les sédiments transportés peuvent former un nouveau cône en aval (3). C. L'avulsion du drain principal a engendré l'abandon du système de cônes (1) et (2) et la création d'un nouveau cône (4).* 28

1.12 *Nomenclature et organisation des terrasses alluviales, figure d'après Burbank et Anderson [2001]. A. Les quatre premiers schémas illustrent les différents types de terrasses. Le dernier schéma est un exemple d'organisation de terrasses alluviales. Le cadre à droite présente les événements passés qui ont conduit à l'agencement actuel.* 29

1.13 *Exemple d'évolution d'un cône alluvial soumis à des conditions (flux d'entrée, chute du niveau de base) constantes. L'étude expérimentale provient de Muto et Steel [2004]. Le cône est en aggradation des instants A à C puis une incision forte à lieu (D). Cette dernière est suivie d'une dynamique importante dans le cône induisant la création de plusieurs systèmes de terrasses.* 30

1.14 *L'Aire des cônes alluviaux est une fonction de l'aire des bassins versants. Les carrés représentent les cônes alluviaux de mars, les autres symboles correspondent à des cônes alluviaux terrestres [Dade et Verdeyen, 2007].* 31

1.15 *Vitesse de dénudation et élévation d'une chaine de montagne dans les cas où : A. La chaine de montagne ne possède pas de piémont et B. Un piémont est ajouté au pied de la chaine. Ces résultats sont issus des expériences analogiques de Babault* et al. *[2005]. La comparaison des deux graphes montre que d'une part le régime permanent est atteint plus tard dans la montagne avec piémont et d'autre part son altitude moyenne est plus élevée (doublée dans cette expérience) par rapport à la montagne sans piémont.* 33

1.16 *Les perturbations de soulèvement ou de pluviométrie qui ont lieu dans le bassin versant montagneux influent directement sur la pente du cône alluvial alimenté par ce bassin versant. Les graphiques proviennent de Densmore* et al. *[2007]. Ces derniers ont utilisé un modèle numérique. A gauche le flux de sédiments sortant du bassin versant montagneux est modifié par la perturbation appliquée. A droite la pente du cône alluvial est directement influencée par ces modifications.* 34

2.1 *Natural examples of fan-mountain incisions. Photos from Google Earth 2010. (A). Mendoza River fans (Argentina :* $32^o49'50''S$ *;* $69^o43'20''O$*). (B) San Juan River fan (Argentina) referred to as Fan 22 by Milana and Ruzycki [1999]. (C) Panamint Valley fans (California) studied by Blair [1999a,b,c] and Dorn [1996]* 44

2.2 *The experimental grid consists of a mountain section subjected to constant uplift and precipitation and of an initially horizontal foreland section. Boundary conditions are : on the northern edge (1) "divide condition" : neither water nor sediments could exit ; on the eastern and western edges (2) "periodic conditions" ; on the southern edge (3) "arid endhoreic basin" : sediments cannot exit, water evaporates or infiltrates, altitude is free or "transversal river" : altitude fixed, sediments and water can exit. Figures A-D show different stages of experiment 15c (Table 2.1). Topography contour lines are in black (every 200 m), fan depositional limit lines are in dashed and color gradient represents the water flux. It ranges between maximum and minimum water flux values of the model grid.* 46

2.3 *Representation of six experimental time steps after fans have reached the foreland limit. Boundary conditions are a transversal river (A, B, C, D and E) or an endhoreic basin (F). (A) Experiment 7b (*τ_c *= 10,* Lp *= 0.5) ; entrenchment occurs before the mountain has been connected. (B) Experiment 2a (*τ_c *= 0,* Lp *= 0.5) ; entrenchment does not occur ; transport remains unchannelized. (C) Experiment 19d (*τ_c *= 0,* Lp *= 0.5 and* q_t *in Eq. (3) is more than linear in slope and water flux) ; without a significant* τ_c*, entrenchment does not occur even if* $n > 1$ *and* $m > 1$*, (D) Experiment 9b (*τ_c *= 10,* Lp *= 1) ; entrenchment occurs after mountain connectivity. (E) Experiment 16c (*τ_c *= 15,* Lp *= 1) ; slopes are greater than case D because of a greater* τ_c *value. (F) Experiment 10b (*τ_c *= 10,* Lp *= 1) ; entrenchment does not occur. See parameters in Table 2.1.* 47

2.4 *Mean relief along the x axis for experiments 9b and 10b at different time steps. The mountain-fan boundary is located at x = 8 km. Dashed lines represents mean relief before fans reach the foreland limit. At this stage, curves are superposed for both experiments. Experiment 9b (transversal river B.C.) : after reaching boundary, fans undergo entrenchment. Entrenchment is strongly marked on the curve at the foreland apex. Note the increase in slope in the foreland (curved red arrow). Experiment 10b (arid endhoreic basin B.C.) : after reaching the foreland limit, foreland baselevel and mountain and fan altitudes keep growing without entrenchment. Blue arrows show the constant rise of the system.* 48

2.5 *Entrenchment chronology for experiment 16c. Figure G illustrates the mean elevation change along the x axis at different times. Figures A,B,C and E-F correspond to the times in Fig. G. Aggradation corresponds to a positive elevation change whereas erosion corresponds to a negative elevation change. Mountain-fan boundary is located at x = 8 km. Time (A) : before reaching the boundary, fans are aggrading. Time (B) fans have reached the foreland boundary and entrenchment occurs in the fan apex. Times (C) and (D) : entrenchment is the greatest at the fan-mountain boundary ; the alluvial apron is broadly eroding. Times (E-F) : entrenchment is permanent and the mountain-fan system reaches a steady state.* 49

2.6 *Mean erosion rate in mountain section (E) versus relative Uplift rate (Ur) for experiment 9b. Dynamic equilibrium is reached when E = Ur [Babault* et al.*, 2005]. Steady state for this experiment is reached when E = U (= 1 mm y $^{-1}$). In our study, dynamic equilibrium is reached when $\tau_c > 0$ and $Lf* > 0.62$.* 50

2.7 *Characteristic times. White squares are τ_c = 15 Pa (experiments c, Table 2.1) ; gray circles are τ_c = 10 Pa (experiments b) ; white triangles are τ_c = 0 Pa (experiments a), gray diamonds are τ_c = 0 with a transport law (Eq. (3)) non linear in slope (experiments d). (A) $Ts*$ is the time necessary to reach a steady state ; it is normalized as : $Ts(Lf)* = Ts(Lf)/Ts(Lf = 0)$. (B) $Tco*$ is the time of mountain connectivity normalized as : $Tco(Lf)* = Tco(Lf)/Tco(Lf = 0)$. For $Lf* > 0,62$, Tco is 1.4 times greater than $Tco(Lf = 0)$.* 51

2.8 *The state of drainage network growth at 0.5 My for 3 experiments subjected to different uplift rates. Experiment 5b-0.5 is submitted to the weakest uplift rate (0.5 mm y^{-1}) and its drainage network is the least developed. Experiment 5b-2 is submitted to the strongest uplift rate (2 mm y^{-1}) and the mountain is totally connected. This figure illustrates that U controls Tco.* 52

2.9 *Mean erosion rate versus time for the mountain section. (A) represents experiments with small forelands ($Lf* < 0.62$). In this case, both drainage network development and fan dynamics control the erosional signal of the mountain. (B) represents experiments with large forelands ($Lf* > 0.62$). Only fan dynamics control the erosional signal of the mountain. In both graphs, the curve for a case without a foreland is given as reference. i, j, j', k, k', and l represent the characteristic states of the system* 53

2.10 *Illustration of the flow narrowing process in the model on the scale of several cells. As the dark grey cell erodes, water can no longer flow towards the diagonal cell, which is abandoned. Erosion increases in the receiving cell because it receives more water than previously, and thus the cycle continues.* 54

3.1 *Evolution d'un piémont unique à partir d'une topographie plane. Les flux d'eau et de sédiments constants sont imposés sur deux mailles à l'apex du piémont. Les cas A à H illustrent l'évolution temporelle du piémont. La figure de gauche de chaque cas représente les flux de sédiments et la figure de droite les flux d'eau. Les lignes noires marquent la topographie tous les 100 m. Noter les avulsions et la dynamique sédimentaire importantes avant le régime permanent (fig. H). Noter aussi que les conditions aux limites Est et Ouest sont cycliques* 60

3.2 *Représentation en 3 dimensions de l'état permanent (fig. 3.1-H) de l'expérience du piémont unique. Noter les terrasses alluviales le long des berges de la rivière ainsi que le paleochenal préservé car aucune pluie n'est appliquée sur la grille à l'apex du piémont.* 61

3.3 *Evolution temporelle de la variation de la topographie moyenne (δz) dans le piémont seul. Lorsque la variation moyenne par unité de temps est positive, les sédiments sont déposés dans le piémont. Lorsqu'elle est négative, les sédiments sont transportés à l'extérieur du piémont, celui-ci est érodé. CL représente l'arrivée des sédiments à la condition aux limites sud. Les lettres A-H se réfèrent aux instants illustrés dans la fig. 3.1* 62

3.4 *Schéma conceptuel illustrant la prise en compte de l'érosion latérale dans le modèle CIDRE. Le flux de sédiments Q_S provenant d'un pixel (gris foncé) vers les pixels voisins avals est représenté par les flèches noires. Le flux de sédiments issu de l'érosion latérale Q_{SL} (flèches rouges) est défini sur les pixels d'altitude supérieure adjacents au pixel gris foncé. Son intensité est proportionnelle à l'intensité du flux Q_S (Figure S. Carretier)* 64

3.5 *Comparaison de l'évolution de la variation de topographie moyenne (δz) dans le piémont seul pour des expériences avec et sans coefficient d'érosion latérale. L'expérience avec prise en compte de l'érosion latérale (courbe rouge) est caractérisée par des oscillations à haute fréquence révélant une dynamique sédimentaire plus intense et plus rapide. Après l'atteinte de la limite sud, l'aggradation dans le piémont diminue fortement mais le système ne connait pas d'état d'équilibre uniforme et constant comme dans le cas sans érosion latérale (courbe noire).* 65

3.6 *Evolution de l'érosion moyenne dans la montagne pour l'expérience 7b de l'article présenté dans le chapitre précédent (courbe noire) : $Kall = 1,5e^{-5}$, $m = 0,6$, $n = 0,7$, $p = 1,5$ et $\tau_c = 10Pa$ et $Lf* = 0,5$ et pour la même expérience dont la topographie initiale n'est pas une surface plane mais la topographie d'un régime permanent atténuée au millième (courbe rouge).* 67

3.7 *La taille du maillage influence légèrement la forme du réseau de drainage dans la montagne mais surtout la largeur des incisions dans le piémont. Les temps indiqués sur les deux figures représentent les temps pour lesquels les incisions sont en place dans tout le piémont. Dans le cas d'un maillage plus fin, le temps de réponse du système est plus long. Ce résultat est illustré sur la figure 3.8.* 68

3.8 *Evolution de la réponse érosive de la montagne pour deux expériences ayant des paramètres identiques :* $Kall = 1,5e^{-5}$, $m = 0,6$, $n = 0,7$, $p = 1,5$ *et* $\tau_c = 10Pa$, $P = 0,5m\ an^{-1}$ *et* $U = 1mm\ an^{-1}$. *Dans le cas du maillage le plus fin, le temps de réponse de la montagne est plus long. La flèche verte indique le décalage des réponse érosives dans le temps. Les oscillations de la courbe noire (maillage fin) sont difficilement interprétables d'un point de vue physique, elles sont essentiellement d'origine numérique car réduire le maillage rend le modèle moins stable.* 69

3.9 *Vitesse d'érosion dans la partie montagneuse de systèmes montagne-piémont à l'origine à l'équilibre, dont l'intensité de soulèvement dans la montagne est changée (*U_0 *= 1* $mm\ an^{-1}$*). La courbe verte représente le cas où le soulèvement est doublé, la courbe bleue le cas où le soulèvement est réduit de moitié. Remarque : Ces vitesses restent largement supérieures aux vitesses d'érosion moyennes estimées dans le système de Las Tunas (voir Chapitre 5)* 72

3.10 *Vitesse d'érosion moyenne dans la partie montagneuse du système montagne piémont lorsque le système à l'état stationnaire est soumis à une nouvelle pluviométrie. La pluviométrie passe d'une valeur initiale* P_0 *= 0.5* $m\,an^{-1}$ *à des valeurs uniformes de pluies de 0.4* $m\,an^{-1}$ *(courbe vert clair), 0.2* $m\ an^{-1}$ *(courbe vert foncé) et 0.7* $m\ an^{-1}$ *(courbe bleue). Une expérience où la valeur moyenne des pluies reste inchangée mais la variabilité annuelle augmentée est également présentée (courbe rouge). Dans cette expérience, il pleut seulement 70 % du temps. La courbe grise représente l'évolution du système initial (expérience 9b) depuis une surface plane jusqu'à l'équilibre dynamique relatif au régime permanent. Les lettres A-F se réfèrent aux cartes topographiques de la figure 3.11.* 73

3.11 *Evolution de la topographie au cours du temps (de A à F) d'un système montagne-piémont initialement à l'équilibre et dont la pluviométrie moyenne, appliquée sur la montagne, passe au temps* $t = 0$ *de 0.5* $mm\,an^{-1}$ *à 0.2* $mm\,an^{-1}$. *Les vignettes de gauche représentent les flux solides, les vignettes de droite les flux d'eau, les lignes noires la topographie tous les 100* m. *Cette évolution est typique des systèmes montagne-piémont soumis à une pluviométrie inférieure à un certain seuil au dessous duquel les incisions permanentes ne peuvent être conservées.* . . 75

3.12 *Evolution du profil topographique moyen (selon l'axe x) d'une chaîne de montagne sans piémont (expérience 2piem0, cf table 3.1). Le profil noir représente le profil du régime permanent. La carte topographique de droite correspond au profil orange. Les flèches verticales grises et U représentent le soulèvement constant appliqué sur la montagne. La ligne de partage des eaux (LPE) est située sur l'axe central de la montagne. La chaîne de montagne est donc symétrique.* 78

3.13 *Evolution du profil topographique moyen (selon l'axe x) d'une chaine de montagne avec deux piémonts de même taille (expérience 2piem1, cf table 3.1). Le profil noir représente le profil du régime permanent. La carte topographique de droite correspond au profil bleu. Les flèches verticales grises et U représentent le soulèvement constant appliqué sur la montagne. La ligne de partage des eaux est située quasiment sur l'axe central de la montagne. Le petit décalage vers la gauche provient de l'agencement des captures dans chaque piémont. Les captures des incisions du piémont de droite ont été plus importantes (2 incisions à droite et 3 à gauche pour la même aire drainée) et ont engendré une onde érosive un peu plus importante dans la partie droite de la montagne que dans la partie gauche. La chaîne de montagne est donc quasiment symétrique.* 80

3.14 *Evolution du profil topographique moyen (selon l'axe x) d'une chaîne de montagne avec deux piémonts identiques depuis un état d'équilibre avec une pluviométrie constante sur la montagne. A l'instant initial un gradient de pluviométrie est appliqué à la partie montagneuse (expérience 2piem2, cf table 3.1). La carte topographique de droite correspond au profil bleu. La flèche rouge indique la migration vers la droite (versant de plus faibles pluies) de la ligne de partage des eaux (LPE) par rapport à l'axe central de la montagne.* 82

3.15 *Evolution du profil topographique moyen (selon l'axe x) d'une chaine de montagne avec deux piémonts identiques depuis un état d'équilibre et dont la moitié ouest de la montagne est soumise à un soulèvement double (2 $mm\ an^{-1}$) à partir de l'instant $t = 0$. (expérience 2piem3, cf table 3.1). Le profil noir représente le profil du régime permanent. La carte topographique de droite correspond au profil noir. La flèche rouge indique la migration vers la gauche (versant de plus fort soulèvement) de la ligne de partage des eaux (LPE) par rapport à l'axe central de la montagne.* 83

3.16 *Evolution du profil topographique moyen (selon l'axe x) d'une chaîne de montagne avec deux piémonts de tailles différentes (expérience 2piem4, cf table 3.1). Le profil noir représente le profil du régime permanent. La carte topographique de droite correspond au profil jaune. La flèche rouge indique la migration vers la gauche par rapport à l'axe central de la montagne de la ligne de partage des eaux (LPE). L'incision du petit piémont à droite a lieu avant celle du grand piémont à gauche (profil jaune et schéma de droite). Cette première incision crée une onde d'érosion dans la partie droite de la montagne qui engendre l'asymétrie.* 84

3.17 *Evolution du profil topographique moyen (selon l'axe x) d'une chaîne de montagne avec deux piémonts dont les conditions aux limites sont différentes (expérience 2piem5, cf table 3.1). La carte topographique de droite correspond au profil bleu. Le piémont de gauche possède une condition aux limites de type rivière transversale, le piémont de droite possède une condition aux limites de type bassin endoréique. Le profil noir représente le régime permanent.* 85

3.18 *Evolution temporelle d'une expérience dont la limite aval est composée d'un mur type pli d'avant pays (endoréisme dû au pli) et d'une condition aux limites de type rivière transversale. L'expérience est similaire à l'expérience 7b de l'article précédent (voir table 1 de ce même article pour les valeur des paramètres physiques) à laquelle un mur topographique à été ajouté sur les $3/4$ de la limite avale. Les cartes de gauche présentent les flux de sédiments, les cartes droite les flux d'eau. Les ligne noires indiquent la topographie tous les 100 m.* 88

4.1 *Location of studied catchments. Mean annual runoff and water discharge seasonal regime. Negative values are found in some nested sub-catchments where water loss is taking place. Catchment numbers as in Table 1* 103

4.2 *Mean annual SSY and suspended sediment flux seasonal regimes. Negative values are found in sub-catchments where sedimentation takes place. For nested sub-catchments SSY are calculated using upstream gauge stations and the combination rule in Table 2* 104

4.3 *Correlation between SSY, and drainage area (A), runoff (B), mean slope (C), vegetation cover (D), daily variability index (E) and monthly variability index (F). Gray circles and gray regression lines correspond to the whole data set excluding the sub-catchments with negative SSY values. Black circles represent the 32 mountainous catchments selected between* $27^{\circ}S$ *and* $40^{\circ}S$ *(see text and Table 1). Black regression lines apply only to these 32 selected basins. Solid regression lines indicate significant linear relationships, whereas dashed lines are not significant (based on small* r^2 *and* $p > 0.05$*). Note logarithm axis.* 106

4.4 *Analysis of latitudinal distribution of SSY, vegetation cover, mean annual runoff, seismicity, mean topography and glacier cover for the 32 mountainous catchments of the Principal Cordillera between* $27^{\circ}S$ *and* $40^{\circ}S$*. In the earthquakes diagram, each point corresponds to an earthquake that occurred in the area of the studied catchments.* 108

4.5 *SSY versus vegetation cover (A) and mean slope (B). SSY values are almost constant and small for catchments with a vegetation cover above 8 % or a mean slope below 40 %. C : Considering the other catchments, SSY correlates almost linearly with mean runoff and this correlation explained 67% of the SSY variance.* 109

5.1 *Cadre régional des unités structurales de la zone d'étude. D'après Giambiagi* et al. *[2001, 2003]. Les Sierras Pampeanas n'apparaissent pas car elles sont situées plus au nord du cadre de cette figure.* 116

5.2 *Localisation des principales failles et axes de plis sur MNT. D'après Polanski [1963]; Cristallini* et al. *[2000]; Giambiagi* et al. *[2001, 2003].* . . 118

5.3 *Coupe structurale schématique selon l'axe XX' de la fig. 5.1. D'après Cristallini* et al. *[2000]; Giambiagi* et al. *[2003]. Les pointillés représentent une interprétation de la géométrie des failles.* 119

5.4 *Série de cartes schématiques interprétatives résumant l'évolution des Andes entre 33°S et 34°S modifiée d'après Giambiagi* et al. *[2003]* . . . 120

5.5 *Carte indiquant les positions des marqueurs géomorphologiques de la surrection de l'ensemble la Ventana/Viscacheras. Ces marqueurs peuvent être des paléochenaux du rio Tunuyàn ainsi que des terrasses (profil EE'). Les profils topographiques AA' à GG' sont représentés sur la figure 5.6.* 125

5.6 *Profils topographiques de l'ensemble la Ventana/Viscacheras. Leur localisation est indiquée sur la fig. 5.5. Noter la meseta del Guadal (profil BB'), les terrasses sur les berges actuelles du rio Tunuyàn (profil EE') et la section transversale du paléochenal du rio Tunuyàn (profil GG'). Ce dernier profil présente une terrasse de part et d'autre du paléochenal basculée vers le nord (pointillés gris) suite à l'évolution de l'anticlinal.* . 126

5.7 *Localisation (lignes jaunes) des relevés effectués avec les GPS différentiels dans le piémont de Las Tunas.* 128

5.8 *Géomorphologie générale du système montagne-piémont de Las Tunas.* 130

5.9 *Mesetas limitant le piémont de Las Tunas au sud. (Photographie E.Pepin 2008). Ces mesetas sont soulevées en éventail de l'ouest vers l'est. Les mesetas les plus hautes sont donc les plus pentées car les plus basculées.* 131

5.10 *Piémont de Las Tunas. Photographie (E. Pepin 2008) prise du milieu du piémont vers l'apex. Les trois niveaux T1, T2 et T3 sont visibles. Les arbres et maisons dans le fond de la terrasse T1 servent d'échelle.* . . . 132

5.11 *Interprétation géomorphologique du piémont de Las Tunas. Les profils numérotés de 1 à 9 sont présentés dans la fig. 5.13. Le piémont comprend deux phases de sédimentation majeures : Mesones et Las Tunas ainsi que des périodes de dissection. Le dépôt de Las Tunas, formant à l'origine le niveau T2 a été incisé pour former le niveau T1.* 133

5.12 *La surface T3 et l'éventuelle faille qui la borde dans le prolongement des failles de transition montagne-piémont au nord. La faille n'est pas visible sur le terrain.* 134

5.13 *Profils transversaux des terrasses du piémont de Las Tunas. Les terrasses sont bien marquées à l'apex du piémont. la surface T2 possède une morphologie de cône alluvial dès le profil 3.* 135

5.14 *Série sédimentaire de la terrasse T1. A droite, photographie prise de l'autre berge (berge nord) du rio Las Tunas. A gauche, photographie prise depuis la même berge (berge sud) avec l'échantillonnage de galets à plus de 3 m de profondeur de la surface. Noter que les échelles ne sont pas les mêmes sur les deux photographies (E. Pepin 2008).* 136

5.15 *Série sédimentaire de la terrasse T2. La photographie (M. Farias 2008) est prise de la berge nord du rio Las Tunas vers cette même berge. Noter la terrasse T3 visible au fond à droite.* 137

5.16 *Scénarios de l'organisation des trois terrasses du piémont selon une coupe transverse N-S. Dans les deux scénarios, T1 et T2 sont des terrasses étagées. Dans la série sédimentaire de Las Tunas apparait un tuf. A. Les terrasses T1 et T2 sont emboitées dans T3. B. T1, T2 et T3 sont étagées. Les lignes pointillées sont suposées.* 139

5.17 *Les niveaux de terrasses bordant le cours d'eau de Santa Clara. Photographie (E. Pepin, 2008), prise depuis l'apex du piémont de Las Tunas (voir la localisation a sur la fig. 5.18.* 141

5.18 *Localisation des terrasses dans les bassins versants de Santa Clara et Las Tunas sur fond de photographies aériennes (année : 1966). Les profils MNT relevés en pointillés blancs sont présentés dans les fig. 5.22 et 5.24. Les éventails a, b et c localisent les lieux où ont été prises les photographies des figures 5.17, 5.19 et 5.20.* 142

5.19 *Exemple de terrasses alluviales dans le bassin versant de Santa Clara construites avec un remplissage de la formation Las Tunas (Photographie E.Pepin 2009). Voir la localisation indiquée par c sur la figure 5.18* 143

5.20 *Terrasses alluviales et d'abrasion repérées le long du rio Santa Clara (Photographie E.Pepin 2009). Voir la localisation indiquée par b sur la figure 5.18.* 143

5.21 *Position des différents profils topographiques effectués dans le piémont. Le profil aval de T3 est obtenu à partir du modèle GDEM, les autres profils à partir des relevés des GPS différentiels.* 144

5.22 *Profils longitudinaux du système montagne-piémont de Las Tunas. Noter l'exagération verticale. Les profils de la montagne, de T0, du pli Jaboncillo et de T3 (sauf Apex) proviennent du modèle GDEM. Les autres relevés proviennent des GPS différentiels.* 145

5.23 *Représentation Schématique de propagation d'incisions (flèches vers le bas) dans un piémont. (A) Les incisions ont lieu à l'apex du piémont et se propagent vers l'aval. Les terrasses formées sont convergentes vers l'aval. (B) Les incisions ont lieu à l'aval du piémont et se propagent vers le haut. Les terrasses formées sont convergentes vers l'amont.* 145

5.24 *Incision par rapport au niveau actuel de la rivière des terrasses du piémont Las Tunas et du bassin versant montagneux de Santa Clara. L'origine des ordonnées est le lit actuel de la rivière (T0).* 146

5.25 *Illustration schématique d'une cascade nucléaire (*$http://www.expeditions.udel.edu/antarctica08/blog-dec-12-2008.html$*).* . . . 149

5.26 *Représentation schématique des différents facteurs influençant le taux de production* P*. Les cosmonucélides A,B,C,D et E ont tous des taux de production différents car ils sont impactés par des rayons cosmiques d'intensité différente. l'intensité des rayons cosmiques dépend de l'altitude (cas A et D), de la profondeur* x *(cas A et B) du coefficient d'écrantage (shielding, cas C et D) de la latitude (cas E et D).* 151

5.27 *Héritage des galets d'une surface : Exemple de deux galets voisins dans une surface ayant une histoire antérieure bien différente. Chacun a déjà accumulé des cosmonucléides avant leur arrivée au point d'échantillonnage : c'est leur héritage.* 152

5.28 *Concentration d'un cosmonucléide (ici le* ^{10}Be*) versus temps. d'après Siame* et al. *[2000]. Pour une concentration donnée, il est possible de déterminer un temps minimum d'exposition et un taux d'érosion maximum.* 153

5.29 *La méthode de mélange d'après Anderson* et al. *[1996]. Si plusieurs échantillons sont collectés à une même profondeur, alors il est possible d'obtenir une concentration moyenne caractérisant cette profondeur. Le décalage à droite de la courbe concentration moyenne versus profondeur peut indiquer l'héritage moyen de la surface.* 154

5.30 *Résumé schématique du protocole utilisé pour la préparation des échantillons. La majorité des échantillons de cette étude a été préparée à l'Université du Chili puis au LMTG jusqu'au scellage des creusets avant d'être envoyée au CEREGE pour les dernières étapes.* 156

5.31 *Photographie du site d'échantillonnage de TU1 (photographie E.Pepin, 2008). TU1 (comme TU2) est un filon de quartz inséré dans une roche métamorphique affleurantà la surface d'une terrasse d'abrasion.* 158

5.32 *Echantillonnage de T1 pour effectuer un profil en profondeur. Les lignes pointillées oranges indiquent les profondeurs des échantillons traités (cf. table 5.2. Le plus profond est à environ 1,7 m (photographie M. Farias, 2008).* 159

5.33 *Profil de concentration en ^{10}Be versus la profondeur de la terrasse T1. Le profil rouge représente la courbe exponentielle qui modélise le mieux les données (t = 29500 ans , ϵ = 0,035 $mm\,an^{-1}$ et C_0 = 25000 $at\,g^{-1}\,an^{-1}$).* 160

5.34 *Graphique du χ^2 correspondant au profil de T1. Les χ^2 les plus faibles déterminent les couples (ϵ,t) les plus probables.* 161

5.35 *Echantillonnage de T2 pour effectuer un profil en profondeur. Les lignes pointillées orange indiquent les profondeurs des échantillons de sables traités (cf. table 5.2). Le point le plus profond est à 2,2 m (photographie E. Pepin, 2008).* 162

5.36 *Profil des concentrations en ^{10}Be versus profondeur de la terrasse T2. Les données ne s'alignent pas sur un profil exponentiel mais sont représentatives de zones de mélange. Les deux couches de mélanges sont notées c_1 et c_2. Le profil pointillé rouge correspond au modèle exponentiel pour lequel seule la couche c_2 est considérée, avec pour paramètres : t = 2600 ans , ϵ = 0,1 $mm\,an^{-1}$ et C_0 = 200000 $at\,g^{-1}\,an^{-1}$* 163

5.37 *Résolution graphique de l'équation 5.8 pour la couche c_2 de T2. Les solutions sont les valeurs de t_0 lorsque l'ordonnée est nulle. Les différentes courbes représentent les différentes valeurs de C_0 et ϵ. t_1 = 3000 ans dans ces courbes. Ici on obtient donc $15 < t_0 < 16\ ka$ pour C_0 = $2.10^5 at\,g^{-1}$ et $21 < t_0 < 24\ ka$ pour C_0 = $1.8\ 10^5 at\,g^{-1}$* 166

5.38 *Echantillonnage de T3 pour effectuer un profil en profondeur. Les lignes pointillées orange indiquent les profondeurs des échantillons traités (cf. table 5.2). Le plus profond est à 1,55 m (photographie R. Charrier, 2008).* 167

5.39 *Profil de concentration en ^{10}Be versus profondeur de la terrasse T3. Comme pour la terrasse T2, le profil n'a pas une forme exponentielle mais s'organise en deux couches de mélange c_1T3 et c_2T3.* 168

5.40 *Résolution graphique de l'équation 5.8 pour la couche c_{2T3} de T3. ϵ = 0 et C_0 est négligeable. t_1 = 720 000 ans. La solution de l'équation avec ces paramètres est donnée par t_0 lorsque l'ordonnée de la courbe est nulle. Ici t_0 = 1,22 Ma.* 169

5.41 *Echantillonnage de SPW1 sur une meseta. Noter la surface plane et en fond d'autres mesetas plus élevées. L'échantillon SPW1 a été prélevé sur un affleurement de roche métamorphique avec filon de quartz. Les graviers de l'échantillon SPW2 ont été échantillonnés à quelques mètres de SPW1 (photographie E. Pepin, 2009).* 170

5.42 *Le Tuf 4 intercalé dans les séries sédimentaires de Las Tunas. (Photographie V. Garcia 2009). La localisation de TUF4 est indiquée sur les figures 5.8 et 5.11* 171

5.43 *Diagrammes d'analyses de TUF4. A. Plateaux de la première série, âge plateau estimé à 0,48 +/− 0,2 Ma. B. Plateaux de la deuxième série, âge plateau estimé à 0,78 +/− 0,3 Ma. C. diagramme de probabilité des âges pour les deux séries combinées, l'âge isochrone combiné est estimé à 0,57 +/− 0,2 Ma.* 172

5.44 *Le Tuf TU1 est situé dans le pli el Perral. l'affleurement mesure plusieurs mètres de hauteur (photographie E. Pepin 2008). Voir figure 5.8 pour la localisation* 173

5.45 *Interprétation schématique de la formation du piémont de Las Tunas. A gauche, les profils en long du système montagne-piémont, l'abscisse 0 représente la transition montagne-piémont. Au centre la cartographie du piémont ; à droite une coupe transversale de l'apex du piémont. Avant 0,8 Ma le dépôt Mesones est en place dans le piémont et remonte certainement dans la montagne. Avant 0,6 Ma, le piémont et la montagne ont été incisés et il ne reste plus que la terrasse T3 comme relique du dépôt ainsi que les dépôts surélevés par les deux anticlinaux Perral et Jaboncillo. Le dépôt de Las Tunas se met ensuite en place, contenant le tuf TUF4 à 0,6 Ma. Ce dépôt remonte dans la montagne. Aux alentours de 20 ka, le dépôt de Las Tunas est incisé en deux niveaux, T2 puis T1. le rio prend alors sa position actuelle.* 175

5.46 *Récapitulatif des différents résultats des études sur les paléoclimats de la région et ses alentours. Les périodes de glaciations sont représentées en bleu. Pour la région du piémont de Las Tunas, les périodes d'élaboration de surface de terrasse sont indiquées en vert, elles correspondent au début de périodes interglaciaires. Les périodes de réchauffement en orange. Les stades isotopiques (MIS) sont représentés à gauche. Les numéros paires représentent les stades glaciaires, les numéros impaires les stades interglaciaires.* 179

5.47 *Profils topographiques dans l'anticlinal Jaboncillo tracés à partir du modèle GDEM. L'amplitude moyenne des rides est de l'ordre de 40 m.* . . . 181

5.48 *Représentation schématique des oscillations possibles entre la montagne et le piémont au cours d'un cycle glaciaire par exemple. Le passage de T3 à T2 est donné comme exemple même si il ne se déroule pas sur un cycle glaciaire. Le profil rouge peut représenter l'instant où T3 est en place. Les sédiments sont à un niveau haut dans la montagne et dans le piémont. Pour passer à un niveau bas de sédiments (fin de l'incision du dépôt T3, profil vert) le piémont peut s'inciser (profil jaune) avant la montagne. Il est également possible que la montagne s'incise avant le piémont (profil noir). Lorsque le système entier est incisé (profil vert), il peut re-sédimenter d'abord par le piémont (profil noir) ou par la montagne (profil jaune) pour atteindre le profil caractéristique de T2 (profil rouge). la chronologie de ces différents stades constitue une onde d'érosion-sédimentation.* 184

5.49 *L'équipe de choc ! de gauche à droite : S. Carretier, G. Hérail, E. Pepin, R. Charrier, M. Farias* 185

6.1 *Localisation des différents bassins versants adjacents au système Las Tunas-Santa Clara. Le gradient de couleur donne une indication sur les aires drainées. Celles-ci sont indiquées plus précisément dans la table 6.1. Les exutoires des bassins versants sont définis par la limite montagne-piémont.* 189

6.2 *Photographie aérienne de la transition montagne-piémont du système n2. Les niveaux de terrasses issues de l'incision du système sont représentés en rouge. Le système n2 est donc incisé, même si ses incisions et l'étendue de son système de terrasses sont moins développées que le système de Las Tunas. La faille représentée au sud est celle qui affecte potentiellement T3 (voir fig. 5.12)* 190

6.3 *Profils longitudinaux des drains principaux de Santa Clara et de Las Tunas déterminés à partir du modèle numérique de terrain SRTM. Noter les deux points d'inflexion majeurs sur chaque profil (A et B) à plus de 15* km *de l'exutoire. Les fortes pentes au delà de 30* km *de l'exutoire correspondent aux pentes des têtes de bassin.* 193

6.4 *Profils en long de tous les bassins versants voisins du système las Tunas-Santa Clara déterminés à partir du SRTM. Les bassins versants sont représentés dans la fig. 6.1. Noter l'exagération verticale qui rend invisibles les points d'inflexion des deux profils Santa Clara et Las Tunas définis dans la figure 6.3.* 194

6.5 *Diagrammes pente-aire drainée des bassins versants Las Tunas (haut) et Santa Clara (bas) déterminés à partir du modèle numérique de terrain SRTM. Seules les valeurs moyennes de pentes pour chaque aire drainée sont représentées. Les zones I, II, III et IV correspondent aux zones déterminées par Ijjasz-Vasquez et Bras [1995].* 196

6.6 *Diagramme pente-aire drainée de tous les bassins versants voisins du système Las Tunas-Santa Clara. La zone délimitée entre les deux droites verticales pointillées est la plage d'aires drainées communes où* $\theta = 0,2$. 197

6.7 *Courbes hyspométriques de tous les bassins versants voisins du système las Tunas-Santa Clara déterminées à partir du SRTM. Les bassins versants sont représentés dans la fig. 6.1.* 199

6.8 *Proportion des bassins versants au dessus de la ligne d'ELA. La zone verte est comprise entre 3500 et 4000* m *d'altitude, la zone bleue au dessus de 4000* m*. La ligne rose pointillée représente la frontière entre Cordillère Frontale à droite et Cordillère Principale à gauche.* 202

6.9 *Schéma conceptuel de l'influence de zones glaciaires sur les cycles d'érosion-sédimentation d'un bassin versant. Dans les deux cas (gauche et droite), la zone grise représente une période glaciaire, la zone blanche des périodes inter-glaciaires. Figure de Duhnforth* et al. *[2008].* 204

Annexe

Article : Carretier et al., JGR 2009

Cet article expose des relations entre la forme de la réponse érosive d'une montagne et les processus qui régissent l'érosion de cette dernière et le transport des sédiments. Ces relations ont été obtenues par le biais de modélisations numériques avec le modèle CIDRE. L'article propose donc également une description des lois et paramètres régissant le modèle CIDRE.

Références : S. Carretier, B. Poisson, R. Vassallo, **E. Pepin**, and M. Farias, 2009. Tectonic interpretation of transient stage erosion rates at different spatial scales in an uplifting block. *J. Geoph. Res.* 114, F02003

JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 114, F02003, doi:10.1029/2008JF001080, 2009

Click Here for Full Article

Tectonic interpretation of transient stage erosion rates at different spatial scales in an uplifting block

S. Carretier,[1,2] B. Poisson,[3] R. Vassallo,[1,2,4] E. Pepin,[1] and M. Farias[5]

Received 23 May 2008; revised 9 December 2008; accepted 14 January 2009; published 1 April 2009.

[1] We explore the extent to which it is possible to convert erosion rate data into uplift rate or erosion laws, using a landscape evolution model. Transient stages of topography and erosion rates of a block uplifting at a constant rate are investigated at different spatial scales, for a constant climate, and for various erosion laws and initial topographies. We identify three main model types for the evolution of the mountain-scale mean erosion rate: "linear"-type, "sigmoid"-type and "exponential"-type. Linear-type models are obtained for topographies without drainage system reorganization, in which river incision rates never exceed the uplift rate and stepped river terraces converge upstream. In sigmoid-type and exponential-type models (typically detachment-limited or transport-limited models with a significant transport threshold), drainage growth lasts a long time, and correspond to more than linear transport laws in water discharge and slope. In exponential-type models, the mean erosion rate passes through a maximum that is higher than the rock uplift rate. This happens when the time taken to connect the drainage network exceeds half the total response time to reach dynamic equilibrium. River incision rates can be much greater than the uplift rate in both cases. In the exponential-type model, river terraces converge downstream. Observations of a mountain in the Gobi-Altay range in Mongolia support the exponential-type model. This suggests that the erosion of this mountain is either detachment-limited or transport-limited with a significant transport threshold. This study shows that drainage growth could explain differences in erosion rate measurements on different spatial scales in a catchment.

Citation: Carretier, S., B. Poisson, R. Vassallo, E. Pepin, and M. Farias (2009), Tectonic interpretation of transient stage erosion rates at different spatial scales in an uplifting block, *J. Geophys. Res.*, *114*, F02003, doi:10.1029/2008JF001080.

1. Introduction

[2] Many studies have attempted to convert erosion rates (ϵ [LT^{-1}]) into rock uplift rate (U [LT^{-1}]) [e.g., *Pazzaglia et al.*, 1998; *Hurtrez et al.*, 1999; *Lavé and Avouac*, 2000, 2001; *Pazzaglia and Brandon*, 2001; *Vassallo et al.*, 2007b]. This is a difficult task for two reasons: first of all, the timescale for which the mean erosion rates are representative of tectonic processes is not well known. Comparisons between erosion rates for different timescales have resulted in significant differences due to the under-sampling of major erosion events or to climate-driven variations [*Kirchner et al.*, 2001; *von Blanckenburg*, 2005]. Second, the erosion rate equals the rock uplift rate only if a dynamic equilibrium has been reached, which may not be true in many active mountains with significant climatic variations or if response times are especially long [*Whittaker et al.*, 2007a; *Stolar et al.*, 2007b; *Farías et al.*, 2008; *Cowie et al.*, 2008]. For these two reasons, the erosion rate can be greater or smaller than the rock uplift rate. It can be greater if climate change has led to increasing river incision [*Zaprowski et al.*, 2005] or because of a sudden base level fall at the mountain piedmont [*Carretier and Lucazeau*, 2005; *Vassallo et al.*, 2007b]. It can be smaller in the case of a catchment with slopes that have not yet reached their equilibrium [*Kooi and Beaumont*, 1996]. The interpretation of erosion rates is also a spatial-scale problem. During the phase of adjustment to uplift, erosion evolves at different rates along the catchment, so that parts of the system may have reached a dynamic equilibrium ($\epsilon = U$) while other parts of the system have not [*Whipple and Tucker*, 1999]. Consequently, the local incision rate, as deduced from river terraces, may differ significantly from the mean catchment-scale erosion rate over the same time period, without any necessary variations in rock uplift rates within the catchment. Recent advances in thermochronology and cosmogenic nuclide-derived erosion rates and terrace dating represent an opportunity to compare erosion rates for different temporal and spatial scales. Physical and numerical modeling of erosion in active mountain belts shed light on the coupling relationship between relief, erosion rate, tectonics and climate, particularly during the dynamic equilibrium stage [*Howard et al.*, 1994; *Densmore et al.*,

[1]LMTG, UPS (OMP), Université de Toulouse, Toulouse, France.
[2]Also at IRD, Toulouse, France.
[3]Hazard Mechanisms and Simulation Unit, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orleans, France.
[4]Now at LGCA, Université de Savoie, le Bourget du Lac, France.
[5]Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile.

Copyright 2009 by the American Geophysical Union.
0148-0227/09/2008JF001080$09.00

1998; *Willett*, 1999; *Whipple and Tucker*, 1999; *Davy and Crave*, 2000; *Tucker*, 2004; *Stolar et al.*, 2007a]. However, only a few studies have examined the evolution of erosion rates on different spatial scales or within embedded systems (catchment, hillslope, river network) during transient response to uplift [e.g., *Anderson*, 1994; *Kooi and Beaumont*, 1996; *Lague*, 2001; *Whipple and Tucker*, 2002; *van der Beek et al.*, 2002; *Carretier and Lucazeau*, 2005; *Tucker and Whipple*, 2002; *Gasparini et al.*, 2006]. Thus, a theoretical framework that links erosion rate data on different spatial scales within a catchment is still missing.

[3] In this paper, we address the following question: what controls the shape of an ϵ versus time curve? We explore the hypothesis that (1) erosion rates on a steadily rising block may following one of a small number of characteristic patterns, and (2) these patterns involve systematic changes over time in the relationship between erosion rate and rock uplift rate. Analyzing these changes, we evaluate if it is possible to extract information about uplift rate and erosion laws from topographic and erosion rate data on different spatial scales from a catchment in a transient state. We investigate the relationships between the mountain-scale erosion rate, local-scale river incision rate, and river transient profiles in the case of an uplifting surface with a constant area and subject to constant and homogeneous uplift and climate. Restricting the study to a constant climate is for the sake of simplicity. Thus, erosion rates are calculated over timescales that express average global climate variations.

[4] We use a landscape evolution model (CIDRE), which allows diffusive and advection transport to be modeled over geological time spans. We analyze the effect of erosion laws and the initial topography on the evolution of topography and erosion rates.

2. Model

[5] The CIDRE model is a modified C++ version of the model used by [*Carretier and Lucazeau*, 2005]. It belongs to the family of cellular automaton models [e.g. *Willgoose et al.*, 1991a; *Kooi and Beaumont*, 1994; *Howard et al.*, 1994; *Tucker and Bras*, 2000; *Nicholas and Quine*, 2007] with local rules of square cell interactions governing the overall evolution of the system. Notations are summarized in Table 1.

[6] Hydrology is modeled by propagating a specified volume of water per unit of time downstream from the highest to the lowest cell, in order to ensure water conservation in the drainage network. For each cell, the water flux Q $[L^3T^{-1}]$ is the sum of all incoming water fluxes from upstream draining cells, as well as the local precipitation:

$$Q = \sum_i P_i \Delta x^2 + P \Delta x^2 \tag{1}$$

where Δx $[L]$ is the cell width, P_i and P $[\mathrm{LT}^{-1}]$ are the rates of precipitation over the upstream cells i, and the local precipitation rate, respectively. In holes, water disappears entirely for the purpose of the present study. Neglecting water accumulation in lakes can have potential impact on our results, which we discuss in section 5.2.

[7] In order to take water dispersion on gently dipping surfaces into account, a multiple flow algorithm is used: the water outflux Q_j $[\mathrm{L}^3\mathrm{T}^{-1}]$ toward each lower neighboring cell j is calculated by [e.g., *Murray and Paola*, 1997; *Pelletier*, 2004; *Carretier and Lucazeau*, 2005]

$$Q_j = Q \frac{S_j}{\sum_j S_j} \tag{2}$$

in which S_j is the slope toward a cell j. The number of cells j depends on the topography. It is usually 3 or 4 on hillslopes and is generally reduced to one in a river network, as with the "steepest-descent" algorithm.

[8] Processes involving small transport distances, such as soil creep and small landslides, are modeled using a transport rate per unit width qd_j $[\mathrm{L}^2\mathrm{T}^{-1}]$ toward each lower neighboring cell j, which is assumed to depend nonlinearly on the local elevation gradient [*Roering et al.*, 1999]:

$$qd_j = -\kappa \frac{S_j}{1 - \left(S_j/S_c\right)^2} \tag{3}$$

where κ $[\mathrm{L}^2\mathrm{T}^{-1}]$ is a diffusion coefficient, S_c is the critical slope corresponding to the material gradient of repose. In the case of bedrock, the use of this law assumes that the weathering rate is sufficient to erode the bedrock at the rate determined by κ, and that bedrock collapses for slopes approaching S_c. A linear approximation of this law is used for slopes greater than $0.95S_c$ to prevent infinite flux.

[9] Sediment and bedrock layers have distinct lithological characteristics. The transport rate of sediments carried by water is determined by the specific transport capacity expressed as a sediment flux per unit width qt_j $[\mathrm{L}^2\mathrm{T}^{-1}]$

$$qt_j = K_{all}\left[k_t \left(\frac{Q_j}{W_j}\right)^m S_j^n - \tau_c\right]^p \tag{4}$$

where W_j is the flow width [L] in each lower direction j, and τ_c is a transport threshold, while other parameters are positive constants. The flow width W_j [L] in each lower direction j is assumed to scale with the corresponding water flux volume:

$$W_j = k_w Q_j^{0.5} \tag{5}$$

where k_w is a constant.

[10] Equation (4) can be viewed as a development of the classic form of the excess shear stress formula ($qt_j = K_{all}(\tau - \tau_c)^p$), assuming uniform flow conditions, Manning or Chezy friction laws and a small depth to width hydraulic geometry [*Tucker*, 2004]. In this case, τ_c $[\mathrm{ML}^{-1}\mathrm{T}^{-2}]$ is a critical shear stress for clast entrainment, k_t, m and n are linked to the Manning or Chezy friction parameters, and K_{all} is an alluvial transport coefficient (see, e.g., *Tucker* [2004] for details).

[11] Bedrock detachment capacity I_j $[\mathrm{LT}^{-1}]$ in direction j is expressed as [*Seidl and Dietrich*, 1992; *Howard*, 1997; *Whipple and Tucker*, 1999; *Tucker et al.*, 2001]

$$I_j = K_{br}\left[k_t \left(\frac{Q_j}{W_j}\right)^\alpha S_j^\beta - \tau_c\right]^a \tag{6}$$

Table 1. Details of Model Parameters

Parameter	Dimension	Details of Parameters
A	$[L^2]$	drainage area
a	[1]	excess shear stress exponent (bedrock detachment law)
α	[1]	water discharge per unit width exponent (bedrock detachment law)
β	[1]	slope exponent (bedrock detachment law)
Δx	[L]	cell width (250 m)
Δz	[L]	elevation variation increment
Δt	[T]	time step (0.2–1 year)
ϵ	$[LT^{-1}]$	spatially averaged erosion rate
I_j	$[LT^{-1}]$	bedrock detachment rate capacity
k_t	$[ML^{-1-3m}T^{-2+m}]$	shear stress parameter (1400 Pa $m^{0.4}$ $s^{-1.3}$)
K_{br}	$[M^{-a}L^{1-a}T^{-1+2a}]$	bedrock detachment parameter
K_{sa}	$[L^{-1}]$	bedrock detachment parameter in the *Sklar and Dietrich*'s [2004] law
K_{all}	$[M^{-p}L^{2-p}T^{-1+2p}]$	transport capacity parameter
κ	$[L^2T^{-1}]$	diffusivity (10^{-2} m^2 a^{-1})
m	[1]	water discharge per unit width exponent (transport capacity law)
n	[1]	slope exponent (transport capacity law)
N_d, N_t	[1]	capacity-competence nondimensional numbers
N_{dt}	[1]	detachment versus transport-limited nondimensional number
NX, NY	[1]	number of row and lines, respectively.
p	[1]	excess shear stress exponent (transport capacity law)
P	$[LT^{-1}]$	precipitation rate (1 m a^{-1})
Q_j	$[L^3T^{-1}]$	volume water discharge toward cell j
Qs_{in}	$[L^3T^{-1}]$	sediment influx entering a cell
Qs	$[L^3T^{-1}]$	sediment influx leaving a cell
Qt	$[L^3T^{-1}]$	sum of the transport capacities in all directions
qs_j	$[L^2T^{-1}]$	sediment outflux per unit width toward j
qd_j	$[L^2T^{-1}]$	diffusion sediment capacity per unit width toward cell j
qt_j	$[L^2T^{-1}]$	transport capacity per unit width toward cell j
ρ_w	$[ML^{-3}]$	density of water
S	[1]	slope
S_c	[1]	critical slope for material collapse (0.6 for sediment and 1.7 for bedrock)
τ	$[ML^{-1}T^{-2}]$	shear stress
τ_c	$[ML^{-1}T^{-2}]$	critical shear stress
T_{co}	[T]	connectivity time
T	[T]	response time
U	$[LT^{-1}]$	uplift rate (1 mm a^{-1})
W_j	[L]	flow width in the direction toward cell j
w_f	$[LT^{-1}]$	water fall velocity of clast in still water
z	$[L]$	elevation

with α, β and a as positive constants and K_{br} representing a bedrock detachment coefficient. The detachment capacity can be viewed as deriving from the excess shear stress formula ($I_j = K_{br}\ (\tau - \tau_c)^a$), in which case $\alpha = m$ and $\beta = n$. The same critical shear stress τ_c is used for both bedrock detachment and sediment entrainment, although they can be set differently in the model.

[12] It is important to note that the dimension of K_{all} and K_{br} depends on p and a, which changes the meaning of these constants from one experiment to another and thus makes comparison difficult. It is easier to compare if the transport capacity and bedrock incision rates are nondimensionalized, as in Appendix A.

[13] In order to represent the fact that carried sediment can enhance ("tool effect") or inhibit ("cover effect") bedrock erosion, the following incision law can be used:

$$I_j = K_{sa} q_{s_j} \left(1 - \frac{Q_s}{Qt}\right) \left[\frac{k_t \left(\frac{Q_j}{W_j}\right)^{\alpha} S_j^{\beta}}{\tau_c} - 1\right]^a \left[1 - \frac{k_t/\rho_w \left(\frac{Q_j}{W_j}\right)^{\alpha} S_j^{\beta}}{w_f}\right]^b \tag{7}$$

This is a development of the *Sklar and Dietrich*'s [2004] saltation-abrasion model, using the same assumptions as in equation (4). Q_s $[L^3T^{-1}]$ is the total sediment flux leaving the cell and Q_t $[L^3T^{-1}]$ is the sum of the transport capacities in all lower directions. The flux q_{sj} $[L^2T^{-1}]$ is the sediment flux leaving the cell in direction j, w_f $[LT^{-1}]$ is the fall velocity of clasts in still water, K_{sa} is a bedrock detachment coefficient, ρ_w is the density of water and a and b are exponents. The incision rate I_j is the maximum for a shear stress value that falls between the critical shear stress for clast entrainment and a value for the passage from saltation (efficient for abrasion by impacts) to wash transport.

[14] Changes in elevation Δz are approximated by a finite volume approach [*Tucker et al.*, 2001]

$$\frac{\Delta z}{\Delta t} = U + \frac{1}{\Delta x^2}\left(Qs_{in} - \sum_j W_j qs_j\right) \tag{8}$$

where U $[LT^{-1}]$ is the rock uplift rate, Qs_{in} $[L^3T^{-1}]$ is the total sediment volume flux entering the cell, and the sum applies to all lower neighboring cells j. Also, Δt is the time increment, and the flow width W_j is determined by equation (5) in the case of water-driven transport or by the length of the side of the inset octagon within a cell ($(\sqrt{2} - 1)\Delta x$) in the case of small transport distance processes (equation (3)). Sediment outflux per unit width qs_j toward a lower cell j could be the result of sediment or bedrock erosion, or both. We describe this process on one cell in the following.

[15] The transport and detachment rates provided by equations (3), (4), and (6) or (7) are considered to be

Table 2. Tested Model Parameters[a]

Exp	NY	Initial Slope	K_{all} (10^{-5})	m	n	p	K_{br} (10^{-9})	α	β	a	τ_c	T_{co}	T	Type
						Threshold								
1	60	0	1.5	0.6	0.7	1.5	1.	0.6	0.7	1.5	1	0.035	0.08	SL
2	60	0	1.5	0.6	0.7	1.5	1.	0.6	0.7	1.5	5	0.17	0.28	E
3	60	0	1.5	0.6	0.7	1.5	1.	0.6	0.7	1.5	15	0.6	1.	E
4	60	0	1.5	0.6	0.7	1.5	1.	0.6	0.7	1.5	30	1.55	2.1	E
5	60	0	1.5	0.6	0.7	1.5	∞	-	-	-	0	0.015	2.	L
6	60	0	1.5	0.6	0.7	1.5	∞	-	-	-	2	0.055	0.11	E
7	60	0	1.5	0.6	0.7	1.5	∞	-	-	-	5	0.13	0.2	E
						Size System								
8	40	0	1.5	0.6	0.7	1.5	1.	0.6	0.7	1.5	30	1.2	1.6	E
9	50	0	1.5	0.6	0.7	1.5	1.	0.6	0.7	1.5	30	1.4	2	E
4	60	0	1.5	0.6	0.7	1.5	1.	0.6	0.7	1.5	30	1.55	2.1	E
10	60	0	60	2.	2.	1.	∞	-	-	-	0	2.	4.	S
11	120	0	60	2.	2.	1.	∞	-	-	-	0	3.5	3.5	E
12	150	0	60	2.	2.	1.	∞	-	-	-	0	4.2	4.8	E
						Transport and Incision Coefficient								
4	60	0	1.5	0.6	0.7	1.5	1.	0.6	0.7	1.5	30	1.55	2.1	E
13	60	0	1.5	0.6	0.7	1.5	5.	0.6	0.7	1.5	30	1.2	1.5	E
14	60	0	1.5	0.6	0.7	1.5	10.	0.6	0.7	1.5	30	1.1	1.3	E
1	60	0	1.5	0.6	0.7	1.5	1.	0.6	0.7	1.5	1	0.035	0.08	SL
15	60	0	1.5	0.6	0.7	1.5	0.5	0.6	0.7	1.5	1	0.04	0.08	SL
16	60	0	0.1	0.6	0.7	1.5	1.	0.6	0.7	1.5	1	0.2	1.	SL
17	60	0.1	1.5	0.6	0.7	1.5	1.	0.6	0.7	1.5	30	0.8	2.	S
18	60	0.1	1.5	0.6	0.7	1.5	10.	0.6	0.7	1.5	30	0.8	1.3	S
						Exponents								
2	60	0	1.5	0.6	0.7	1.5	1.	0.6	0.7	1.5	5	0.17	0.28	E
19	60	0	1.5	0.6	0.7	1.5	1.	0.6	0.5	1.5	5	0.17	0.27	E
20	60	0	1.5	0.6	0.7	1.5	1.	0.6	0.7	1.	5	0.28	0.7	E
21	60	0	1.5	0.6	0.7	2	1.	0.6	0.7	1.5	5	0.16	0.21	E
22	60	0	∞	-	-	-	1.	0.6	1	1.5	5	0.13	0.22	E
23	60	0	∞	-	-	-	1.	0.6	0.7	1.5	5	0.13	0.19	E
24	60	0	∞	-	-	-	1.	0.5	0.7	1.	0	0.26	0.55	E
25	60	0	∞	-	-	-	1.	0.5	1	1.	0	0.8	1.3	E
26	60	0	∞	-	-	-	1.	0.5	2	1.	0	1	1.3	E
5	60	0	1.5	0.9	1.01	1.	∞	-	-	-	0	0.015	2.	L
27	60	0	1.5	2.	1.	1.	∞	-	-	-	0	0.17	3.3	S
10	60	0	60	2.	2.	1.	∞	-	-	-	0	2.	4.	S
						Initial Topography								
2	60	0	1.5	0.6	0.7	1.5	1.	0.6	0.7	1.5	5	0.17	0.28	E
28	60	ic	1.5	0.6	0.7	1.5	1.	0.6	0.7	1.5	5	0.	0.12	L
7	60	0	1.5	0.6	0.7	1.5	∞	-	-	-	5	0.13	0.2	E
29	60	0.1	1.5	0.6	0.7	1.5	∞	-	-	-	5	0.08	0.2	S
30	60	0.2	1.5	0.6	0.7	1.5	∞	-	-	-	5	0.01	0.14	L
1	60	0	1.5	0.6	0.7	1.5	1.	0.6	0.7	1.5	1	0.035	0.08	SL
31	60	ic	1.5	0.6	0.7	1.5	1.	0.6	0.7	1.5	1	0.	0.08	L
4	60	0	1.5	0.6	0.7	1.5	1.	0.6	0.7	1.5	30	1.55	2.1	E
17	60	0.1	1.5	0.6	0.7	1.5	1.	0.6	0.7	1.5	30	0.8	2.	S
32	60	0.2	1.5	0.6	0.7	1.5	1.	0.6	0.7	1.5	30	0.7	1.7	S
33	60	0.4	1.5	0.6	0.7	1.5	1.	0.6	0.7	1.5	30	0.5	1.7	S
34	60	0.8	1.5	0.6	0.7	1.5	1.	0.6	0.7	1.5	30	0.5	1.5	S
35	60	ic	1.5	0.6	0.7	1.5	1.	0.6	0.7	1.5	30	0.	0.6	L
25	60	0	∞	-	-	-	1.	0.5	1	1.	0	0.8	1.3	E
36	60	0.2	∞	-	-	-	1.	0.5	1	1.	0	0.15	0.7	S
37	60	0.4	∞	-	-	-	1.	0.5	1	1.	0	0.1	0.6	S
38	60	0.8	∞	-	-	-	1.	0.5	1	1.	0	0.1	0.5	S
3	60	0	1.5	0.6	0.7	1.5	1.	0.6	0.7	1.5	15	0.6	1.	E
39	60	0.4	1.5	0.6	0.7	1.5	1.	0.6	0.7	1.5	15	0.15	0.9	S
40	60	ic	1.5	0.6	0.7	1.5	1.	0.6	0.7	1.5	15	0.	0.4	L
						Saltation-Abrasion								
41[b]	60	0	1.5	0.6	0.7	1.5	10^5	0.6	0.7	-0.5	30	1.15	1.9	E

maximum possible values. First a volume eroded by nonlinear diffusion (equation (3)) is calculated. If no sediment remains, nonlinear diffusion applies to bedrock. Then, the stock of sediment available for water-driven transport is calculated by taking the sum of sediment already in the cell and the total incoming sediment. This stock is compared to the sum of transport capacities calculated for each flow pathway leaving the cell [e.g., *Thomas et al.*, 2007]. If the total transport capacity is higher than the amount of available stock, the bedrock is eroded (equation (6)), but the detached volume (the sum of detached volumes heading downstream) cannot exceed the remaining capacity. Thus, at every point in time, erosion can be limited by bedrock detachment ("detachment-limited" erosion [*Howard and Kerby*, 1983]) or by transport capacity ("transport-limited" erosion [*Willgoose et al.*, 1991a]) depending on the model's parameters and on the evolution of the topography at every point.

[16] When equation (6) is used, the sediment carried can only inhibit fluvial incision ("cover effect"). This is a useful end-member model for first-order predictions [e.g., *Seidl and Dietrich*, 1992; *Kooi and Beaumont*, 1994; *Tucker and Slingerland*, 1994, 1997], although it does not capture the various nonlinear effects of sediment [*Sklar and Dietrich*, 2006; *Gasparini et al.*, 2006, 2007]. Equation (7) is used in only one experiment in order to show that, although a more sophisticated sediment-flux-dependent erosion law can have a strong influence on the dynamic of uplifting landscapes [*Gasparini et al.*, 2006, 2007], the evolution of the mean erosion rate resulting from such a law may fall under the classification detailed in section 4.1.

[17] The finite volume approach adopted in our model (equation (8)) results in an underestimation of the river bed elevation variation. Indeed, the eroded or deposited volume is spread out over the entire cell area, which is larger than the river bed area [*Tucker and Slingerland*, 1994; *Carretier and Lucazeau*, 2005; *Loget et al.*, 2006]. Thus, with equation (8), the cell elevation is defined as the mean elevation of the cell. Alternatively, we could have calculated Δz by dividing the volume of sediment by the flow width, assuming that the cell elevation corresponds to the river bed. However, this would result in overestimating the volume gained or lost by the topography, because the river bed variation would be applied to the entire cell, even though part of the cell contains a hillslope. Consequently, the accumulated eroded volume measured from the topography would be greater than the volume measured by integrating the outflux of sediment at the mountain river outlets. Neither of these two approaches is perfect, and there has been little discussion of the differences between them.

3. Tested Parameters

[18] There are still many significant uncertainties concerning the parameters for river erosion-transport laws, and parameter values can change in nature [e.g., *Whipple et al.*, 1998; *Tomkin et al.*, 2003; *van der Beek and Bishop*, 2003; *Whipple*, 2004]. Such variations can lead to potentially significant differences in the topographic adjustment to rock uplift [*Kooi and Beaumont*, 1996; *Davy and Crave*, 2000; *Tucker and Whipple*, 2002; *Whipple and Tucker*, 2002; *Lague et al.*, 2003; *Tucker*, 2004; *Sklar and Dietrich*, 2006; *Gasparini et al.*, 2006; *Whittaker et al.*, 2007a; *Cowie et al.*, 2008]. We carried out 41 numerical experiments in order to investigate these differences (Table 2).

[19] In one such reference experiment (E2), we must first justify the parameter values. This experiment applies to a 50×60 cell grid (cell width of 250 m), corresponding to an initial horizontal surface with Gaussian noise ($\sigma = 0.5$ m). Alluvial transport and bedrock detachment laws (equations (4) and (6)) are power functions of the excess shear stress and assume steady, uniform flow in a wide channel. Using the Manning flow resistance equation, $m = \alpha = 0.6$ and $n = \beta = 0.7$ in equations (4) and (6) [see, e.g., *Tucker*, 2004].

[20] The excess shear stress exponent of the transport capacity $p = 1.5$ and the transport coefficient $K_{all} = 1.5\ 10^{-5}$ $m^2\ s^{-1}\ Pa^{-1.5}$ (equation (4)) correspond to the *Meyer-Peter and Muller* [1948] formula. The value of τ_c is 5 Pa, which corresponds to grain size of about 1 cm in diameter.

[21] The excess shear stress exponent a of the bedrock incision law is set at 1.5, which lies within the expected range [1–2.5] for the abrasion processes [*Whipple et al.*, 2000]. The incision coefficient $K_{br} = 10^{-9}$ $m\ s^{-1}\ Pa^{-1.5}$ (equation (6)) is similar to previously assumed values [e.g., *Tucker and Bras*, 2000; *Tucker*, 2004; *Carretier and Lucazeau*, 2005] and leads to a fluvial slope of around 300 m/15 km.

[22] The flow width parameter $k_w = 12\ m^{-1.5}\ s^{0.5}$ results in a river width of about 20 m at outlet. Finally, the equation for hillslope processes uses classical values for the diffusion coefficient $\kappa = 10^{-2}\ m^2\ a^{-1}$ [e.g., *Martin and Church* 1997] and the slope stability threshold $S_c = 0.6$ (=tan 30°) for sediment and $S_c = 1.7$ (=tan 60°) for bedrock.

[23] Our analysis focuses on the effects of the following factors (Table 2): (1) the transport threshold τ_c. The tested values (<30 Pa) correspond to grain sizes ranging between fine sand and 5 cm in diameter, (2) the system size, ranging from 15 to 37.5 km in length, and (3) the ratio between the incision and transport coefficients K_{br} and K_{all}, which partially controls the model's tendency to be either transport or detachment-limited during the transient response [*Howard*, 1980; *Whipple and Tucker*, 2002; *Cowie et al.*, 2006]. The values tested lead to a realistic mountain relief (between 200 m/15 km and 1500 m/15 km for drainage areas of about 100 km^2). Some experiments are entirely transport-limited and others are entirely detachment-limited, (4) the nonlinearity of erosion-transport laws in slope and discharge, with the parameters m, n, α, β, p and a in equations (4) and (6). The values tested for α, m, β, n, p

Notes to Table 2:

[a]Some reference experiments are repeated in order to facilitate the comparison with other ones. The code "ic" is for initially connected surface. These experiments start off from a dynamical equilibrium topography and a doubled uplift rate. Other values of the initial slope are measured in degrees. The unit K_{br} is $m\ s^{-1}\ Pa^{-a}$. $K_{br} = \infty$ means that sediments are always fully available (transport-limited). The unit K_{all} is $m^2\ s^{-1}\ Pa^{-p}$. $K_{all} = \infty$ means that the transport capacity is infinite, so the volume detached from bedrock is only limited by bedrock resistance (detachment-limited). The unit τ_c is Pa. The letters for each type of model correspond to E, exponential; SL, straight line; L, linear; S, sigmoid. E5 appears twice with different m, n, and p values, which are strictly consistent and help for comparing with other experiments.

[b]*Sklar and Dietrich*'s [2004] law for bedrock incision (equation (4)); $w_f = 0.3\ m\ s^{-1}$, $b = 1.5$.

and a are all within the expected range [0.5–2] for many bedrock erosion and transport laws [*Whipple et al.*, 1998; *Yalin*, 1972] and (5) the initial topography. The initial surfaces tested are either horizontal, gently inclined planes, or a topography equilibrium of another experiment from which the uplift rate is doubled.

[24] Experiment E41 uses the same parameters for $a = -0.5$, $b = 1.5$ (equation (7)) from *Sklar and Dietrich*'s [2004] law. The fall velocity in water, $w_f = 0.3$ m s^{-1}, corresponds to sediment grain size of several centimeters wide, and consistent with $\tau_c = 30$Pa. The detachment coefficient K_{sa} is larger (10^{-4} m^{-1}) than the value of *Sklar and Dietrich* [2004] to avoid unrealisticly large slopes for small drainage areas [see *Gasparini et al.*, 2007].

[25] All simulations use periodic boundary conditions linking the western and eastern sides of the model grid, a wall boundary (no output flux) on the north side and free output flux on the south side. The same uplift rate U (1 mm a^{-1}) and precipitation rate P [LT^{-1}] (=1 m a^{-1} in all experiments) are applied uniformly to the entire domain. Starting from a specific initial surface, the model runs until a dynamic equilibrium is reached. During the transient stage, we record the evolution of the topography and erosion rate of the whole model and of selected rivers, and compare their evolution with the erosion laws under evaluation.

4. Results

[26] In the following analysis, we use the terms "complete connectivity" or "initially connected surface" [e.g., *Davy and Crave*, 2000; *Lague et al.*, 2003]. For an initially connected surface, we designate a surface in which all cells are connected to the base level through a drainage network, which remains unchanged after the onset of uplift. Note that for a planar dipping surface, all pixels are connected to the base level, but the growth of the catchment growth then modifies the drainage network. Consequently, such a surface is not called here an initially connected surface.

4.1. Large-Scale Erosion Rates

[27] Experiments typically show two stages of the topographical adjustment, as illustrated by Figure 1 for three experiments (E30, E27, E2): the first stage takes place while the drainage system is developing, and the second includes continuing evolution of the topography toward a dynamic equilibrium. The first stage lasts for an amount of time T_{co} (connectivity time), and the total response time to achieve the dynamic equilibrium from the onset of uplift is called T. T_{co} is estimated by the time at which there are no close depressions any more in experiments starting from a horizontal surface, and by the time at which channel heads reach the northern side in experiments starting from a dipping surface. T is estimated by the time at which the average spatial erosion rate $\epsilon(t) = 0.99U$ or $\epsilon(t) = 1.01U$, depending on the experiment type.

[28] We first investigate the average spatial erosion rate $\epsilon(t)$ of the uplifting block, defined as the total sediment output flux on the southern side divided by the area of the uplifted domain. Figure 2 and Table 2 sum up the results. Four typical previously observed $\epsilon(t)$ curves can be identified, some having emerged in numerical models and others in physical models: The first is known as the "linear"-type because it has the form of a linear response function $\epsilon(t) = U(1 - \exp(-t/T))$ [e.g., *Kooi and Beaumont* 1996]. The second characteristic $\epsilon(t)$ curve is the "sigmoid"-type. This sigmoid curve has been observed, for example, in both physical experiments [*Hasbargen and Paola*, 2000] and numerical simulations [*Carretier and Lucazeau*, 2005]. The third $\epsilon(t)$ curve is the "straight-line"-type. Finally, the fourth characteristic model is the"exponential"-type with a concave up increase of $\epsilon(t)$ and a transient maximum that is greater than the uplift rate [e.g., *Lague*, 2001]. As we examine in detail in the following, these model types depend strongly on T_{co}.

[29] Linear-type curves approximately obey an equation of the type $\partial\epsilon/\partial t = (U - \epsilon)/T$, which is the equation of a linear system with input U and output ϵ [*Kooi and Beaumont*, 1996]. Linear-type models have a negligible connectivity time T_{co} compared to T. This is pertinent for some of the experiments that start from an inclined plane (E30), all the experiments starting from a previous dynamic equilibrium that double the uplift rate, no matter what the value of τ_c is (E28, E31, E35, E40), and one transport-limited experiment that uses a threshold-free transport law linear in discharge and slope (E5). In the latter, drainage connections form between depressions on the plateau, which is similar to experiment E27 as shown in Figure 1b. This creates depressions with larger area, and their capture helps the drainage network develop quickly. Experiments that are entirely transport-limited and those including detachment-limited erosion can also be linear (e.g., E30 and E28). For experiments in which erosion can be detachment-limited, increasing the initial regional slope does not necessary imply a negligible T_{co} (e.g., E4, E17, E32, E33, E34). From a certain regional slope, T_{co} even remains constant (E33, E34 and E37, E38), which suggests that detachment-limited erosion imposes a significant connectivity time to establish the drainage network. Note that no closed depression exists in any of the experiments that starts from a dipping surface, because the regional slope dominates the gaussian noise added to initial elevations.

[30] The conditions required for a linear-type model are consistent with *Kooi and Beaumont*'s [1996] conclusions. The linear behavior of the whole system essentially requires that the drainage network does not change after the onset or acceleration of uplift. This is true for experiments starting from a previous dynamic equilibrium. For other linear-type experiments, the drainage network is established very quickly (see Figure 1a). Strictly speaking, linear behavior should be valid for erosion/transport laws linear in slope only [*Kooi and Beaumont*, 1996; *Lague*, 2001]. However, our experiments show that quasi-linear behavior can emerge from laws that incorporate a positive τ_c and that are thus nonlinear in slope (E28, E30, E35, E40). This is the case for some experiments starting from a dipping surface (E30) or from an initially connected surface (E28, E35, E40). For these experiments, the nonlinearity of erosion/transport laws is not the main factor controlling the shape of the $\epsilon(t)$ curve.

[31] Straight-line-type models combine two characteristics: (1) a significant T_{co} and (2) very low river concavities. In these models (E1, E15, E16), T_{co} is large because the drainage network development rate is limited by bedrock detachment at channel heads. However, the erosion tends to

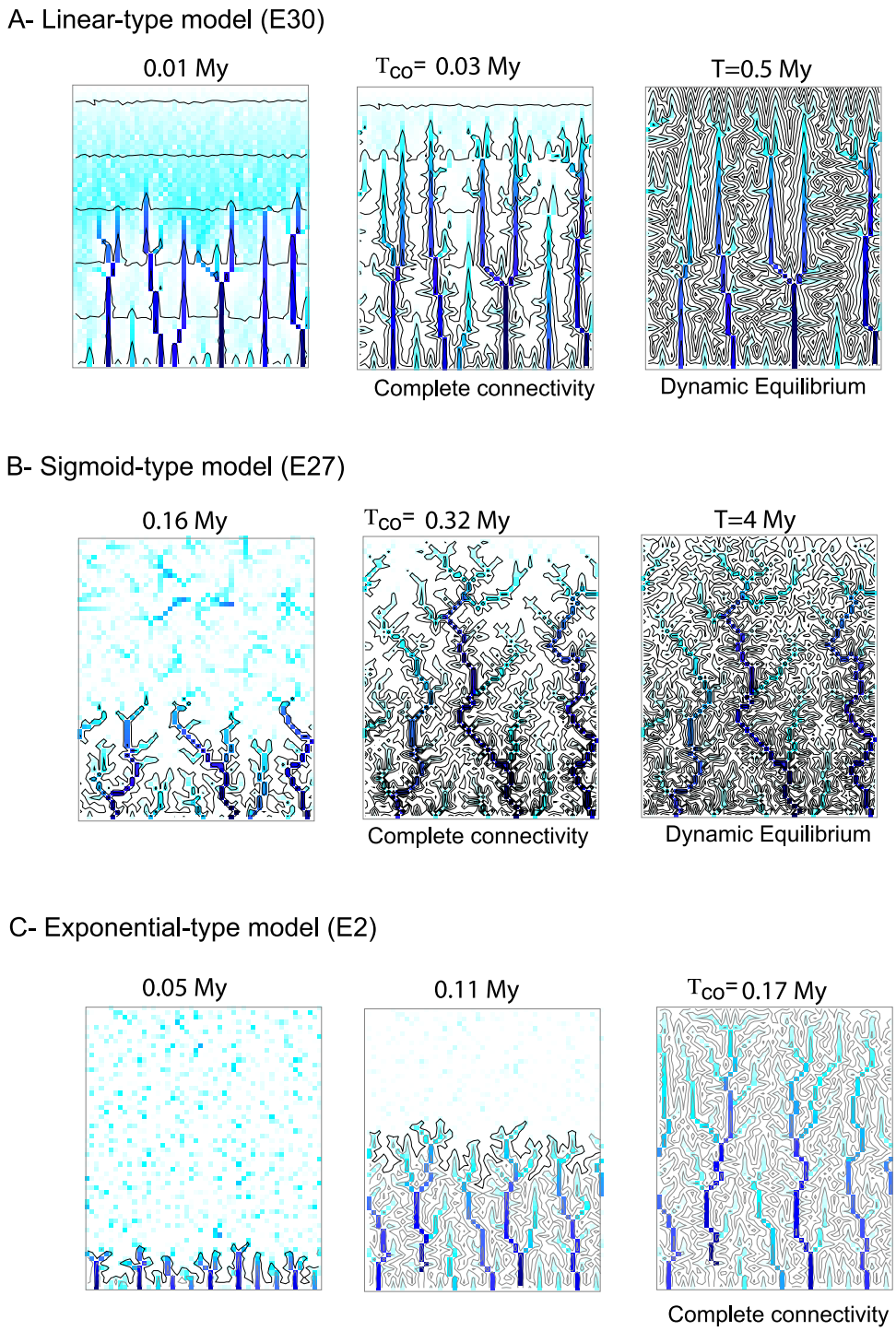


Figure 1. Example of the topographic evolutions. The north side is a closed boundary, the west and east sides have periodic boundaries, and the south side has an open flux and a fixed elevation boundary condition. Uplift and precipitation are constant and homogeneous. T_{co} is the connectivity time defined as the time needed for catchments to capture all the cells that belong to them when they have reached their steady state configuration. Color indicates the water flux normalized by the maximum value in the grid. The initial topography is either a surface inclined toward the south (Figure 1a) or an horizontal surface (Figures 1b and 1c) with Gaussian noise (σ = 0.5 m). (a) Linear-type model (E30). The connectivity time is negligible compared to the total response time needed to achieve dynamic equilibrium. (b) Sigmoid-type model (E27). Note that links form in the plateau which help the growth of the drainage network. Links form because of transport-limited threshold-free conditions in which n = 1. (c) Exponential-type model (E2). Note the long horizontal retreat during the drainage network growth. In this case, the total response time is T = 0.28 Ma.

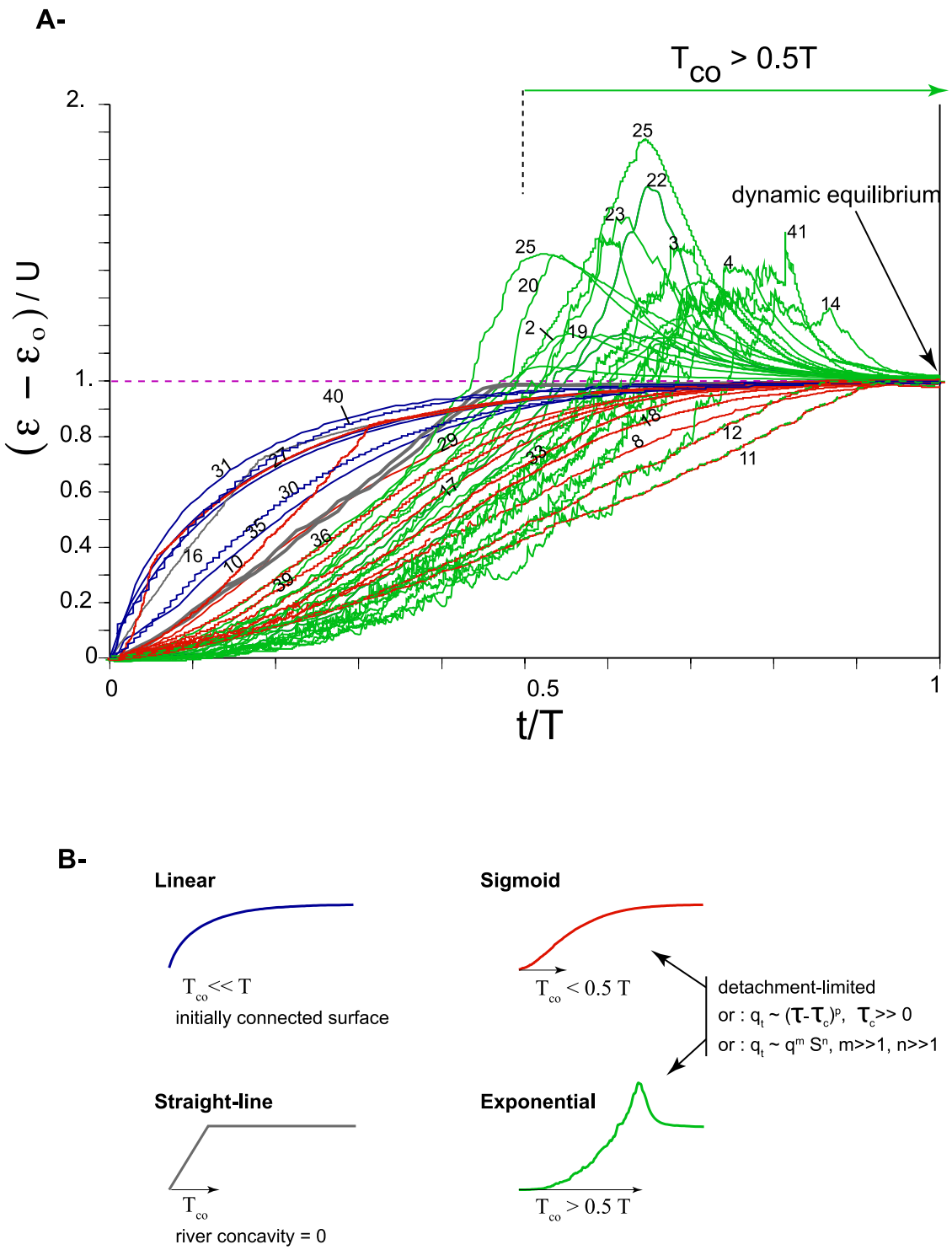


Figure 2. Plateau-scale erosion rates for various erosion laws, system sizes, and initial surfaces (see Table 2). (a) Erosion rates are normalized using the initial mean erosion rate ϵ_o (has a value other than zero for experiments that use the end of a previous experiment as their initial topography) and the uplift rate U; Time is normalized by the maximum response time T necessary to achieve dynamic equilibrium. Numbers refer to experiments (only those for which the curve is easy to see, Table 2). Irregularities arise from capture of depressions. (b) The types of models as defined by the results and the corresponding conditions needed to obtain these models.

be transport-limited at the dynamic equilibrium, so that the parameters of the transport capacity determine the river concavity. The river concavity at dynamic equilibrium is also the exponent θ in the slope-area relationship $S \propto A^{-\theta}$, obtained by equating the tectonic flux and the sediment flux (equation (A5)) [e.g., *Flint*, 1974; *Tarboton et al.*, 1989; *Willgoose et al.*, 1991b]. The parameters of the transport capacity used in straight-line-type experiments lead to a very low concavity $\theta = 0.05$ that implies a very smooth topography and straight rivers [*Kirkby*, 1971; *Tucker and Whipple*, 2002]. A concavity of 0 is generally not observed in real or experimental river profiles [*Whipple and Tucker*, 2002; *Lague et al.*, 2003] (except for those rivers that receive water only at the highest elevations). Large concavity values can be associated with significant τ_c [*Tucker*, 2004]. There is a growing number of arguments pointing to the significant effect that the transport threshold τ_c has on the erosion dynamic of mountain belts [*Parker*, 1978; *Snyder et al.*, 2003; *Talling*, 2000; *Lague et al.*, 2003]. This arguments suggest that the straight-line-type model is unrealistic. We point out that parameters of experiment E5 lead to $\theta = 0$ but E5 has a linear-type behavior. In this experiment, transport-limited erosion is imposed, contrary to the straight-line-type experiments that incorporate detachment-limited erosion. Thus, the drainage network develops very quickly in E5, which leads to a linear-type model.

[32] Sigmoid-type models are characterized by a significant T_{co} value that corresponds to the time before the inflexion point of the sigmoid curves (Figure 2). This long T_{co} implies a wave-like behavior during the connectivity phase, and a more diffusive behavior after (Figure 1b). The growth of the drainage network is responsible for the nonlinearity of the whole system's response as measured by the mean erosion rate [see also *Kooi and Beaumont*, 1996]. These models include detachment-limited experiments (E36, E37, E38), experiments using a significant $\tau_c > 1$ Pa (E17, E18, E29, E32, E33, E34), and transport-limited experiments using a threshold-free transport capacity that is more than linear in water discharge (E10, E27). The common point in these experiments, as we explain in detail in section 5.2, is that the sediment flux (the transport capacity in the transport-limited experiments or the upstream integral of detached sediment in detachment-limited experiments) increases more than linearly with water discharge. Sigmoid-type models appear to be intermediate, falling between the linear and exponential types.

[33] Exponential-type models correspond to models with a much more significant period of connectivity (typically $T_{co} > 0.5\ T$ see Figure 2), and for which the mean erosion rate passes through a maximum that is higher than the uplift rate. During the drainage network growth, $\epsilon(t)$ can be approximated by a function of the type $(e^t - 1)$ or equivalently by a power law function of t with an exponent >1. Exponential-type models result from the same kind of erosion and transport laws as the sigmoid-type models. In the case of transport-limited, threshold-free models, the transient excess of the mean erosion rate above the uplift rate is almost imperceptible (Figure 2a), even when the length of the system length is more than doubled (E11, E12). This difference is explained by (1) the intrinsically diffusive character of transport-limited erosion that limits the rate of sediment exportation in catchments and thus prevents the mean erosion rate from significantly exceeding the uplift rate [see also *Lague*, 2001] and (2) the fact that endoreic zones get connected on the plateau, which favors the drainage network growth rate (Figure 1b). This second point is true if the value of the slope exponent n of the transport capacity law is not too much greater than 1. With higher values of n, the transport capacity decreases dramatically for very low slopes (smaller than 1) on the plateau, which prevents the development of the drainage links.

[34] In summary, quasi-linear models occur if $T_{co} = 0$, sigmoid-type models occur if $T_{co} < 0.5T$, and the exponential-type models occur if $T_{co} > 0.5T$. Figure 2b sums up the relationships between model type, associated conditions and the T_{co}/T ratio. There is not further discussion of the straight-line model, as it appears to be unrealistic.

4.2. Relationships Between Large-Scale and Local Erosion Rates and River Profile Evolution

[35] If the local incision rate in a river exceeds the uplift rate, does this imply that the mean erosion rate is of an exponential nature? Is there a relationship between the type of mean erosion rate evolution and the shape of transient river profiles? To answer these questions, we extracted the profiles of major rivers over time from each experiment, and plotted the evolution of the local incision rate for two points located on the first and second thirds of the river (P1 and P2). The results are summarized in Figure 3, which displays the large-scale mean erosion rate ϵ, the large-scale mean elevation (z), the profile adjustment of a selected river and the evolution of the incision rates (I) at these two selected points. The three cases shown in Figure 3 correspond to the experiments illustrated in Figure 1 (E30 for the linear-type, E27 for the sigmoid-type, and E2 for the exponential-type). The following differences can be observed:

[36] 1. None of the models shows a concave up increase in the mean elevation curve during the development of the drainage network. The mean elevation of the exponential-type reaches a maximum, but this occurs before the maximum of the mean erosion rate.

[37] 2. The river profiles evolve differently for each type of model. In the linear model the profile evolves by increasing the slopes. In the sigmoid-type model, the river profile evolves by first decreasing and then increasing the slopes. In the exponential-type model, the river profile evolves by decreasing the slopes.

[38] 3. In the case of the linear-type model, the local incision rates of the two points never exceed the rock uplift rate, whereas they can reach much greater values than the rock uplift rate in the two other cases. However, the time at which this local maximum occurs corresponds to the passing of a retreating erosion wave [*Stark and Stark*, 2001], and thus is not related to the time at which the maximum mean erosion rate occurs (in the exception of the points located at the catchment head). Moreover, the farther the point is located within the catchment, the more pronounced is the spike of the incision rate. This reflects the fact that disequilibrium increases toward the channel head.

[39] These relationships between the evolution of the mean erosion rate, local erosion rate and transient river profiles were observed in all our experiments. In the case of the linear-type model, the river profile can show a wave-like

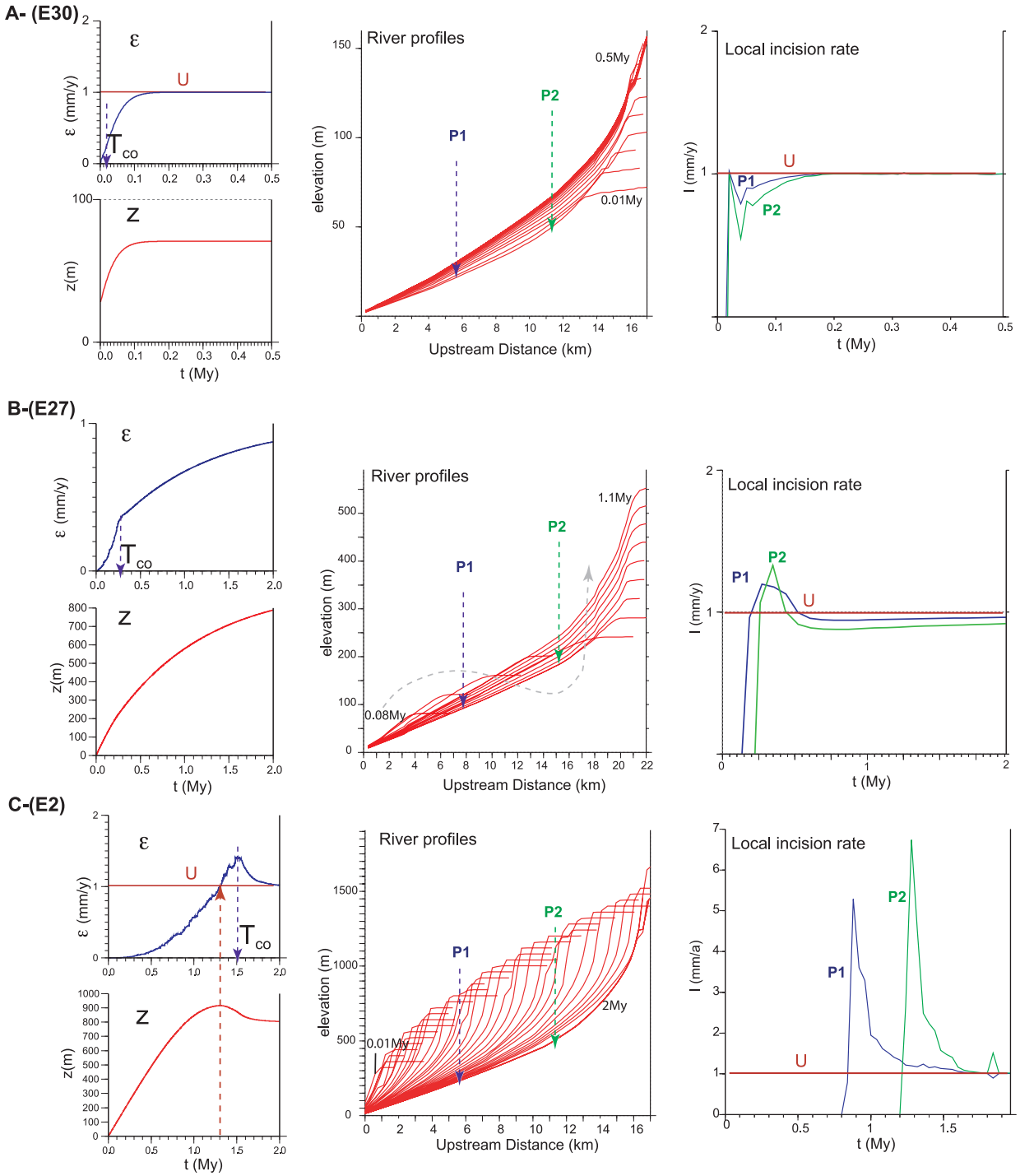


Figure 3. Relationships between large-scale mean erosion rate ϵ, mean elevation z, river profile evolution of a selected river and local river incision rates I for two selected points P1 and P2 on this river. The models correspond to Figure 1. (a) Linear-type model (E30, transport-limited erosion and dipping initial surface). The connectivity time is negligible. Note that river profiles evolve mostly by increasing their slope. The local incision rates never exceed the uplift rate. This behavior corresponds to the "down-wearing" scarp evolution model. (b) Sigmoid-type model (E27, transport-limited erosion and horizontal initial surface). River profiles evolve first by decreasing and then by increasing their slopes, as underlined by the grey arrow. Local incision rates are greater and then smaller than the uplift rate. We limit the time window (dynamic equilibrium has not yet been reached) to better observe this evolution. (c) Exponential-type model (E2, transport and detachment-limited erosion). Note that the ϵ and z maximums are shifted: the z maximum arises when ϵ = U, before the ϵ maximum. During the development of the drainage network, river profiles evolve by decreasing their slopes downstream from the plateau edge ("scarp retreat" scarp evolution model), and local incision rates always exceed the uplift rate.

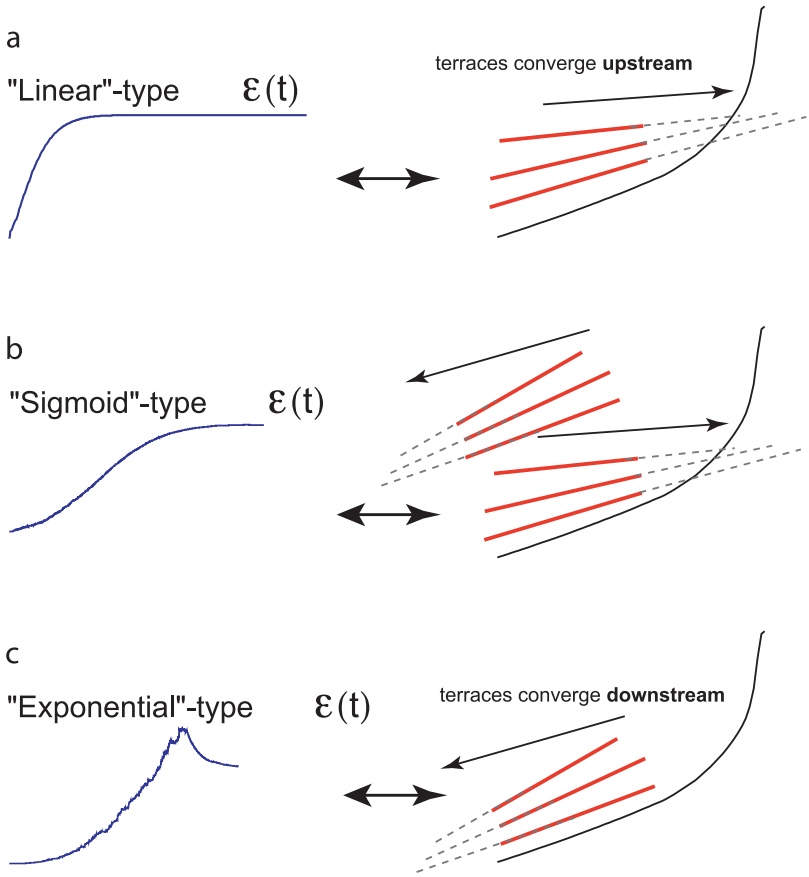


Figure 4. (left) Relationship between large-scale erosion rate evolution and (right) the geometry of the terraces for the three types of models along the river profile. (a) In the case of the linear-type model, an upstream terrace convergence is expected. (b) In the sigmoid-type model, if the connectivity time is long enough when compared to the total response time, a change in the terrace convergence is possible, with the oldest terraces converging downstream and the youngest ones upstream. (c) In the exponential case, a downstream convergence is expected. These geometric results are obtained with a homogeneous uplift pattern and a constant rate of precipitation.

behavior during its evolution, which is different from the example displayed in Figure 3a. This occurs for detachment-limited models that start from a previous equilibrium and that double the uplift rate. However, even in this case, the relationships described above remain true. So it seems that, once again, the ratio between T_{co} and T determines the style of the topographic adjustment for all scales.

[40] The difference between the shapes of the mean erosion rate and the mean-elevation curves, as well as the shift between the maximum mean erosion rate and the maximum mean elevation in the exponential-type model, can be explained rather simply. Indeed, the mean elevation z is

$$z(t) = z(0) + Ut - \int_0^t \epsilon(t')dt' \qquad (9)$$

Thus the maximum of z occurs when $dz/dt = U - \epsilon(t) = 0$, which is when the erosion rate equals the uplift rate for the first time (Figure 3).

4.3. Implication for the Field Interpretation of Terraces

[41] The three styles of river adjustment that have been identified may have implications for interpreting field data (Figure 4). If we consider that the successive river profiles correspond to terraces abandoned by climatic or sediment-driven river width variations, then the downstream or upstream convergence of terrace long profiles can be strongly influenced by the length of the connectivity phase. In linear-type models, terraces must converge upstream, while in exponential-type models terraces converge downstream. The sigmoid-type models are capable of generating terraces that converge both downstream for the oldest terraces and upstream for the youngest ones (Figure 4b). However, these predictions are made for temporally and spatially constant uplift rate and precipitation, whereas real systems can be much more complex [*Molnar et al.*, 1994; *Merritts et al.*, 1994; *Pazzaglia and Brandon*, 2001; *Poisson and Avouac*, 2004].

4.4. Application

[42] We tested the identified relationships on a well-studied field example located on the Ih Bogd Mountain, in Mongolia [*Ritz et al.*, 1995; *Bayasgalan et al.*, 1999; *Carretier et al.*, 2002; *Ritz et al.*, 2003; *Vassallo et al.*, 2005, 2007b, 2007a; *Jolivet et al.*, 2007]. The Ih Bogd Mountain is a 50 × 25 km^2 transpressional ridge associated with a major 260 km long strike-slip fault system. It is bounded by

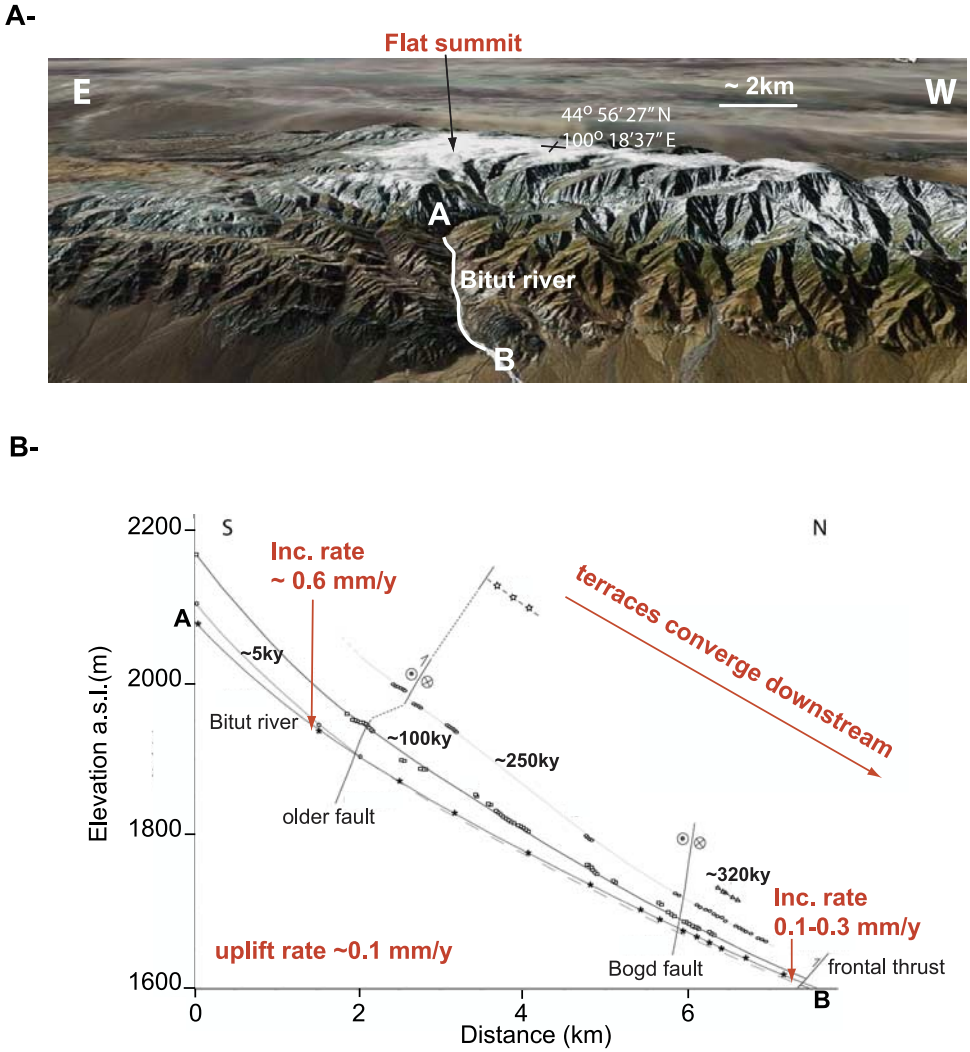


Figure 5. (a) The Ih Bogd Mountain in Mongolia [*Vassallo et al.*, 2007b]. This is an example of a pop-up uplifting at 0.1–0.2 mm a^{-1} during the Pleistocene. Its flat summit (image source Google Earth, used with permission) shows that the preuplift surface is not entirely connected yet. (b) Incision rates deduced from ^{10}Be dating of the Bitut river terraces show that the long-term incision rate exceeds the rock uplift rate by up to 6 times. Moreover, the terraces converge downstream. Altogether the flat summit, the fact that the incision rate is larger than the uplift rate and the downstream convergence of terraces, all suggest that this mountain is of the exponential-type. Thus its erosion rate on all scales and its river adjustments are strongly controlled by the growth of the drainage network, which supports *Vassallo et al.*'s [2007b] conclusions.

reverse fault segments. Like many other mountains in this area, Ih Bogd has conserved a large part of the undissected, preuplift surface remnant in its core [*Jolivet et al.*, 2007] (Figure 5), showing that this massif is still in the drainage growth phase ($t < T_{co}$), which is particularly long considering that uplift began about 5 Ma ago [*Vassallo et al.*, 2007a]. This surface dips very gently (<1°) toward the Bitut Valley, without any trace of channelized flow. The soil has periglacial characteristics, with a roughness of several tens of centimeters, and small (10 m x 10 m) and shallow depressions (<1 m) with desiccation traces. The evaporation and infiltration rates are unknown but possibly significant given the very low regional slope of the plateau. The drainage network is clearly retreating into the plateau, with channel heads showing a sharp slope break [*Vassallo et al.*, 2007a]. Topographic surveys and cosmogenic nuclide dating from the Bitut river terraces allowed *Vassallo et al.* [2007a] to quantify incision rates between terraces. Dating suggests that terraces formed every 100 ka, so that the incision rate should integrate climatic variations, as assumed in our theoretical study. Independent estimates of uplift rates on bounding faults allowed [*Vassallo et al.*, 2007a] to compare the Pleistocene uplift rate (ca 0.1 mm a^{-1}) with the Pleistocene incision rates. Uplift rates for both sides of the massif are similar, and the core surface is almost horizontal, which suggests that the uplift rate is spatially constant. Incision rates are 3 to 6 times larger than the uplift rate (Figure 5), which *Vassallo et al.* [2007b] interpreted as being

mainly the result of drainage growth, and also of the interaction with piedmont and cyclic climatic variations [*Carretier and Lucazeau*, 2005]. Figure 5 shows that Bitut terraces converge downstream. This observation, along with the fact that the local incision rates are greater than the rock uplift rate and the existing remnant of the preuplift surface are all consistent with an exponential-type model. All this supports *Vassallo et al.*'s [2007] conclusions that in this case, most of the topographic adjustment to rock uplift for different scales is controlled by the ongoing growth of the drainage system. This also suggests that the long timescale erosion is either detachment-limited or transport-limited with a positive transport threshold, which seems to be consistent with the coarse sediment cover and exposed bedrock in some parts. Catchment-scale erosion rates are not yet available so it is not possible to prove the full consistency between this example and the proposed theory.

5. Discussion

5.1. Analogy With Biological Population Growth and Percolation

[43] Drainage network growth has been shown to be analogous to invasion-percolation models on the basis of similar fractal dimensions of the drainage network [*Stark*, 1991; *Yakovlev et al.*, 2005]. Moreover, *Stark* [1994] studied the relative effects of three processes and elements involved in the retreat of a drainage front: weathering and weakening of the substratum, seepage erosion and initial rock strength. To take these components into account, he used a phenomenological modeling approach based on network growth theories including invasion-percolation, diffusion-limited aggregation (DLA) and Eden growth (parallel retreat). Varying the strength of each process, he showed that the drainage front line is more or less irregular with fractal dimensions depending on the processes involved. Similar front shapes have been observed in our experiments, though varying in time and between different experiments. Such shapes include uniform retreat (Eden growth) and localized channel head invasion, although seepage erosion is not taken into account (Figure 1). In our simulation, erosion retreat proceeds either by reducing the slope to a critical slope (equation (3)), which favors Eden growth, or through fluvial erosion, depending on the transport threshold τ_c. However, bedrock collapse is not the dominant process, as model slopes are generally much smaller than S_c. In any case, just as in *Stark*'s [1994] model, network growth depends on the initial cell property (initial slope and associated drainage area) and processes that weaken the rock resistance to erosion, and which can evolve in time. The latter corresponds to the formation of drainage links on the plateau or the capture of depressions that suddenly increase the erosive power of cells located just downstream the captured depression. A visual inspection of the different shapes of the erosion front did not show a clear correlation between a particular shape and model type, in particular because the mode of channel retreat varies with time. Nevertheless, Eden growth seems to be more pronounced in sigmoid and exponential-type models, as shown in Figure 1. We did not carry out a fractal analysis due to the coarse resolution of the model grid.

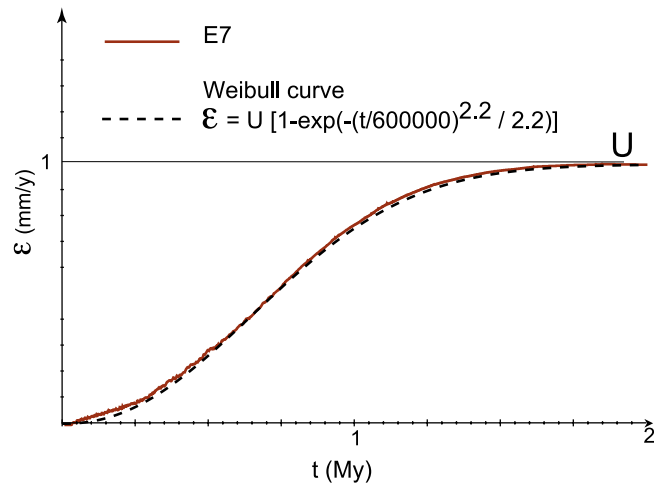


Figure 6. Weibull fit of the mean erosion rate evolution in experiment E17.

[44] Here we make another comparison. In analyzing the sigmoid-type models, it can be noted that the $\epsilon(t)$ curve follows a Weibull curve, defined as (Figure 6):

$$\epsilon(t) = U\left[1 - \exp\left(-\frac{(\gamma t)^{\mu}}{\mu}\right)\right] \tag{10}$$

where γ is the inverse of a characteristic time and μ is a positive constant that lies between 1 and 2.5 in our experiments. If $\mu = 1$, $\epsilon(t)$ is a linear-type model. The connectivity time T_{co} corresponds to the maximum slope of the Weibull curve, so that

$$T_{co} = \frac{(1-\mu)^{\mu}}{\gamma} \tag{11}$$

[45] It is interesting to note that such sigmoid curves (Weibull, Logistic, etc..) are known in biology to represent population growth processes in a context of competition for food in a limited space, which are often modeled as percolation models. The eroded volume at each moment in time might be analogous to population growth. If this analogy is correct, then the connectivity process is limited by the potential to erode (the food), as this potential is limited by bedrock detachment or an entrainment threshold.

[46] The exponential-type models deviates from the Weibull curve. This may be due to a fundamental difference with the population analogy: in the case of an actively uplifting mountain range, the erosion rate seems to be able to make "reserves", which is to say that some material provided by rock uplift is stocked for later. This can lead the mountain to an unstable state in which its erosion rate and mean elevation are greater than the equilibrium state. This is not observed in population growth studies because populations do not usually make food reserves over long periods of time. In the case of a mountain, the potential erosion can be stocked up during the connectivity stage because slopes are abnormally large as a consequence of the small growth rate of the drainage area. When the drainage area reaches its maximum, slopes relax and the mean erosion rate decreases.

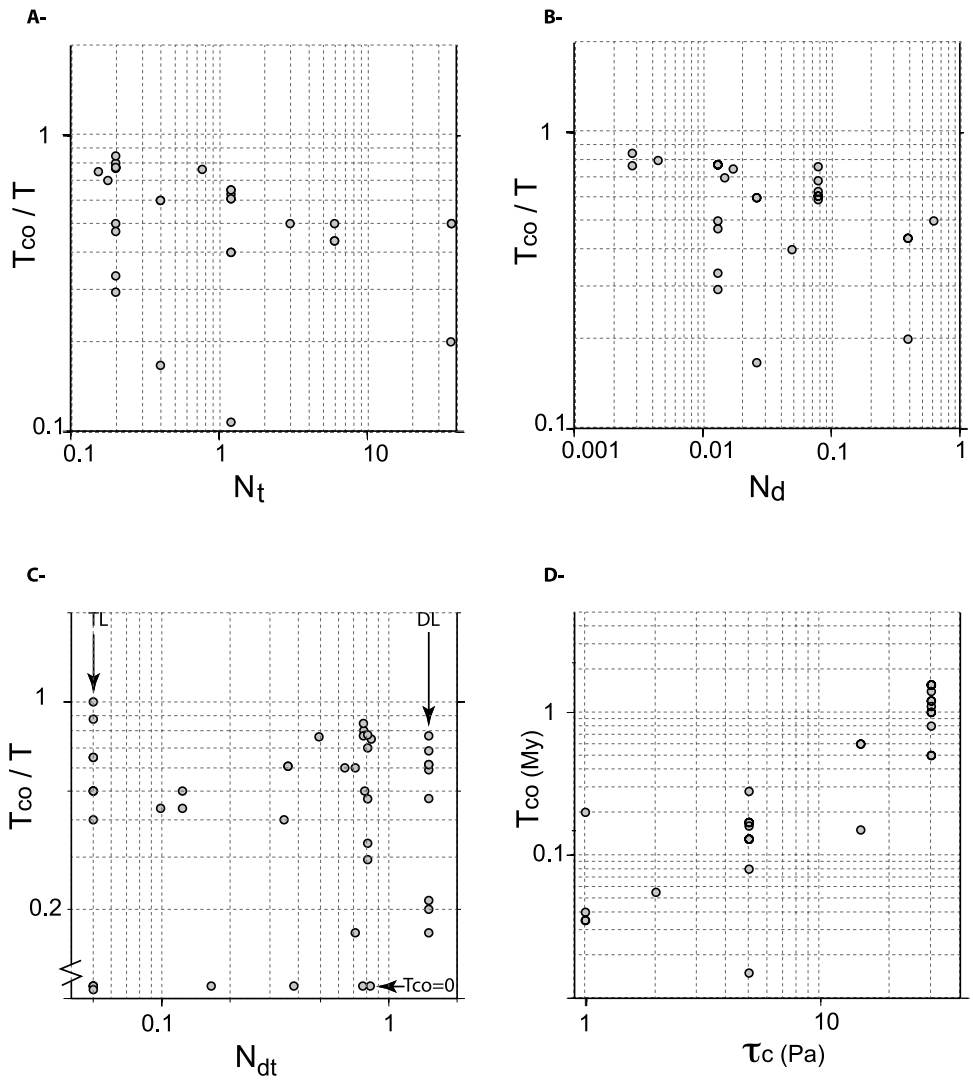


Figure 7. Attempt to find a relationship between the model's nondimensional and dimensional numbers (see Appendix A) and the ratio between the connectivity time T_{co} and the response time T or T_{co} alone. Note the log-log scale in all graphs. The capacity/competence numbers (a) N_d and (b) N_t measure the contribution of the critical entrainment stress on the equilibrium slope for the bedrock incision law and the sediment transport law, respectively. (c) The detachment/transport-limited number N_{dt} determines if erosion is detachment- (>1) or transport-limited at dynamic equilibrium. For pure detachment-limited models (DL, N_{dt} ∞) or pure transport-limited models (TL, N_{dt} = 0), an arbitrary N_{dt} value is assigned. (d) The parameter τ_c is the critical shear stress for entrainment. All these numbers are computed for a drainage area that is equal to the width of the mountain squared. Altogether, Figures 7a–7d suggest that the connectivity time increases when the sediment supply rate decreases (either by decreasing the bedrock detachment rate or by increasing the entrainment threshold), but no one of these numbers alone controls T_{co}.

5.2. What Does Limit the Drainage Network Growth?

[47] In order to study the effect of the parameters on connectivity time, we first compare the ratio between the connectivity time and the response time (T_{co}/T), or the connectivity time alone with nondimensional numbers (see Appendix A and Figure 7). Numbers N_d and N_t measure the contribution of τ_c to an equilibrium slope. They are, in other words, the ratio between the capacity to erode and the resistance (τ_c) for a specified drainage area at dynamic equilibrium, in the cases of detachment and transport-limited models, respectively [*Tucker*, 2004]. The larger these numbers, the smaller the threshold effect. Number N_{dt} determines if the system is detachment-limited (N_{dt} > 1) or transport-limited at dynamic equilibrium for a given drainage area [*Whipple and Tucker*, 2002]. It helps evaluate the potential effect of the dominant erosion-limiting process on connectivity time. Figures 7a and 7b show that T_{co}/T tends to decrease with N_d and N_t, suggesting that τ_c increases the connectivity time significantly [see also *Lague*, 2001], which also appears when plotting T_{co} against τ_c (Figure 7d). The T_{co}/T ratio does not demonstrate a clear relationship with N_{dt}. These plots show a significant vari-

ability, suggesting that no one of the evaluated processes can explain the T_{co}/T ratio alone. Moreover, these numbers measure a balance of processes during the steady state, which may not hold during the transient stage. For example, even if transport-limited conditions are predicted at dynamic equilibrium, detachment-limited conditions can prevail in a large portion of catchments during the transient response [see also *Tucker and Whipple*, 2002].

[48] T_{co} increases linearly with the size L of the system for experiments with $\tau_c = 0$ (E8, E9, E4) and it increases as $L^{0.8}$ for experiments with $\tau_c \gg 0$ (E10, E11, E12). A more or less linear increase has also been observed in the case of threshold-free, transport-limited erosion models of an initial plateau [*Davy and Crave*, 2000], and in sandbox erosion experiments of an uplifting block [*Rohais*, 2007]. This linear increase highlights constant drainage growth rate [*Davy and Crave*, 2000]. To the contrary, *Lague et al.* [2003] observed a rate that decreased over time, but this difference could have been caused by a difference in boundary conditions: the four sides of the block are open in *Lague et al.*'s [2003] experiments, implying that the connectivity of the overall system may be limited by the competing growth of catchments that run in perpendicular directions. In the other cases, constant drainage network growth rates have been obtained for different erosion laws and initial random surfaces. This suggests that other processes control the stability of the drainage growth rate.

[49] In some cases, K_{br} influences T_{co}, and in other cases it does not. For example, T_{co} decreases with K_{br} in E4, E13, and E14 (large τ_c) and in E1 and E15 (small τ_c), but it is unchanged in E17 and E18 (positive regional slope and large threshold). In this last case, the initial dipping surface seems to control T_{co}. In the case of a small threshold case (E1 and E16), decreasing the transport capacity coefficient K_{all} strongly increases T_{co}, which confirms the intuitive notion that the rate at which sediments are evacuated influences the rate of drainage network creation. This rate depends also on the excess shear stress exponents a and p. Increasing a or p will increase the erosion/transport capacity when $\tau \gg \tau_c$, and thus enhance deep river incision or facilitate sediment exportation. This tends to decrease the connectivity time T_{co}, as illustrated by the comparison between experiments E2–E21 (p increase) and E20–E2 (a increase).

[50] The nonlinearity of erosion/transport law in discharge and slope may provide a better framework to understand how the erosion rates and topography evolutions observed in our study are controlled. In the sigmoid and exponential-type models, long T_{co} are associated with a sharp retreating front with concave-up river profiles at the channel head (Figure 3). Such a feature tends to arise under any or all the following conditions: (1) in a detachment-limited model using a stream power law with a slope exponent larger than 1 ($I \propto (Q/W)^{\alpha} S^{\beta}$, $\beta \gg 1$) [*Tucker and Whipple*, 2002], (2) in a transport-limited model using a transport law with discharge and slope exponents much larger than 1 ($qt \propto (Q/W)^m S^n$, $m \gg 1$ and $n \gg 1$), and (3) in models using erosion/transport laws that incorporate a positive threshold [*Tucker*, 2004]. As discussed in section 4.1, a slope exponent n greater than 1 limits drainage connections in the plateau and induces long T_{co}. In the case of a detachment-limited model, $\beta > 1$ creates a slope break at the plateau which prevents endoreic zones from being captured. Moreover, T_{co} significantly increases with the discharge exponents m in a transport-limited model (E5, E27) and α in a detachment-limited model (E24, E25, E26). The common point to both cases is that the volume sediment flux Q_s grows more than linearly with catchment area A (or water discharge Q) [*Smith and Bretherton*, 1972; *Tucker*, 2004], thus allowing for a deep incision in growing catchments. If this incision is large enough, hillslope gradients can increase to the point that the mean erosion rate exceeds the uplift rate [see also *Lague*, 2001].

[51] In the detachment-limited and threshold-free models ($I \propto A^{0.5}$), the rapid downstream increase of sediment flux is true by definition, because the transport capacity is implicitly assumed to be always equal or larger than the upstream integral of eroded sediment. At the river outlet, the sediment outflux Q_s is the integral of the erosion rate I over the drainage area. Therefore, Q_s is a function of A raised to a power >1. Because A increases linearly during the drainage network development, $Q_s(t)$ (or $\epsilon(t)$) at the river outlet is also a power function of t raised to a power >1. This is what is observed for the sigmoid-type and exponential-type models during the drainage network growth phase. Indeed, $\epsilon(t)$ can be approximated by a function of type $(e^t - 1)$ or equivalently by a function of type t^r with $r > 1$. In other words, the shape of the curve $Q_s(A)$ mimics the shape of the curve $\epsilon(t)$. The same relationship applies to the transport-limited and threshold-free case if $m \gg 1$.

[52] In transport-limited modes with a significant transport threshold, [*Tucker*, 2004] showed that the transport capacity increases more than linearly with the drainage area. So again, the transport law curve $Q_s = f(A)$ mimics the $\epsilon(t)$ curve during drainage growth.

[53] In addition, *Davy and Crave* [2000] found a similarity between transport-limited models in which $m \geq 2$ and detachment-limited models (laws linear in slope and with no threshold in both cases). In both cases, the characteristic time necessary to erode an initial plateau does not depend on the size of the plateau, though this is not true if $m < 2$. Also in both cases, the sediment flux is much more than linear in the drainage area, which allows for sediment to be exported over a long distance.

[54] This analysis applies to the straight-line models too. Indeed, the linear increase of the mean erosion rate corresponds to the linear scaling between the transport capacity and the water discharge.

[55] Analyzing the relationship between local erosion/transport laws and sediment outflux during drainage growth may be one way of evaluating the form that these laws take in physical models or in nature using sedimentological data. For example, [*Hasbargen and Paola*, 2000] found a more-than-linear increase of sediment outflux during the transient stage of their uplifting sandbox experiments, which is similar to the sigmoid or exponential-type models. This suggests a strongly nonlinear relationship between the erosion/transport law and water discharge. Moreover, such an increase has also been observed in reconstructed sediment outflux at Tibetan outlets [*Metivier et al.*, 1999; *Clift*, 2006]. This could correspond to our exponential-type models, although it could also correspond to temporal variations in uplift rate or climate.

[56] Other factors that have not been explored in this study are likely to exercise control over the connectivity time, such as the uplift rate [*Lague et al.*, 2003], infiltration and water sapping [*Hovius et al.*, 1998], regolith development, initial surface roughness [*Darboux et al.*, 2002], the dependence of vegetation and precipitation on altitude, the long-term decay of bedrock river width adjustment with relation to slope, discharge and carried sediment [*Finnegan et al.*, 2005; *Stark*, 2006; *Wobus et al.*, 2006; *Whittaker et al.*, 2007b; *Turowski et al.*, 2007; *Attal et al.*, 2008], the sediment-flux-dependent river incision [*Gasparini et al.*, 2007], faulting [*Sobel et al.*, 2003], etc. The relationships between these factors and the connectivity time are not clearly established in many cases. An illustrative example is the effect of the uplift rate. In their physical experiments on mountain erosion, *Lague et al.* [2003] observed no clear correlation between the rock uplift rate and the connectivity time.

[57] It is important to point out that taking the dependence of river width on slope into account, as proposed by *Finnegan et al.* [2005] and *Whittaker et al.* [2007b], is implicit in some of our experiments. In fact, the incorporation of this dependence essentially leads to the same equations (4) and (6), with a 20% to 40% larger slope exponent [*Attal et al.*, 2008]. For example, the threshold-free and detachment-limited experiments E25 and E26 use larger slope exponents than E24. A larger slope exponent tends to increase the connectivity time because, as we previously discussed, a large slope exponent prevents drainage links from forming at the channel head. This effect seems to dominate the competing acceleration of incision in gorges beneath the channel head. In the case of a normal fault acceleration, *Attal et al.* [2008] showed that a decrease in channel width with an increasing slope accelerates the topographic response. This appears to be different for an initially random surface combined with a symmetrical uplift. The effect exercised by the slope exponent can also be evaluated in the case of a significant τ_c (E22 and E23). Similar connectivity times are obtained in both cases, probably because τ_c is the key parameter controlling the nonlinear relationship between the erosion law and the slope [*Tucker*, 2004]. In addition, a significant bedrock river width adjustment time can also influence the connectivity and the entire system response time [*Stark*, 2006]. This must be evaluated further.

[58] *Gasparini et al.* [2006], *Gasparini et al.* [2007], and *Sklar et al.* [2008] showed that the use of bedrock incision models that incorporate the tool and cover effects [*Sklar and Dietrich*, 2004] significantly modifies the river profile adjustment to an increase in uplift. This can potentially yield different behaviors than those observed in our study. However, if the growth of the drainage system controls most of the system response, the behavior of sophisticated bedrock incision models might fall under the model classification that we have proposed. This is illustrated by experiment E41, which uses [*Sklar and Dietrich*'s, [2004] law and leads to an exponential-type model. The rationale could be that sediment-flux-dependent bedrock incision models converge on a transport-limited model for large drainage areas [*Gasparini et al.*, 2007]. This would mean that the nonlinearity of the transport capacity in discharge and slope may control the transient evolution of the mean erosion rate during drainage growth. Note that *Gasparini et al.* [2006] also observed that the transient mean erosion rate exceeded the uplift rate. Nevertheless, further analysis is required to evaluate the potential effect that erosion laws incorporating tool and cover effect may have on connectivity time and the associated river profile adjustment.

[59] Finally, our hydrological model assumes that water disappears in lakes. Allowing water to fill lakes would probably decrease the drainage connectivity time, favoring linear-type rather than sigmoid or exponential-type models. However, experiments that started from a dipping surface did not contain any lakes. Significant connectivity times were observed in these cases, demonstrating that the connection of endoreic zones is not the limiting process in this case. To the contrary, the hydrological behavior of a horizontal plateau could represent a fundamental (and often neglected) controlling factor of the erosion dynamic [e.g., *Hovius et al.*, 1998].

5.3. Relation With the "Scarp Retreat" and "Down-Wearing" Scarp Evolution Models

[60] Different styles of plateau erosion have been classified in two end-member cases: the "scarp retreat" or "back-wearing," and the "down-wearing" models [*Kooi and Beaumont*, 1994; *van der Beek et al.*, 2002; *Tucker and Whipple*, 2002]. The scarp retreat model corresponds to the horizontal removal of plateau material through the propagation of an erosion wave, whereas the down-wearing model corresponds mostly to the vertical erosion of the plateau. *Tucker and Whipple* [2002] showed that these models could be strongly associated with the slope exponent in erosion law. In the case of a detachment-limited situation, if the erosion rate scales to slope with an exponent $\alpha > 1$ then scarp retreat is favored, whereas if $\alpha < 1$, down-wearing dominates. Moreover, *van der Beek et al.* [2002] showed that these two styles are also strongly influenced by the initial slope of the plateau. The existence of an inland drainage divide favors down-wearing because it allows for the rapid development of the drainage network on a surface dipping toward the base level, and erosion can occur everywhere on the plateau. To the contrary, scarp retreat occurs if the initial topography dips away from the scarp. In other words, the style of the plateau erosion is influenced by the connectivity time, which is consistent with our experiments: a dipping initial surface led to the down-wearing style and linear-type model, whereas a horizontal initial plateau implied a strongly horizontal component of erosion, associated with the sigmoid and exponential-type models (exponent, Figure 1). This suggests that the scaling of the erosion law to the slope does not necessarily control the erosion response to uplift if other factors, such as infiltration or the erosion threshold, control the connectivity. In particular, the style of plateau erosion may not be characteristic of a particular slope exponent of the erosion law if the erosion threshold is large. Indeed, a large threshold will mainly enhance the nonlinearity between the erosion rate and slope [*Snyder et al.*, 2003; *Lague et al.*, 2003; *Tucker*, 2004]. For example, experiments E22 and E23 (detachment-limited) or E2 and E19 (detachment and transport-limited) used detachment-limited erosion laws with erosion thresholds, but differ by their slope exponent. The connectivity time is the same in both pairs of experiments, showing that it is

more strongly controlled by the erosion threshold than by the slope exponents.

6. Conclusion

[61] Our study points out that the growth of the drainage network could exert a primary control over the landscape response time to uplift [see also *Kooi and Beaumont*, 1996; *Lague*, 2001; *van der Beek et al.*, 2002; *Lague et al.*, 2003]. From numerical modelings of uplifting block erosion, we have identified three main realistic model types for the evolution of the mean erosion rate. These are the linear-type, the sigmoid-type, and the exponential-type models. Linear-type models are obtained for initially connected surfaces. Sigmoid-type ($T_{co} < 0.5\ T$) and exponential-type ($T_{co} > 0.5\ T$) models correspond to evolutions with long connectivity times. The mean erosion rate can exceed the uplift rate in exponential-type models.

[62] Moreover, linear-type models yield river terraces that converge upstream, whereas exponential-type models yield terraces that converge downstream. Thus, by documenting the long-term sediment fluxes out of mountains and river terrace geometry, we should be able to better constrain the processes limiting erosion.

[63] In the case of the linear-type model, the local incision rate in the river never exceeds the uplift rate, in contrast to the other two cases. Thus, the large-scale erosion rate and the local incision rate could be lower or greater than the uplift rate at the same time in an uplifting block, which could explain differences in the measurements of erosion rates at different spatial scales in a catchment.

[64] Whatever the controls, connectivity time is still not totally understood, especially concerning uplift rate, sediment-flux-dependent incision and hydrology. With our model setting, long connectivity time occurs when the transport capacity is more than linear in drainage area and slope, particularly in the case of detachment-limited models, and in the transport-limited models using a positive transport threshold. To further understand what controls the connectivity time from a quantitative point of view could provide us with useful information on the erosion laws both in the real world and in physical experiments.

Appendix A: Nondimensionalization

[65] From equations (8), (4) and (6) we can write relationships between all variables at dynamic equilibrium ($\Delta z/\Delta t = 0$) for two end-members models, namely, the detachment-limited model

$$\frac{W}{\Delta x} I = U \tag{A1}$$

and the transport-limited model (all is sediment):

$$Wqt = UA \tag{A2}$$

where A [L^2] is the drainage area. Assuming no infiltration and homogeneous rainfall $Q = PA$, in both cases equilibrium slopes can be deduced as a function of A.

[66] In the detachment-limited model,

$$S_d = \left[\left(\frac{U \Delta x}{K_{br} k_w} \right)^{1/a} P^{-(0.5/a)} A^{-(0.5/a)} + \tau_c \right]^{1/\beta} \cdot P^{-0.5(\alpha/\beta)} k_w^{\alpha/\beta} k_t^{-(1/\beta)} A^{-0.5(\alpha/\beta)} \tag{A3}$$

where S_d is the detachment-limited equilibrium slope. In parentheses both terms of the sum represent what *Tucker* [2004] named the capacity and competence terms, respectively. Dividing the first term by the second leads to a nondimensional number N_d, the detachment/competence number that measures the ratio between the capacity to erode and the resistance of the bedrock [*Tucker*, 2004]:

$$N_d = \frac{(U \Delta x / K_{br} k_w)^{1/a} P^{-(0.5/a)} A^{-(0.5/a)}}{\tau_c} \tag{A4}$$

[67] Similarly, from equation (A2) we obtain the following for the transport-limited model:

$$S_t = \left[\left(\frac{U}{K_{all} k_w} \right)^{1/p} P^{-(0.5/p)} A^{0.5/p} + \tau_c \right]^{1/n} \cdot P^{-0.5(m/n)} k_w^{m/n} k_t^{-\frac{1}{n}} A^{-0.5(m/n)} \tag{A5}$$

where S_t is the equilibrium slope, and

$$N_t = \frac{(U / K_{all} k_w)^{1/p} P^{-(0.5/p)} A^{0.5/p}}{\tau_c} \tag{A6}$$

where N_t is the capacity/competence number for transport.

[68] Dividing S_d by S_t we obtain another nondimensional number N_{dt} the value of which determines if the erosion is transport ($N_{dt} < 1$) or detachment limited ($N_{dt} > 1$) at equilibrium as a function of the drainage area A [*Whipple and Tucker*, 2002]:

$$N_{dt} = \frac{\left[\left(\frac{U \Delta x}{K_{br} k_w} \right)^{-(1/a)} P^{-(0.5/a)} A^{-(0.5/a)} + \tau_c \right]^{1/\beta}}{\left[\left(\frac{U}{K_{all} k_w} \right)^{1/p} P^{-(0.5/p)} A^{0.5/p} + \tau_c \right]^{1/n}} \cdot P^{0.5(m/n-\alpha/\beta)} k_w^{(\alpha/\beta-m/n)} k_t^{1/n-1/\beta} A^{0.5(m/n-\alpha/\beta)} \tag{A7}$$

[69] **Acknowledgments.** This study was funded by the IRD, the French national research agency ANR (project "ANDES" ANR-06-JCJC-0100), and the Chilean Anillo (project ACT-18). We thank M. Attal, C. Stark, P. van der Beek, and the Associate Editor G. Tucker for outstanding reviews which improved this paper. S. Carretier and E. Pepin thank the Department of Geology of the University of Chile for its warm welcome.

References

Anderson, R. S. (1994), Evolution of the Santa Cruz Mountains, California, through tectonic growth and geomorphic decay, *J. Geophys. Res.*, *99*(B10), 20,161–20,179, doi:10.1029/94JB00713.

Attal, M., G. E. Tucker, A. C. Whittaker, P. A. Cowie, and G. P. Roberts (2008), Modeling fluvial incision and transient landscape evolution: Influence of dynamic channel adjustment, *J. Geophys. Res.*, *113*, F03013, doi:10.1029/2007JF000893.

Bayasgalan, A., J. Jackson, J.-F. Ritz, and S. Carretier (1999), Forebergs, flower structures, and the development of large intra-continental strike-slip faults: The Gurvan Bogd fault system in Mongolia, *J. Struct. Geol.*, *21*, 1285–1302, doi:10.1016/S0191-8141(99)00064-4.

Carretier, S., and F. Lucazeau (2005), How does alluvial sedimentation at range fronts modify the erosional dynamics of mountain catchments?, *Basin Res.*, *17*, 361–381, doi:10.1111/j.1365-2117.2005.00270.x.

Carretier, S., J.-F. Ritz, J. Jackson, and A. Bayasgalan (2002), Morphological dating of cumulative reverse fault scarps: Examples from the Gurvan Bogd fault system, Mongolia, *Geophys J Int.*, *148*, 256–277, doi:10.1046/j.1365-246X.2002.01599.x.

Clift, P. D. (2006), Controls on the erosion of Cenozoic Asia and the flux of clastic sediment to the ocean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *241*, 571–580, doi:10.1016/j.epsl.2005.11.02.

Cowie, P. A., M. Attal, G. E. Tucker, A. C. Whittaker, M. Naylor, A. Ganas, and G. P. Roberts (2006), Investigating the surface process response to fault interaction and linkage using a numerical modelling approach, *Basin Res.*, *18*, 231–266, doi:10.1111/j.1365-2117.2006.00298.x.

Cowie, P. A., A. Whittaker, M. Attal, G. Roberts, G. E. Tucker, and A. Ganas (2008), New constraints on sediment-flux–dependent river incision: Implications for extracting tectonic signals from river profiles, *Geology*, *36*(7), 535–538, doi:10.1130/G24681A.1.

Darboux, F., C. Gascuel-Odoux, and P. Davy (2002), Effects of surface water storage by soil roughness on overland-flow generation, *Earth Surf. Processes Landforms*, *27*(3), 223–233, doi:10.1002/esp.313.

Davy, P., and A. Crave (2000), Upscaling local-scale transport processes in large-scale relief dynamics, *Phys. Chem. Earth*, *25*, 533–541, doi:10.1016/S1464-1895(00)00082-X.

Densmore, A. L., M. A. Ellis, and R. S. Anderson (1998), Landsliding and the evolution of normal-fault-bounded mountains, *J. Geophys. Res.*, *103*(B7), 15,203–15,219.

Farías, M., R. Charrier, S. Carretier, J. Martinod, A. Fock, D. Campbell, J. Cáceres, and D. Comte (2008), Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33°–35°S), *Tectonics*, *27*, TC1005, doi:10.1029/2006TC002046.

Finnegan, N., G. Roe, D. R. Montgomery, and B. Hallet (2005), Controls on the channel width of rivers: Implications for modeling fluvial incision of bedrock, *Geology*, *33*, 229–232, doi:10.1130/G21171.1.

Flint, J. J. (1974), Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge, *Water. Resour. Res.*, *10*, 969–973.

Gasparini, N. M., R. L. Bras, and K. Whipple (2006), Numerical modeling of non–steady-state river profile evolution using a sediment-flux-dependent incision model, in *Tectonics, Climate, and Landscape Evolution*, edited by S. Willet, N. Hovius, M. Brandon, and D. Fisher, *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, *398*, 127–141, doi:10.1130/2006.2398(08).

Gasparini, N. M., K. X. Whipple, and R. L. Bras (2007), Predictions of steady state and transient landscape morphology using sediment-flux-dependent river incision models, *J. Geophys. Res.*, *112*, F03S09, doi:10.1029/2006JF000567.

Hasbargen, L. E., and C. Paola (2000), Landscape instability in an experimental drainage basin, *Geology*, *28*, 1067–1070, doi:10.1130/0091-7613(2000)28.

Hovius, N., C. P. Stark, M. A. Tutton, and L. D. Abbott (1998), Landslide-driven drainage network evolution in a pre-steady-state mountain belt: Finisterre Mountains, Papua New Guinea, *Geology*, *26*, 1071–1074, doi:10.1130/0091-7613(1998)026.

Howard, A. D. (1980), Thresholds in river regime, in *The Concept of Geomorphic Thresholds*, edited by D. Coates and J. Vitek, pp. 227–258, Allen and Unwin, Boston, Mass.

Howard, A. D. (1997), Badland morphology and evolution: interpretation using a simulation model, *Earth Surf. Processes Landforms*, *22*, 211–227, doi:10.1002/(SICI)1096-9837(199703)22:3<211::AID-ESP749>3.0.CO;2-E.

Howard, A. D., and G. Kerby (1983), Channel changes in badlands, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *94*, 739–752.

Howard, A. D., W. E. Dietrich, and M. A. Seidl (1994), Modeling fluvial erosion on regional to continental scales, *J. Geophys. Res.*, *99*, 13,971–13,986, doi:10.1029/94JB00744.

Hurtrez, J.-E., F. Lucazeau, J. Lavé, and J.-P. Avouac (1999), Investigation of the relationships between basin morphology, tectonic uplift, and denudation from the study of an active fold belt in the Silawik hills, central Nepal, *J. Geophys. Res.*, *104*(B6), 12,779–12,796.

Jolivet, M., et al. (2007), Mongolian summits: An uplifted, flat, old but still preserved erosion surface, *Geology*, *35*, 871–874, doi:10.1130/G23758A.1.

Kirchner, J. W., R. Finkel, C. Riebe, D. Granger, J. Clayton, J. King, and W. Megahan (2001), Mountain erosion over 10 yr, 10 k.y., and 10 m.y. time scales, *Geology*, *29*, 591–594, doi:10.1130/0091-7613(2001)029<0591:MEOYKY>2.0.CO;2.

Kirkby, M. (1971), Hillslope process-response models based on the continuity equation, *Inst. Brit. Geogr. Spec. Publ.*, *3*, 15–30.

Kooi, H., and C. Beaumont (1994), Escarpment evolution on high-elevation rifted margins: Insights derived from a surface processes model that combines diffusion, advection, and reaction, *J. Geophys. Res.*, *99*, 12,191–12,209, doi:10.1029/94JB00047.

Kooi, H., and C. Beaumont (1996), Large-scale geomorphology: Classical concepts reconciled and integrated with contemporary ideas via a surface processes model, *J. Geophys. Res.*, *101*(B2), 3361–3386.

Lague, D. (2001), Dynamique de l'érosion continentale aux grandes échelles de temps et d'espace: Modélisation expérimentale, numérique et théorique, Ph.D. thesis, Univ. de Rennes, Rennes, France.

Lague, D., A. Crave, and P. Davy (2003), Laboratory experiments simulating the geomorphic response to tectonic uplift, *J. Geophys. Res.*, *108*(B1), 2008, doi:10.1029/2002JB001785.

Lavé, J., and J. P. Avouac (2000), Active folding of fluvial terraces across the Siwaliks Hills, Himalayas of central Nepal, *J. Geophys. Res.*, *105*(B3), 5735–5770.

Lavé, J., and J. P. Avouac (2001), Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of central Nepal, *J. Geophys. Res.*, *106*(B11), 26,561–26,591.

Loget, N., P. Davy, and J. Van Den Driessche (2006), Mesoscale fluvial erosion parameters deduced from modeling the Mediterranean sea level drop during the Messinian (late Miocene), *J. Geophys. Res.*, *111*, F03005, doi:10.1029/2005JF000387.

Martin, Y., and M. Church (1997), Diffusion in landscape development models: On the nature of basic transport relations, *Earth Surf. Processes Landforms*, *22*, 273–279, doi:10.1002/(SICI)1096-9837(199703)22:3<273::AID-ESP755>3.0.CO;2-D.

Merritts, D. J., K. R. Vincent, and E. E. Wohl (1994), Long river profiles, tectonism, and eustasy: A guide to interpreting fluvial terraces, *J. Geophys. Res.*, *99*(B7), 14,031–14,050, doi:10.1029/94JB00857.

Metivier, F., Y. Gaudemer, P. Tapponnier, and M. Klein (1999), Mass accumulation rates in Asia during the Cenozoic, *Geophys J Int.*, *137*(2), 280–318, doi:10.1046/j.1365-246X.1999.00802.x.

Meyer-Peter, E., and R. Müller (1948), Formulas for bed-load transport, in *Proceedings of the 2nd Meeting of the International Association for Hydraulic Structures Research*, pp. 39–64, Int. Assoc. of Hydraul. Struct. Res., Delft, Netherlands.

Molnar, P., et al. (1994), Quaternary climate change and the formation of river terraces across growing anticlines on the north flank of the Tien Shan, China, *J. Geol.*, *102*, 583–602.

Murray, A. B., and C. Paola (1997), Properties of a cellular braided-stream model, *Earth Surf. Processes Landforms*, *22*, 1001–1025, doi:10.1002/(SICI)1096-9837(199711)22:11<1001::AID-ESP798>3.0.CO;2-O.

Nicholas, A., and T. Quine (2007), Crossing the divide: Representation of channels and processes in reduced-complexity river models at reach and landscape scales, *Geomorphology*, *90*, 38–339, doi:10.1016/j.geomorph.2006.10.026.

Parker, G. (1978), Self-formed straight rivers with equilibrium banks and mobile bed. Part 1. The sand-silt river, *J. Fluid Mech.*, *89*, 109–125, doi:10.1017/S0022112078002499.

Pazzaglia, F. J., and M. T. Brandon (2001), A fluvial record of long-term steady-state uplift and erosion across the Cascadia forearc high, western Washington State, *Am. J. Sci.*, *301*, 385–431.

Pazzaglia, F. J., F. J. Gardner, and D. J. Merritts (1998), Bedrock fluvial incision and longitudinal profile development over geologic time scales determined by fluvial terraces, in *Rivers Over Rock*, *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 107, edited by K. Tinkler and E. Wohl, pp. 207–235, AGU, Washington, D. C.

Pelletier, J. D. (2004), Persistent drainage migration in a numerical landscape evolution model, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L20501, doi:10.1029/2004GL020802.

Poisson, B., and J.-P. Avouac (2004), Holocene Hydrological changes inferred from alluvial stream entrenchment in North Tian Shan (northwestern China), *J. Geol.*, *112*, 231–249, doi:0022-1376/2004/11202-0006..

Ritz, J.-F., E. T. Brown, D. L. Bourlès, H. Philip, A. Schlupp, G. M. Raisbeck, F. Yiou, and B. Enkhtuvshin (1995), Slip rates along active faults estimated with cosmic-ray-exposure dates: Application to the Bogd fault, Gobi-Altai, Mongolia, *Geology*, *23*, 1019–1022.

Ritz, J.-F., et al. (2003), Late Pleistocene to Holocene slip rates for the Gurvan Bulag thrust fault (Gobi-Altay, Mongolia) estimated with ^{10}Be dates, *J. Geophys. Res.*, *108*(B3), 2162, doi:10.1029/2001JB000553.

Roering, J. J., J. W. Kirchner, and W. E. Dietrich (1999), Evidence for nonlinear, diffusive sediment transport on hillslopes and implications for landscape morphology, *Water Resour. Res.*, *35*(3), 853–870.

Rohais, S. (2007), Architecture stratigraphique et flux sédimentaires sur la marge sud du golfe de Corinthe (Grèce): Analyse de terrain, modélisations expérimentales et numériques, Ph.D. thesis, Univ. de Rennes 1, Rennes, France.

Seidl, M. A., and W. E. Dietrich (1992), The problem of channel erosion in bedrock, *Catena Suppl.*, *23*, 101–124.

Sklar, L. S., and W. E. Dietrich (2004), A mechanistic model for river incision into bedrock by saltating bed load, *Water Resour. Res.*, *40*, W06301, doi:10.1029/2003WR002496.

Sklar, L. S., and W. E. Dietrich (2006), The role of sediment in controlling steady-state bedrock channel slope: Implications of the saltation-abrasion incision model, *Geomorphology*, *82*, 58–83, doi:10.1016/j.geomorph.2005.08.019.

Sklar, L., B. Dietrich, and E. William (2008), Implications of the saltation-abrasion bedrock incision model for steady-state river longitudinal profile relief and concavity, *Earth Surf. Processes Landforms*, *33*(7), 1129–1151, doi:10.1002/esp.1689.

Smith, T. R., and F. P. Bretherton (1972), Stability and the conservation of mass in drainage basin evolution, *Water Resour. Res.*, *8*(6), 1506–1529, doi:10.1029/WR008i006p01506.

Snyder, N. P., K. X. Whipple, G. E. Tucker, and D. J. Merritts (2003), Importance of a stochastic distribution of floods and erosion thresholds in the bedrock river incision problem, *J. Geophys. Res.*, *108*(B2), 2117, doi:10.1029/2001JB001655.

Sobel, E. R., G. E. Hilley, and M. R. Strecker (2003), Formation of internally drained contractional basins by aridity-limited bedrock incision, *J. Geophys. Res.*, *108*(B7), 2344, doi:10.1029/2002JB001883.

Stark, C. P. (1991), An invasion percolation model of network evolution, *Nature*, *352*, 423–424.

Stark, C. P. (1994), Cluster growth modeling of plateau erosion, *J. Geophys. Res.*, *99*, 13,957–13,969.

Stark, C. P. (2006), A self-regulating model of bedrock river channel geometry, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L04402, doi:10.1029/2005GL023193.

Stark, C. P., and G. J. Stark (2001), A channelization model of landscape evolution, *Am. J. Sci.*, *301*, 486–512.

Stolar, D., G. Roe, and S. Willett (2007a), Controls on the patterns of topography and erosion rate in a critical orogen, *J. Geophys. Res.*, *112*, F04002, doi:10.1029/2006JF000713.

Stolar, D., S. Willett, and D. Montgomery (2007b), Characterization of topographic steady state in Taiwan, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *261*, 421–431, doi:10.1016/j.epsl.2007.07.045.

Talling, P. J. (2000), Self-organization of river networks to threshold states, *Water Resour. Res.*, *36*(4), 1119–1128, doi:10.1029/1999WR900339.

Tarboton, D. G., R. L. Bras, and I. Rodriguez-Iturbe (1989), Scaling and Elevation in River Networks, *Water Resour. Res.*, *25*(9), 2037–2051, doi:10.1029/WR025i009p02037.

Thomas, R., A. Nicholas, and T. Quine (2007), Cellular modelling as a tool for interpreting historic braided river evolution, *Geomorphology*, *90*, 302–317, doi:10.1016/j.geomorph.2006.10.025.

Tomkin, J. H., M. T. Brandon, F. J. Pazzaglia, J. R. Barbour, and S. D. Willett (2003), Quantitative testing of bedrock incision models for the Clearwater River, NW Washington State, *J. Geophys. Res.*, *108*(B6), 2308, doi:10.1029/2001JB000862.

Tucker, G. E. (2004), Drainage basin sensitivity to tectonic and climatic forcing: Implications of a stochastic model for the role of entrainment and erosion thresholds, *Earth Surf. Processes Landforms*, *29*, 185–205, doi:10.1002/esp.1020.

Tucker, G. E., and R. L. Bras (2000), A stochastic approach to modeling the role of rainfall variability in drainage basin evolution, *Water Resour. Res.*, *36*(7), 1953–1964, doi:10.1029/2000WR900065.

Tucker, G. E., and R. L. Slingerland (1994), Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments: A numerical modeling study, *J. Geophys. Res.*, *99*(B6), 12,229–12,243, doi:10.1029/94JB00320.

Tucker, G. E., and R. Slingerland (1997), Drainage basin responses to climate change, *Water Resour. Res.*, *33*(8), 2031–2047, doi:10.1029/97WR00409.

Tucker, G. E., and K. X. Whipple (2002), Topographic outcomes predicted by stream erosion models: Sensitivity analysis and intermodel comparison, *J. Geophys. Res.*, *107*(B9), 2179, doi:10.1029/2001JB000162.

Tucker, G. E., S. T. Lancaster, N. M. Gasparini, R. R. Bras, and S. M. Rybarczyk (2001), An object-oriented framework for distributed hydrologic and geomorphic modeling using triangulated irregular networks, *Comput. Geosci.*, *27*, 959–973, doi:10.1016/S0098-3004(00)00134-5.

Turowski, J. M., D. Lague, and N. Hovius (2007), Cover effect in bedrock abrasion: A new derivation and its implications for the modeling of bedrock channel morphology, *J. Geophys. Res.*, *112*, F04006, doi:10.1029/2006JF000697.

van der Beek, P., and P. Bishop (2003), Cenozoic river profile development in the Upper Lachlan catchment (SE Australia) as a test of quantitative fluvial incision models, *J. Geophys. Res.*, *108*(B6), 2309, doi:10.1029/2002JB002125.

van der Beek, P., M. A. Summerfield, J. Braun, R. W. Brown, and A. Fleming (2002), Modeling postbreakup landscape development and denudational history across the southeast African (Drakensberg Escarpment) margin, *J. Geophys. Res.*, *107*(B12), 2351, doi:10.1029/2001JB000744.

Vassallo, R., J.-F. Ritz, R. Braucher, and S. Carretier (2005), Dating faulted alluvial fans with cosmogenic ^{10}Be in the Gurvan Bogd mountain range (Gobi-Altay, Mongolia): climatic and tectonic implications, *Terra Nova*, *17*, 278–285, doi:10.1111/j.1365-3121.2005.00612.x.

Vassallo, R., M. Jolivet, J. Ritz, R. Braucher, C. Larroque, C. Sue, M. Todbileg, and D. Javkhlanbold (2007a), Uplift age and rates of the Gurvan Bogd system (Gobi-Altay) by apatite fission track analysis, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *259*(1–3), 333–346, doi:10.1016/j.epsl.2007.04.047.

Vassallo, R., et al. (2007b), Transpressional tectonics and stream terraces of the Gobi-Altay, Mongolia, *Tectonics*, *26*, TC5013, doi:10.1029/2006TC002081.

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*, 462–479, doi:10.1016/j.epsl.2005.06.030.

Whipple, K. X. (2004), Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, *32*, 151–185, doi:10.1146/annurev.earth.32.101802.120356.

Whipple, K. X., and G. E. Tucker (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), 17,661–17,674.

Whipple, K. X., and G. E. Tucker (2002), Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution, *J. Geophys. Res.*, *107*(B2), 2039, doi:10.1029/2000JB000044.

Whipple, K. X., G. Parker, C. Paola, and D. Mohrig (1998), Channel dynamics, sediment transport, and the slope of alluvial fans: Experimental study, *J. Geol*, *106*, 667–693.

Whipple, K. X., G. S. Hancock, and R. S. Anderson (2000), River incision into bedrock: Mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion and cavitation, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *112*, 490–503, doi:10.1130/0016-7606(2000)112<490:RIIBMA>2.0.CO;2.

Whittaker, A. C., P. A. Cowie, M. Attal, G. E. Tucker, and G. P. Roberts (2007a), Contrasting transient and steady-state rivers crossing active normal faults: new field observations from the Central Apennines, Italy, *Basin Res.*, *19*(4), 529–556, doi:10.1111/j.1365-2117.2007.00337.x.

Whittaker, A. C., P. A. Cowie, M. Attal, G. E. Tucker, and G. P. Roberts (2007b), Bedrock channel adjustment to tectonic forcing: Implications for predicting river incision rates, *Geology*, *35*(2), 103–106, doi:10.1130/G20738.1.

Willett, S. (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.

Willgoose, G., R. L. Bras, and I. Rogdriguez-Iturbe (1991a), Result from a new model of river basin evolution, *Earth Surf. Processes Landforms*, *16*, 237–254, doi:10.1002/esp.3290160305.

Willgoose, G., R. L. Bras, and I. Rodriguez-Iturbe (1991b), A Physical explanation of an observed link area-slope relationship, *Water Resour. Res.*, *27*(7), 1697–1702, doi:10.1029/91WR00937.

Wobus, C. W., G. E. Tucker, and R. S. Anderson (2006), Self-formed bedrock channels, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L18408, doi:10.1029/2006GL027182.

Yakovlev, G., W. Newman, D. Turcotte, and A. Gabrielov (2005), An inverse cascade model for self-organized complexity and natural hazards, *Geophys. J. Int.*, *163*(2), 433–442, doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02717.x.

Yalin, M. S. (1972), *Mechanics of Sediment Transport*, 289 pp., Pergamon, Oxford, U. K.

Zaprowski, B. J., F. J. Pazzaglia, and E. B. Evenson (2005), Climatic influences on profile concavity and river incision, *J. Geophys. Res.*, *110*, F03004, doi:10.1029/2004JF000138.

S. Carretier and E. Pepin, Laboratoire de Mécanismes et Transferts en Geologie, IRD, CNRS, Université de Toulouse, 19 avenue E Berlin, F-31400 Toulouse, France. (carretie@lmtg.obs-mip.fr)

M. Farias, Departamento de Geologia, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Box 13518, E-21 Santiago, Chile. (mfarias@dgf.uchile.cl)

B. Poisson, Hazard Mechanisms and Simulation Unit, BRGM, 3 avenue Claude-Guillemin, BP 36009, F-45060 Orléans CEDEX 2, France.

R. Vassallo, LGCA, Université de Savoie, Campus scientifique, F-73376 Le Bourget du Lac CEDEX, France. (riccardo.vassallo@univ-savoie.fr)

Geomorphologic and sedimentary interactions between foreland and mountain catchments : numerical models and Andean natural case studies.

Climatic or tectonics changes, base level variation or natural feedbacks markers can be interpreted from terraces formed by landscapes entrenchments. This study provides improved entrenchment interpretation by focussing on a mountain catchments-foreland system. Two necessary conditions for permanent autogenic entrenchment (without climate or tectonic changes) in a catchment-fan system are defined using the CIDRE digital model. These include a significant transport threshold (critical shear stress) and a downstream boundary condition corresponding to a transversal river. The entrenchments propagate from the fan apex both upstream to mountain divides and downstream to the fan base. The strength of feedback with the mountain catchments is dependent on the size of the foreland. This relationship between mountain and foreland is responsible for simple or complex responses to the degree of climatic change perturbations. Natural cases studies show that the current erosion rates of Chilean catchments are essentially controlled by mean runoff rates combined with mean slope and plant cover thresholds. The mountain catchment-fan system of Las Tunas (Argentina) has been strongly entrenched in three main terraces levels. Terrace geometry and continuity from foreland to mountain have been detailed by our kinematic GPS study proving strong relationships between mountain and foreland. ^{10}Be studies has revealed two significant results : (1) entrenchments are correlated glacial-interglacial cycles and (2) ^{10}Be concentration versus depth profiles show that terrace remobilization (plane and disconnected surfaces) occurs down to two meters of depth.

AUTEUR : Emilie PEPIN

TITRE : Interactions géomorphologiques et sédimentaires entre bassin versant et piémont alluvial. Modélisation numérique et exemples naturels dans les Andes.

DIRECTEUR DE THESE : Sébatien CARRETIER

LIEU ET DATE DE SOUTENANCE : Le mardi 30 Novembre 2010 à Toulouse (OMP)

RESUME : Les incisions d'un paysage, formant généralement des terrasses, sont interprétées comme les marqueurs de changements climatiques ou tectoniques passé, de variations de niveau de base ou de rétroactions propres au système. Cette thèse propose de préciser leur interprétation en étudiant un système montagne-piémont. Une étude utilisant le modèle numérique CIDRE, a montré que des incisions autogéniques (sans changement climatique ou tectonique) se développaient dans le système s'il existait un seuil de transport non négligeable et une condition aux limites aval correspondant à une rivière transversale. Les incisions se propagent de l'apex du piémont vers l'aval et vers l'apex de la montagne. Les rétroactions avec la montagne sont d'autant plus importantes que le piémont est long. Le couplage montagne-piémont induit une réponse simple ou complexe du système à un changement climatique selon l'intensité de ce dernier. L'étude de cas naturels a montré que les taux d'érosion actuels des bassins versants au Chili sont essentiellement contrôlés par les débits moyens et des seuils de couverture végétale et de pente moyenne. Le système montagne-piémont de Las Tunas (Sud de Mendoza, Argentine) est incisé en trois niveaux terrasses. La géométrie des terrasses et leur continuité depuis le piémont jusqu'à la Cordillère sont précisées par nos données GPS. Elles attestent des fortes interactions entre montagne et piémont. Les analyses ^{10}Be montrent que les incisions sont reliées aux cycles glaciaires-interglaciaires. Enfin, les profils de ^{10}Be versus profondeur montrent une remobilisation des terrasses (faiblement pentées et déconnectées) sur plus de deux mètres de profondeur.

MOTS CLES : système montagne-piémont, taux d'érosion, incisions autocycliques, ^{10}Be cosmogénique, modélisation, climat.

DICIPLINE ADMINISTRATIVE : Géomorphologie

LABORATOIRE : LMTG, 14 avenue E. Belin, 31400 Toulouse