Modélisation numérique de l'érosion et de la sédimentation le long de la rivière Pilcomayo (Bolivie) : Un exemple de l'évolution d'une rivière dans un contexte tectoniquement actif sous l'effet des fluctuations climatiques quaternaires

David Becel

▶ **To cite this version:**

David Becel. Modélisation numérique de l'érosion et de la sédimentation le long de la rivière Pilcomayo (Bolivie) : Un exemple de l'évolution d'une rivière dans un contexte tectoniquement actif sous l'effet des fluctuations climatiques quaternaires. Géologie appliquée. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2004. Français. NNT : . tel-00009285

HAL Id: tel-00009285
https://theses.hal.science/tel-00009285

Submitted on 19 May 2005

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 Joseph Fourier
Grenoble 1

THESE

Présentée par

David BECEL

pour obtenir le grade de

DOCTEUR

Discipline : Science de la Terre

Modélisation numérique de l'érosion et de la sédimentation le long de la rivière Pilcomayo (Bolivie) :

Un exemple de l'évolution d'une rivière dans un contexte tectoniquement actif sous l'effet des fluctuations climatiques quaternaires

Soutenue le 15 octobre 2004

Jury :

Dr. Philippe BELLEUDY	Président
Pr. Gérard HERAIL	Examinateur
Dr. Bernard COLETTA	Rapporteur
Dr. Daniel GARCIA CASTELLANOS	Rapporteur
Dr. Jean-Louis Mugnier	Directeur de thèse
Dr. Didier Granjeon	Promoteur IFP

Sommaire

Sommaire 2

Remerciements 5

Résumé 7

Introduction générale 10

Chapitre 1 : Contexte du travail 12

I. Introduction 13

II. Contexte de la zone d'étude 14

II.1. Contexte tectonique 14

II.1.1. Histoire de la mise en place de la chaîne des Andes boliviennes 14

II.1.2. Les grandes structures actuelles de la chaîne andine bolivienne 18

II.1.3. L'activité tectonique actuelle de la chaîne des Andes 19

II.2. Contexte géographique 25

II.2.1. Le bassin-versant du Pilcomayo 25

II.2.2. Particularités géomorphologiques de la rivière Pilcomayo 26

II.3. Contexte climatique 29

II.3.1. Le paléoclimat bolivien 29

II.3.2. Le climat actuel 30

II.4. Le remplissage sédimentaire le long du Pilcomayo 33

II.5. Conclusion 35

III. Les modèles existants 36

III.1. Les modèles géomorphologiques simples 36

III.1.1. L'incision fluviale dépendant de la capacité de détachement 36

III.1.2. L'incision fluviale dépendant de la capacité de transport 38

III.1.3. Discussion : la compétition entre les processus de détachement et ceux de transport 38

III.2. Les modèles hydrauliques 40

III.3. Les modèles physiques à grandes échelles de temps 42

III.3.1. Le modèle CASCADE 42

III.3.2. Le modèle EROS 44

III.4. Conclusion 48

IV. Conclusion 49

Chapitre 2 : Développement d'un modèle numérique 50

I. Introduction 51

II. Principe du modèle numérique 52

II.1. Etapes nécessaires au développement du modèle numérique 52

II.2. Modélisation hydraulique de l'écoulement 53

II.2.1. Equations de Saint-Venant 53

II.2.2. Simplifications des équations de Saint-Venant 55

II.3. Le transport fluviatile des sédiments 58

II.3.1. Mise en mouvement et érosion des particules 58

II.3.2. Les modes de transport des sédiments 62

II.3.3. Aspects fondamentaux des formules de prévision du transport solide 64

II.3.4. Evaluation numérique des formules de transport solide 65
II.4. Le transport sur les versants 75
II.5. L'érodabilité des sols 78
II.6. Modèle de largeur de la rivière 81
II.7. Equations utilisées dans COBASE - Synthèse et Applications - 82
II.7.1. Le transport fluvial des sédiments 83
II.7.2. Le transport le long des versants 86
II.7.3. L'érodabilité des sols 87
II.7.4. La multigranulométrie 87
II.7.5. Application des lois utilisées dans COBASE 88
II.8. Conclusion 94

III. Analyse du modèle 95
III.1. Topographie initiale du modèle 95
III.2. Estimation des paramètres 97
III.3. Influence des conditions aux limites 99
III.4. Analyse du comportement du modèle en érosion et sédimentation 102
III.4.1. Le comportement bimodal entre transport limité et disponibilité limitée 102
III.4.2. Le comportement bimodal entre transport à longue distance ou sédimentation dans le bassin-versant 105
III.4.3. Influence respective des lois de transport 110
III.5. Bilan de l'analyse du modèle 112

IV. Conclusion 113

Chapitre 3 : Application du modèle numérique COBASE 114

à la rivière Pilcomayo 114

I. Introduction 116

II. Données susceptible de contraindre les paramètres d'entrée du modèle COBASE et d'être comparées aux résultats du modèle COBASE 117
II.1. Le climat actuel et passé 117
II.1.1. Les précipitations actuelles dans le bassin-versant du Pilcomayo et dans la zone d'étude 117
II.1.2. Paléoclimat mondial et bolivien 122
II.2. Tectonique 132
II.2.1. Les domaines structuraux 132
II.2.2. Les failles actives dans la zone d'étude 133
II.2.3. Conclusion 135
II.3. Erosion et taux de dénudation 136
II.3.1. Dénudation du relief 136
II.3.2. Bilan sédimentaire et taux d'érosion de la rivière Pilcomayo 139
II.3.3. Conclusion 140
II.4. Profil transversal et composition granulométrique de la rivière Pilcomayo 141
II.4.1. Profil transversal du Pilcomayo 141
II.4.2. Granulométrie du Pilcomayo 143
II.5. Géométrie des remplissages 146
II.5.1. Eléments architecturaux des remplissages 146
II.5.2. Datation des remplissages sédimentaires 149
II.5.3. Histoire de la formation d'un remplissage sédimentaire du Pilcomayo 154
II.5.4. Résumé sur le remplissage du Pilcomayo 160

III. Influence des paramètres tectoniques, climatiques et granulométriques sur l'évolution de la rivière Pilcomayo 162
III.1. Un exemple de simulation 162
III.1.1. Définition de la simulation 162

III.1.2. Implications concernant l'évolution de la rivière Pilcomayo 165
III.2. Sensibilités des caractéristiques du Pilcomayo 166
III.2.1 Etude de la sensibilité de la période transitoire à la géométrie initiale utilisée 166
III.2.2 Etude des sensibilités de la période transitoire aux variations des différents paramètres 167
III.2.3. Influence des paramètres sur l'évolution à long terme 173
III.2.4. Synthèse des sensibilités et étude analytique du modèle COBASE 175
III.2.5. Implication concernant l'évolution de la rivière Pilcomayo 178
III.3. Influence de la tectonique sur les caractéristiques du Pilcomayo 179
III.3.1. Une cause tectonique à l'origine de l'accroissement de la pente entre Puente Sucre et Sotomayor 179
III.3.2. Influence de la période des cycles tectoniques 183
III.3.3. Influence d'une surrection de la zone interandine (partie Est du modèle) 186
III.4. Influence du climat sur les caractéristiques du Pilcomayo 189
III.4.1. Un exemple d'influence des successions de périodes sèches et humides 189
III.4.2. Influence d'un épisode climatique « court » (2000 ans) sur la sédimentation dans le lit de la rivière 193
III.4.3. Influence de la période de cycles climatiques 195
III.5. Influence de la granulométrie sur l'enregistrement des cycles tectoniques et climatiques 202
III.5.1. Influence de la granulométrie sur l'érosion moyenne et le remplissage de la rivière Pilcomayo 202
III.5.2. Influence de la granulométrie sur la sédimentation dans une simulation de référence 204
III.5.3. Influence de la granulométrie sur l'enregistrement sédimentaire des cycles tectoniques 206
III.5.4. Influence de la granulométrie sur l'enregistrement sédimentaire des cycles climatiques 208
III.5.5. Implication pour la compréhension du Pilcomayo 210
III.6. Analyse des éléments architecturaux dans les remplissages de la rivière pour comprendre l'influence du climat et de la tectonique 211
III.6.1. Analyse des dépôts dans les puits dans la simulation de référence 211
III.6.2. Enregistrement qualitatifs des cycles tectoniques et climatiques dans le remplissage de la rivière 212

IV. Interprétations de la formation des terrasses à partir des enseignements tirés du modèle 217
IV.1. Synthèse des informations liées à la modélisation 217
IV.1.1. Erosion et flux sortant dans le bassin étudié 217
IV.1.2. Interactions entre la rivière et ses versants 219
IV.1.3. Influence de la tectonique sur les remplissages sédimentaires 222
IV.1.4. Influence du climat sur les remplissages sédimentaires 222
IV.2. Reconstruction des conditions climatiques et tectoniques du remplissage de Puente Sucre 228
IV.2.1. Interprétation du remplissage de Puente Sucre (rive gauche et droite) à partir des enseignements issus de la modélisation 228
IV.2.2. Comparaison de l'histoire des 2 rives et de l'évolution climatique régionale 232

Conclusion générale 235
Bibliographie 241
Annexe 258
Annexe 1 259
Annexe 2 261
Annexe 3 265
Annexe 4 274

Remerciements

Au moment de clôturer ce mémoire, je souhaiterais apporter ma vive reconnaissance à certaines personnes qui m'ont aidé et encouragé au cours de ces quatre dernières années.

Je voudrais remercier très chaleureusement Jean-Louis MUGNIER, mon directeur de thèse, pour le temps qu'il a su me consacrer et les précieux conseils qu'il a pu me donner. Il a su encadrer mon travail en me laissant suffisamment de liberté pour que je développe mes propres idées, tout en restant attentif pour que je ne m'égare pas sur des pistes peu prometteuses.

Je souhaite également remercier Didier GRANJEON, promoteur IFP (Institut Français du Pétrole), qui a su m'initier à la modélisation numérique de bassin. Sans lui, le modèle COBASE ne ressemblerait pas à ce qu'il est aujourd'hui. Je lui suis aussi très reconnaissant de m'avoir aidé à me plonger dans l'hydraulique fluviale et de me poser les bonnes questions tout en apportant les bonnes réponses.

Je souhaiterais associer à ces remerciements Selman MEER, le chauffeur du 4*4 qui nous a permis de rendre agréable nos deux missions de terrain en Bolivie. Je le remercie pour nous avoir fait découvrir les beautés et les insoupçonnables trésors de ce magnifique pays.

Je souhaiterais associer à ces remerciements le personnel du Laboratoire de Géodynamique de la Chaîne Alpine (LGCA) de Grenoble pour leur accueil chaleureux au début de ma thèse.

Je tiens également à remercier tous ceux qui ont su m'aider quand je me trouvais au sein du département géologie de l'IFP : Bernard COLETTA , Isabelle MORETTI pour leurs conseils sur la tectonique bolivienne, Tristan EUZEN pour sa disponibilité quand j'avais des difficultés avec ma station UNIX, Nadia DOIZELET, Yolande CALOT et Patrick LE FOLL qui m'ont aidé comme ils le pouvaient pendant mon séjour à l'IFP.

Je tiens enfin à remercier tout particulièrement Elodie DU FORNEL pour m'avoir supporté aussi longtemps dans son bureau et pour nos nombreuses discussions toutes aussi passionnantes les unes que les autres.

Résumé

Nous nous sommes intéressés à un bassin-versant, dont le drain principal s'appelle la rivière Pilcomayo, situé au Sud-Est de la Bolivie, dans les Andes centrales. Ce bassin offre l'avantage d'être situé dans un contexte tectoniquement actif. L'étude bibliographique a montré qu'il existait actuellement une surrection différentielle entre la zone interandine (estimée à 0,5 mm/an) et la cordillère orientale (estimée à 0,05 mm/an). Notre étude de terrain a montré l'existence de décrochements encore ou récemment actifs dont la composante verticale n'est pas très importante. Le bassin du Pilcomayo a également été soumis à des variations climatiques bien connues dans la région. En effet, l'étude bibliographique effectuée sur le paléoclimat bolivien indique qu'au cours de ces 45 000 dernières années, on peut différencier différentes phases climatiques caractérisées par des intensifications ou des diminutions des précipitations.

Les missions de terrain effectuées en Bolivie ont montré, en amont de la rivière Pilcomayo dans la région de Sucre, l'existence de terrasses alluviales abandonnées, témoins de l'enregistrement des conditions de dépôts. Les remplissages sédimentaires observés le long du Pilcomayo sont constitués de trois éléments architecturaux : les faciès de chenaux, les faciès de plaines alluviales et les cônes alluviaux provenant des versants. Le remplissage de la rivière débute par une forte aggradation de plusieurs dizaines de mètres où l'on trouve à la fois des faciès de chenaux et de cônes alluviaux. Au-dessus de cette aggradation se développe plus ou moins latéralement des surfaces d'abrasion suivies du dépôt d'un corps conglomératique majeur. Des sédiments provenant des versants recouvrent le corps conglomératique, puis une surface majeure de tuf vient se déposer pour former une ligne temps remarquable. Une réincision majeure du remplissage se produit et abandonne des terrasses.

L'analyse des remplissages sédimentaires dans la partie amont du bassin montre la difficulté d'interpréter ces remplissages. Il est alors nécessaire de recourir à une modélisation numérique de l'évolution géomorphologique et sédimentaire du bassin-versant du Pilcomayo.

Le modèle que nous avons développé, appelé COBASE, simule sur de grandes échelles de temps et d'espace la dynamique fluviale de la rivière et intègre le transport des sédiments dans la rivière et sur les versants du bassin. Pour faciliter la visualisation des résultats, le modèle COBASE fait partie intégrante du modèle DIONISOS et utilise un maillage carré.

La loi de transport sur les versants est basée sur une loi de diffusion, fonction d'un coefficient et de la pente, tandis que le transport fluvial est modélisé par la loi d'Einstein. Ces deux lois de transport sont complétées par une loi d'érosion qui contrôle la disponibilité en sédiments du système. Un des intérêts majeurs de ce modèle est d'intégrer un aspect plurigranulométrique dans les sédiments. Pour ce faire, on considère que les sédiments composant le bassin-versant du Pilcomayo sont constitués de quatre classes granulométriques bien distinctes (0.1, 1, 10 et 100 mm par exemple). Ces grains, de tailles différentes, sont transportés individuellement

dans le bassin en fonction du flux d'eau imposé. On applique pour chaque granulométrie une contrainte de cisaillement critique, fonction de la taille du grain. Si la contrainte de cisaillement excède cette contrainte critique, le grain est mobilisable et on peut calculer le flux de sédiments pour cette classe granulométrique. Si la contrainte est inférieure à la contrainte critique, le grain n'est pas mobilisable et le flux de sédiments générés pour cette classe granulométrique est nul.

Les premières analyses du comportement du modèle mettent l'accent sur l'importance des conditions aux limites et sur le calage des paramètres des lois qui régissent le modèle. On montre ainsi, qu'en fonction de ces paramètres, le système peut se trouver en érosion à transport limité ou en érosion à érodabilité limitée. De plus, en fonction du flux d'eau qui s'écoule dans le bassin, le transport des sédiments vers la sortie du bassin est plus ou moins efficace. Quand le flux d'eau est élevé, le transport fluviatile est efficace et les sédiments sont transportés vers l'exutoire. Si le flux d'eau est faible, le transport fluviatile est insuffisant et une partie des sédiments est stockée momentanément dans la rivière.

L'étude du climat actuel et du paléoclimat a permis d'estimer, moyennant quelques simplifications et hypothèses, le flux d'eau moyen annuel à Puente Sucre à 100 m^3/s. Les galets observés dans le lit mineur du Pilcomayo montrent que la taille moyenne des galets (d_{50}) est de l'ordre de 60 mm. Un tel flux d'eau n'étant pas suffisant pour mobiliser des grains aussi gros, nous avons émis l'hypothèse que le flux d'eau efficace pour mobiliser les sédiments était celui d'une crue centenaire. Nous l'avons estimé à environ 400 m^3/s.

Enfin, l'analyse des bilans sédimentaires dans notre domaine d'étude a permis de contraindre les paramètres de sortie du modèle COBASE. L'analyse de cartes géologiques et l'étude bibliographique a permis de montrer que l'érosion moyenne actuelle était de l'ordre de 0,7 mm/an.

L'application du modèle COBASE sur la partie amont du Pilcomayo nous a fourni une multitude d'enseignements sur le rôle du climat et de la tectonique dans l'évolution du bassin-versant et le remplissage du Pilcomayo.

Tout d'abord, la rivière tend à atteindre un équilibre en modifiant son profil en long. Au bout d'une période transitoire de 3000 ans, le profil en long de la rivière converge vers un profil d'équilibre. Dans le cas où les sédiments sont facilement mobilisables, la rivière incise son lit, tandis que dans le cas où il y a la présence de granulométries grossières, la rivière sédimente de façon hétérogène.

L'application d'une tectonique régionale ne semble pas, après des simulations de l'ordre de 10 000 ans, jouer un rôle important sur l'érosion moyenne du bassin-versant et sur le remplissage sédimentaire sur l'ensemble de la rivière.

Toutefois, si la tectonique ne contrôle pas régionalement l'évolution de la rivière, elle peut localement influencer de façon qualitative et quantitative le remplissage sédimentaire. Ainsi, la simulation d'une activité tectonique locale (une faille par exemple) montre que la tectonique peut influencer localement un remplissage sédimentaire. En effet, une surrection locale implique une augmentation de la pente et perturbe l'équilibre de la rivière. Pour retrouver son équilibre initial, la rivière sédimente ou érode localement.

Le climat influe sur l'évolution du bassin-versant. En effet, l'augmentation des précipitations induit un flux d'eau plus élevé et une érodabilité accrue (via la contrainte de cisaillement). De plus, il permet le dépôt d'un grand volume de sédiments le long de la rivière qui a été estimé entre Tasapampa et Sorama à 6 km^3.

Enfin, le climat contrôle également l'incision et la nature des éléments qui se déposent dans la rivière. Ainsi, pour des phases climatiques intenses (très fortes précipitations), les sédiments sont tous transportés et la rivière incise. Si les conditions climatiques sont moins intenses (précipitations modérées) les sédiments les plus fins seront transportés tandis que les plus grossiers resteront dans la rivière. On obtient ainsi une ségrégation des galets les plus grossiers.

Les enseignements tirés de cette modélisation ont permis de reconstituer l'évolution du remplissage sédimentaire d'un site où nous avions récupéré de nombreuses données telles que l'analyse des terrasses, des datations (tuf et datations cosmogéniques). Nous avons ainsi pu proposer une corrélation entre ce remplissage et les variations climatiques régionales à l'échelle de l'Holocène. Ainsi, les grandes phases d'incision majeure correspondraient à la phase Minchin et la phase Titicaca (que l'on connaît actuellement) tandis que les phases d'aggradation se corréleraient avec les périodes sèches (entre les période humides Minchin et Tauca). Enfin, il semblerait que les phases d'aggradation de corps conglomératiques grossiers et d'élargissement de la rivière seraient reliées aux phases climatiques humides Tauca et Coipasa.

Introduction générale

L'étude de l'architecture des bassins sédimentaires, à l'aide de concepts géologiques, repose sur l'estimation de trois grandeurs principales : (1) l'eustatisme, (2) la tectonique, et (3) le flux sédimentaire. Dans cette thèse, on va s'attacher à étudier la partie amont du système pour s'intéresser au problème de la fluctuation des apports sédimentaires, et en particulier de l'érosion et de la sédimentation le long de grandes rivières. Le remplissage sédimentaire des bassins et des rivières dépend de l'alimentation en sédiments (contrôlée par l'érosion même du bassin-versant) et du transport de ces mêmes sédiments. Dans un contexte tectoniquement actif, où les relations entre déformation, érosion et sédimentation jouent un rôle majeur, le flux de sédiments transporté par les rivières dans et au voisinage d'une chaîne de montagnes reflète les interactions complexes entre les processus de déformations internes (tectonique chevauchante par exemple) et les processus de sédimentation externes (conditions d'érosion et de sédimentation gouvernées par le régime de précipitations et la capacité de transport des fleuves).

Les relations entre tectonique, sédimentation, érosion et climat constituent un des domaines d'étude de la géologie en pleine expansion mais restent très controversées.

Depuis ces vingt dernières années, de nombreux progrès ont été réalisés dans la modélisation numérique de ces bassins (Willgoose et al., 1991 ; Howard, 1994 ; Kooï et Beaumont, 1996 ; Whipple et Tucker, 1999 ; Crave et Davy, 2001 etc…) et ont permis de mieux comprendre l'histoire du remplissage sédimentaire des bassins sur de grandes échelles de temps (plusieurs milliers à plusieurs millions d'années) et d'espace (dizaines à centaines de kilomètres).

Le but de ce mémoire est de mieux comprendre comment la tectonique et le climat peuvent influencer le remplissage sédimentaire d'un bassin, dans une chaîne de montagnes, dans un contexte tectoniquement actif, et comment ils peuvent s'enregistrer dans les sédiments. Ce sujet de thèse aborde ce thème de recherche sous un regard nouveau : celui de l'hydrodynamique, en cherchant à mieux comprendre et mieux caractériser les lois de transport et d'érosion de sédiments dans les rivières situées dans un domaine tectoniquement actif, et en étudiant l'impact de la tectonique et du climat sur l'hydrographie et la nature des sédiments transportés ou déposés.

Ainsi, nous nous sommes focalisés à modéliser numériquement l'évolution d'une rivière et de son bassin-versant en décrivant, par le biais de lois de transport, la dynamique fluviale, l'érosion et le transport des sédiments sur les versants. Cette modélisation permettra d'estimer le flux sédimentaire sortant du bassin ainsi que ses fluctuations sous l'effet de forçages externes (tectonique et climat par exemple). Cette modélisation a également pour objectif de comprendre l'impact de la tectonique et du climat sur la nature des sédiments qui se déposent dans la rivière. Ainsi, plusieurs granulométries, représentatives des sédiments observés dans les dépôts actuels, ont été intégrées au modèle.

Le modèle a été appliqué à la rivière Pilcomayo qui incise les grandes structures de la chaîne des Andes dans le Sud de la Bolivie. Cette rivière et son bassin-versant offrent l'avantage de traverser des structures tectoniques encore actives, et d'avoir été soumis à des variations climatiques au cours des 45 000 dernières années. Enfin, la rivière Pilcomayo a conservé sous forme de terrasses l'histoire de son remplissage sédimentaire. Le modèle numérique permettra, à partir des résultats obtenus, de comprendre et d'analyser l'histoire du remplissage du Pilcomayo.

Ce mémoire est composé de trois chapitres. Le premier chapitre décrit, dans un premier temps, le contexte tectonique, géographique et climatique ainsi que les remplissages sédimentaires de la rivière Pilcomayo. La deuxième partie de ce chapitre décrit plusieurs modèles couramment utilisés (modèles hydrauliques, modèles géomorphologiques et modèles physiques à grandes échelles).

Le deuxième chapitre montre les différentes étapes nécessaires à la création du modèle numérique. Une synthèse bibliographique du transport fluviatile et du transport sur les versants a été réalisée afin d'intégrer dans le modèle les meilleures lois pour modéliser la rivière Pilcomayo et son bassin-versant. Différentes simulations ont été ensuite réalisées pour comprendre le comportement du modèle.

Le dernier chapitre permet d'élaborer quelques règles facilitant la compréhension du remplissage sédimentaire dans la rivière Pilcomayo et d'analyser l'impact de la tectonique et du climat sur le bassin. Ces règles permettent ensuite de proposer un scénario du remplissage sédimentaire observé en amont de la rivière Pilcomayo près de la ville de Sucre.

Chapitre 1 : Contexte du travail

Résumé:

Ce chapitre 1, qui illustre le contexte du travail, est constitué de deux grandes parties. La première décrit et justifie le choix de la zone d'étude, le bassin-versant de la rivière Pilcomayo localisé au Sud-Est de la Bolivie, en s'attachant à montrer ses caractéristiques tectoniques, géographiques et climatiques. Les remplissages sédimentaires, observés pendant les deux missions de terrain, sont également, de façon succincte, exposés afin de mettre en évidence 1) la complexité du décryptage du signal tectonique et climatique dans les dépôts sédimentaires, 2) la nécessité de recourir à une modélisation numérique du bassin-versant.

La deuxième partie de ce chapitre décrit plusieurs modèles couramment utilisés (modèles hydrauliques, modèles géomorphologiques et modèles physiques à grandes échelles). La description de ces différents modèles et de leurs domaines d'application montre qu'il est nécessaire de développer un nouveau modèle numérique s'intégrant dans la catégorie des « modèles physiques à grandes échelles » en introduisant une description plurigranulométrique des sédiments érodés et transportés.

I. Introduction

Les études, qui ont été jusqu'à maintenant réalisées, ne permettent pas de clairement identifier la signature d'un évènement climatique ou d'un évènement tectonique dans les sédiments des bassins de front de chaîne active. La compréhension des relations entre le climat et la tectonique d'un côté et l'érosion et la sédimentation de l'autre, dans les bassins intra-montagneux, reste encore aujourd'hui très balbutiante. En effet, il n'existe pas actuellement d'accord dans la communauté scientifique sur la signature d'un évènement climatique ou tectonique dans les bassins en front de chaîne. Ainsi, dans les Andes boliviennes, le contraste de relief entre les parties Nord et Sud de la chaîne est interprété comme étant d'origine structurale (Baby et al., 1989), ou d'origine climatique (Masek et al., 1994).

Nous avons donc choisi d'étudier l'impact de la tectonique et du climat sur la rivière et son bassin-versant en utilisant une approche hydrodynamique. L'analyse de ces processus fondamentaux sera facilitée par l'utilisation d'un modèle « hydrogéologique ».

Compte tenu de la problématique du sujet énoncé précédemment, nous nous intéressons à un bassin continental de taille moyenne (quelques dizaines de milliers de km²) qui a été le témoin, au cours de son histoire géologique, d'une variabilité climatique. Situé dans un domaine tectoniquement actif et pourvu d'un seul exutoire, afin de contraindre la sortie des sédiments, le bassin devra conserver des traces de son évolution sous forme, par exemple, de stockages sédimentaires (terrasses alluviales abandonnées).

En tenant compte de nos critères de sélection, nous avons retenu le bassin-versant de la rivière Pilcomayo, localisé au Sud-Est de la Bolivie, dont les caractéristiques géologiques, géographiques et climatiques seront définies dans ce chapitre. Une analyse bibliographique, non exhaustive, de quelques modèles géomorphologiques et hydrauliques existants sera exposée afin de savoir si les modèles actuellement utilisés peuvent nous aider à répondre à la problématique du sujet.

II. Contexte de la zone d'étude

La rivière Pilcomayo, située au Sud-Est de la Bolivie, s'inscrit parmi les grandes rivières d'Amérique du Sud traversant d'Ouest en Est les grandes structures géologiques de la chaîne andine.

II.1. Contexte tectonique

II.1.1. Histoire de la mise en place de la chaîne des Andes boliviennes

La côte occidentale de l'Amérique latine constitue un exemple spectaculaire de marge continentale active. Le phénomène de subduction qu'on y observe est à l'origine de l'une des plus importantes chaînes de montagnes de notre planète : la cordillère des Andes qui forme la partie Ouest de l'Amérique du Sud et s'étend sur 7000 km, depuis le Nord de la Colombie jusqu'à l'extrême Sud de l'Argentine.

Elle se compose de plusieurs domaines structuraux distincts. D'Ouest en Est on distingue : La cordillère occidentale, l'Altiplano, la cordillère orientale, la zone subandine, la plaine du Chaco et du Béni et le massif cristallin du Guaporé (Figure I.1).

Sa formation, appelée épisode andin, a débuté au Jurassique, il y a 200 millions d'années, et se poursuit actuellement. La mise en place de la chaîne des Andes a été décomposée en deux périodes : (1) la période crétacé qui permet de décrire le contexte régional, (2) la période tertiaire, témoin du début de la phase compressive et de l'émergence des Andes.

Période crétacé

Au cours du Crétacé inférieur, la tectonique est essentiellement extensive, et coexiste avec une activité volcanique le long de la marge péruvienne. Les bassins des Andes centrales sont principalement remplis par des sables fluvio-deltaïques synrifts (Sempere, 1986). Dans les bassins de Sucre et de Potosi, orientés Nord-Sud, le début du Crétacé supérieur (Cénomanien, 96 Ma) est marqué par une montée du niveau marin et le dépôt de sédiments postrifts (Fielder et al., 1997).

Le Crétacé se termine par une transgression marine majeure, marquée par le dépôt de carbonates de plateforme (Muizon et Brito, 1993), contemporaine d'une recrudescence de l'activité volcanique dans la marge Ouest des Andes se traduisant par des intrusions.

Cette activité volcanique se poursuit tout au long du Crétacé supérieur, pour atteindre son paroxysme au Paléocène.

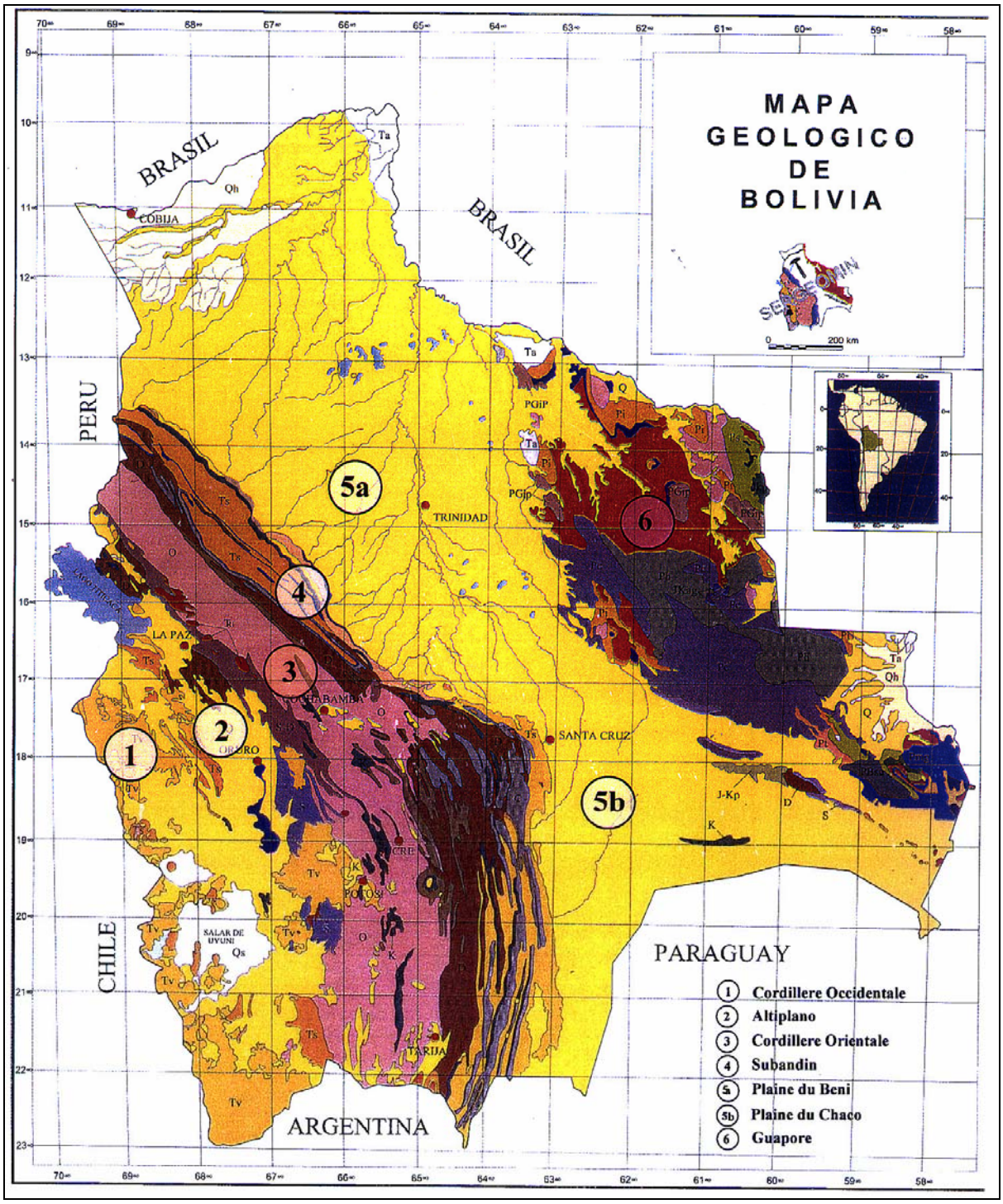


Figure I.1 : Carte géologique de la Bolivie (SERGOMIN-YPFB, 1996)

Légende : Précambrien du Guaporé (Ph, Pc, Pi, Ps, Pbsu) ; Précambrien supérieur (Pmg) ; Cambro-Ordovicien (O) ; Silurien (S) ; Dévonien (D) ; Siluro-Dévonien (S-D) ; Carbonifère-Permien (C) ; Jurassique et Crétacé inférieur continentaux (JK) ; Crétacé (K) ; Tertiaire sédimentaire (Ts) ; Tertiaire et Quaternaire volcanique (Tv) ; Latérites (Ta) ; Quaternaire de l'Altiplano, du Beni et du Chaco (Q) ; Salars (Qs) ; Quaternaire du Madre de Dios (Qh).

Période tertiaire

A la fin de l'Eocène supérieur, une intense activité compressive se met en place (Lamb et al., 1997). Les dépôts de cette période sont conglomératiques et sableux et s'observent à la fois sur l'Altiplano et la cordillère orientale. D'une épaisseur de l'ordre de 150 mètres, ils montrent, à leur base, une large dispersion dans les directions de transport des sédiments et deviennent, en haut de la séquence, unidirectionnelles. Lamb et al. (1997) interprètent ces observations comme étant une transition d'un environnement fluviatile méandriforme, donc à faible gradient, vers un système fluviatile droit à gradient plus élevé, et mettent ainsi en évidence les prémisses de la déformation des Andes dans cette région. Aux alentours de 40 Ma (Lamb et al., 1997 ; McQuarrie, 2002), la déformation des Andes débute et la partie Ouest de la cordillère orientale commence à se développer pour former l'embryon de la chaîne andine.

La distribution des séquences sédimentaires d'age oligo-miocène dans la cordillère orientale bolivienne montre que de nombreux bassins structuraux se forment dès le début du Miocène (vers 23 Ma). Le raccourcissement du bassin des Andes devient plus intense et se propage vers l'Est jusqu'à la zone subandine où un bassin de front de chaîne se développe. Le taux de raccourcissement de la cordillère orientale pendant cette période est difficilement mesurable mais il a été estimé, à partir des coupes équilibrées réalisées par McQuarrie (2002), à environ 20 km.

Vers la fin du Miocène (7 Ma) et pendant plusieurs millions d'années, le bassin de l'Altiplano se raccourcit. La non déformation des bassins d'age miocène supérieur à Pliocène, que l'on trouve dans la cordillère orientale, montre que le raccourcissement de la cordillère orientale a cessé pendant cette période. Toutefois, la déformation s'est propagée vers l'Est pour former ce que l'on appelle actuellement le subandin, qui est constitué de chevauchements et de plis de propagation de failles, ayant accommodé un raccourcissement de l'ordre de 100 km (Hérail et al., 1990 ; Baby et al., 1992 ; Rochat, 2003).

Le réseau de drainage actuel de la cordillère orientale, qui inclue de profondes vallées avec des reliefs verticaux atteignant plusieurs kilomètres, est le produit de l'érosion des reliefs créés au cours des trois derniers millions d'années (Kennan et al., 1997).

Afin d'étudier la mise en place du plateau andin, McQuarrie (2002) a réalisé dans les Andes boliviennes plusieurs coupes équilibrées (au nombre de 3 (A, B et C) représentées sur la carte de la figure I.2) lui permettant de mieux comprendre les structures internes des Andes et l'histoire de la formation de la chaîne andine (Figure I.2 et Figure I.3, seule la coupe C, correspondant à notre domaine d'étude, a été illustrée, pour les autres se reporter à l'article de McQuarrie, 2002).

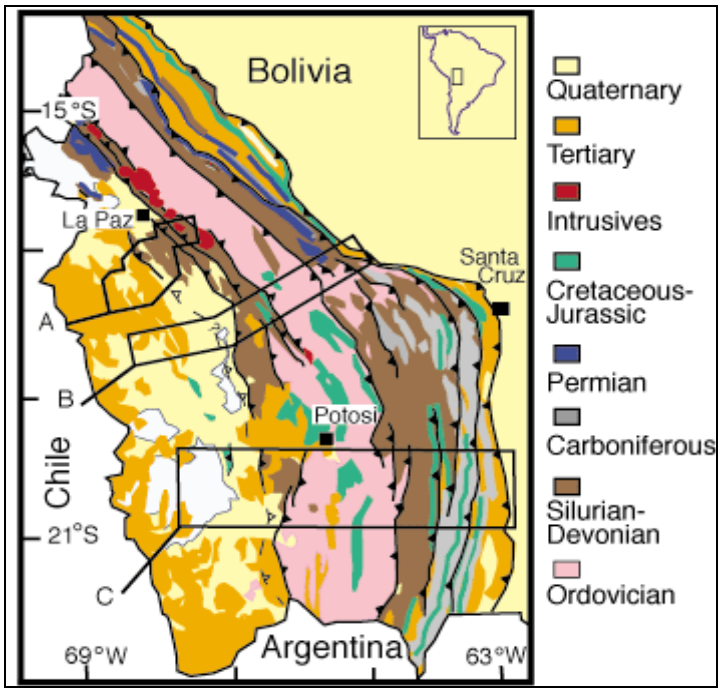


Figure I.2 : Carte géologique simplifiée de la Bolivie et localisation de la coupe cinématique C (McQuarrie, 2002)

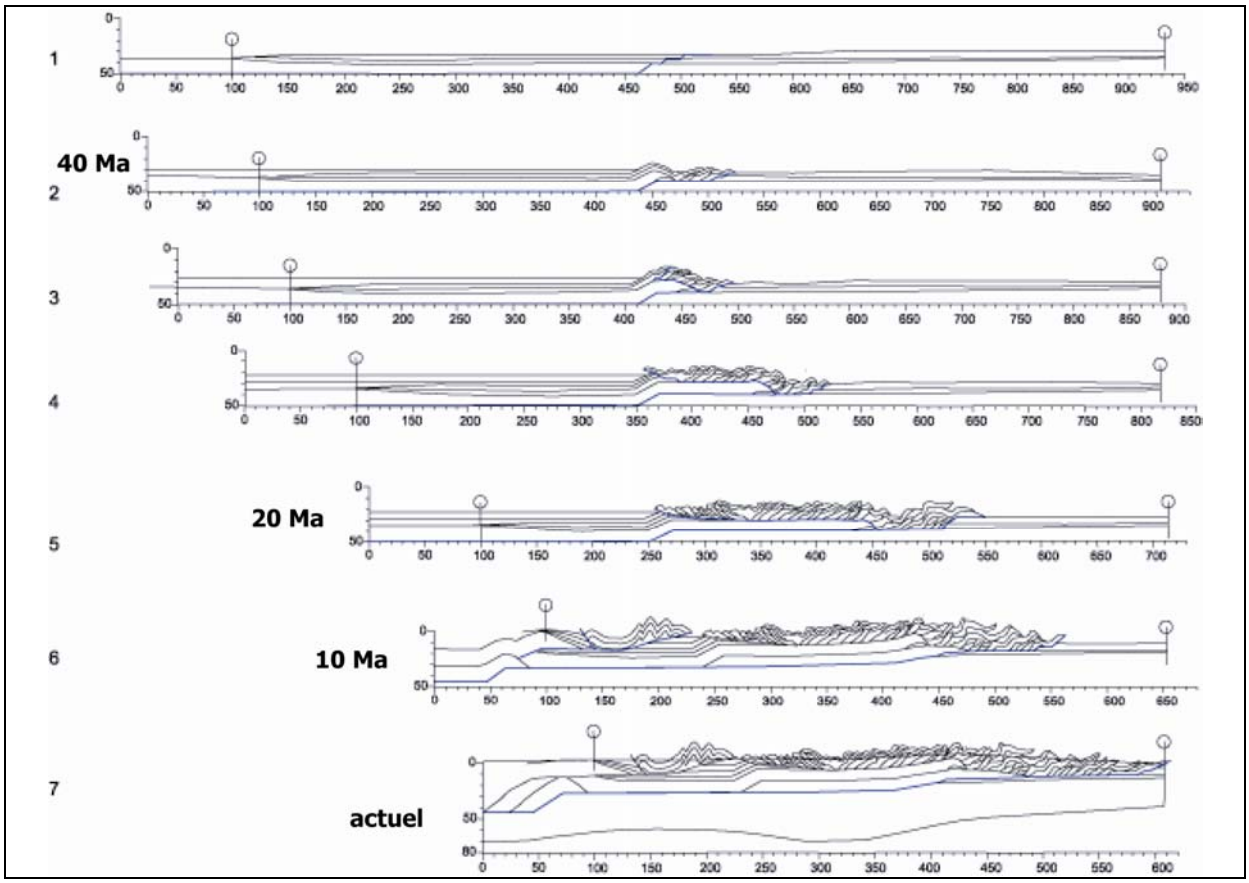


Figure I.3 : Coupes (C) cinématiques de l'histoire de la formation de la chaîne andine bolivienne (Mc Quarrie, 2002). Localisation sur la figure I.2. Les ronds sont des points fixes et mettent en évidence le raccourcissement de la chaîne des Andes.

II.1.2. Les grandes structures actuelles de la chaîne andine bolivienne

Cette compression et l'orogenèse associée ont donné naissance aux grands domaines structuraux suivants (Figure I.4) :

- La cordillère occidentale est issue d'un arc magmatique et volcanique, d'âge Néogène-Quaternaire et montre, outre des édifices volcaniques majestueux, des formations sédimentaires volcanoclastiques.

- L'Altiplano constitue un haut plateau de 200 km de large sur 1500 km de long ayant une altitude moyenne de 3650 m (Isacks, 1988). Il s'agit d'un bassin sédimentaire cénozoïque intramontagneux et endoréique, coincé entre les cordillères occidentales et orientales, et dont la superficie avoisine 400 000 km². Les sédiments continentaux issus de l'érosion des bordures du bassin peuvent atteindre une épaisseur de 10 km. La formation de l'Altiplano résulte de deux processus : un épaississement crustal tectonique au niveau des bordures et un sous-placage de matériel crustal érodé au niveau de la marge active (Rochat, 2003).

- La cordillère orientale est limitée à l'Ouest, avec l'Altiplano, par les failles de Coniri (au Nord) et de Saint Vincent (au Sud), et à l'Est par le chevauchement andin principal (C.A.N.P : Calbagiamento Andino Principal). Elle est constituée essentiellement par des sédiments ordoviciens légèrement métamorphisés, intrudés au Nord par des plutons d'age triasique et néogène, et recouverts au centre par une importante surface d'ignimbrite d'age néogène. Les sédiments ont enregistré deux épisodes de déformation. Une première de compression est rapportée à l'orogenèse hercynienne (Martinez et Tomasi, 1978 ; Martinez, 1980 ; Kley et al., 1997). La seconde période de déformation, compressive d'age néogène, est responsable d'un raccourcissement important. L'épaississement crustal ainsi créé induit le fléchissement de la croûte du bouclier brésilien et le fonctionnement d'un ensemble d'avant-pays (Jordan et al., 1983 ; Jordan et Alonso, 1987 ; Isacks, 1988 ; Sempere et al., 1988). D'un point de vue tectonique, on peut distinguer une sous unité structurale dans la cordillère orientale. Cette zone est appelée zone interandine et est limitée à l'Ouest par le chevauchement andin principal (C.A.N.P) et à l'Est par le chevauchement frontal principal (C.F.P) (Sempere et al., 1988 ; Sempere, 1995).

- Le subandin bolivien est constitué d'un grand ensemble complexe de chaînes de montagnes étroites séparées entre elles par de larges synclinaux. Situé entre la cordillère orientale (interandin) et la plaine du Chaco, il traverse complètement le territoire bolivien, et s'étend de la frontière péruvienne jusqu'au territoire argentin. Il est constitué de séries paléozoïques décollées, et de dépôts tertiaires piégés dans des bassins transportés (Baby et al., 1989, 1992, 1995, 1997 ; Labaume et Moretti, 2001) qui se sont développés vers la fin du Néogène suite à la migration du front de chevauchement vers l'Est.

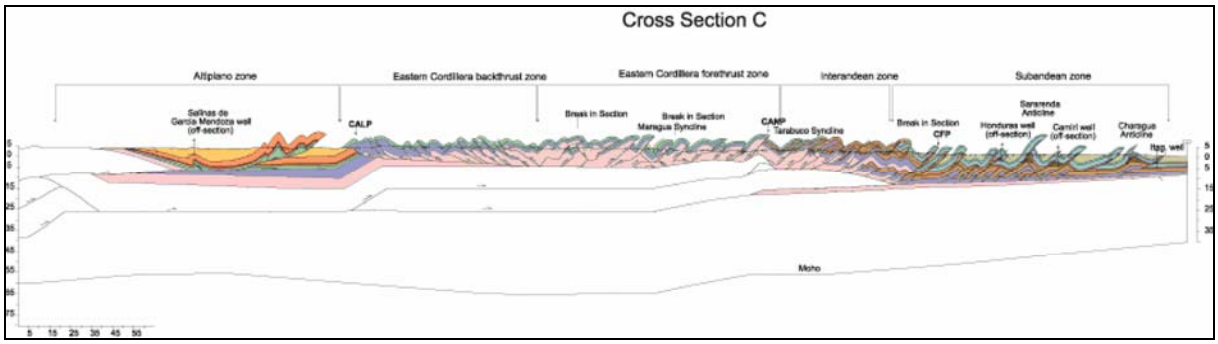


Figure I.4 : Coupe (C, Localisation Figure I.2) géologique des Andes centrales bolivienne mettant en évidence les différents domaines structuraux (McQuarrie, 2002).

II.1.3. L'activité tectonique actuelle de la chaîne des Andes

a- Mise en évidence de l'activité tectonique actuelle

La chaîne andine est le résultat d'une tectonique récente très violente. Cette déformation, toujours active, peut être mise en évidence par différentes méthodes : les observations géomorphologiques de terrain, l'imagerie géophysique et satellitaire, les mesures géodésiques et la modélisation hydraulique. A titre d'exemple, quelques observations et résultats de travaux de synthèse sont présentés afin d'illustrer l'activité tectonique actuelle.

- *Les terrasses de Villa Montes*

La ville de Villa Montes est située au pied du Subandin (Figure I.5), et est traversée par la rivière Pilcomayo. Une terrasse, que nous appellerons par la suite « terrasse de Villa Montes », surplombe d'environ soixante mètres la rivière. Elle repose sur un substratum tertiaire argilo-sableux dont le pendage moyen des couches est de 55° N. Elle est constituée de deux couches l'une grossière à la base et l'autre beaucoup plus fine au sommet, d'épaisseurs très variables.

Figure I.5 : Terrasse surélevée de Villa Montes au front de la zone subandine

L'âge de cette terrasse n'a pas pu être datée. Elle constitue cependant un marqueur de la déformation récente. Afin de l'estimer, nous avons réalisé un relevé topographique de cette terrasse (Figure I.6). Sa pente moyenne, par rapport au profil actuel du Pilcomayo, est d'environ 16 m/km (soit environ 1°).

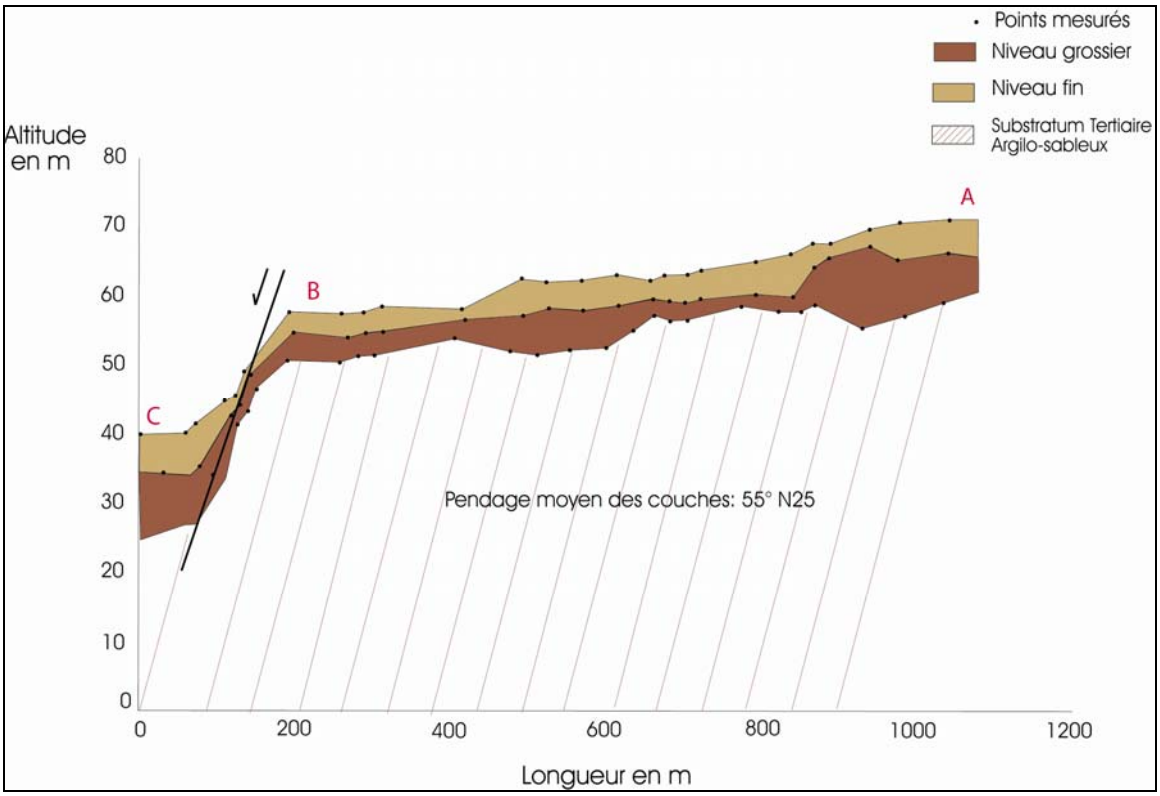


Figure I.6 : Représentation schématique de la terrasse de Villa Montes. Les points A, B et C se retrouvent sur la photo de la figure I.5

La pente moyenne de la rivière Pilcomayo à Villa Montes est d'environ 1,5 m/km. En supposant que la pente de la rivière soit, lors de la formation de la terrasse, similaire à la pente actuelle, il est probable que la terrasse ait subi un basculement induit par une tectonique récente.

- *Imagerie de la structure frontale de Capiranda*

La structure de Capiranda se situe à environ 60 kilomètres à l'Est de Villa Montes. Elle correspond à la première structure frontale du subandin (Figure I.7).

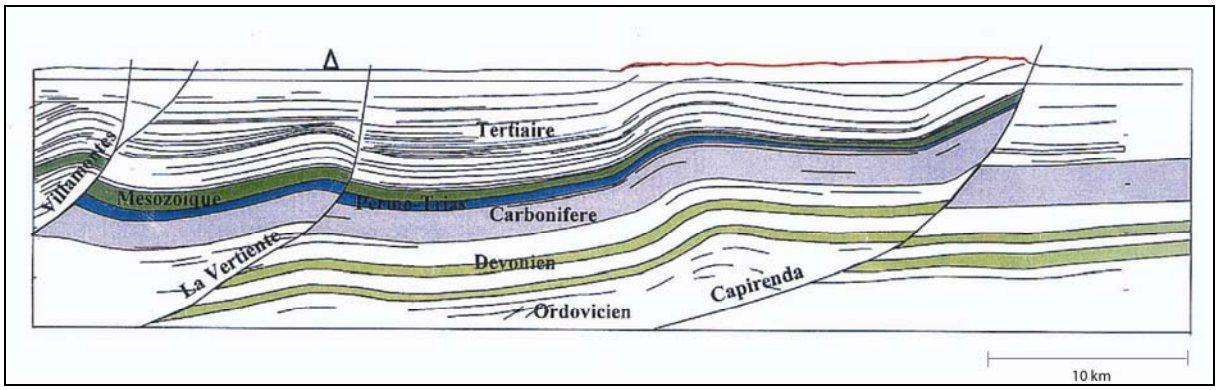


Figure I.7 : Pointés de profil sismique dans le Piedmont Sud (Zubietta, 2001). Le replat est matérialisé en rouge.

La topographie de la structure montre un replat à l'extrémité de la faille de Capirenda. De plus, les pointés sismiques dans le Tertiaire sont décalés par cette faille et ont été érodés. Ainsi, la faille de Capiranda a joué après le dépôt des sédiments tertiaires.

L'observation de la photo satellite de cette structure permet de localiser clairement une variation du relief au niveau de la faille. De plus, le relief au voisinage de cette faille est relativement plat. Ceci suggère que cette structure ait été ou soit encore active. Par contre, les relations entre le relief incisé et les terrasses les plus externes ne sont pas claires et ne nous permettent pas de préciser l'activité récente de la faille.

- *Mesures géodésiques par GPS*

La vitesse de convergence de la plaque Nazca sous la plaque Sud-Américaine est estimée à environ 60-70 mm/an (Demets et al., 1994 ; Angermann et al., 1999) (Figure I.8). Des mesures géodésiques par positionnement satellitaire sont effectuées depuis le début des années 1990 et fournissent par réitération des estimations des vitesses horizontales de déplacement en surface des grandes unités tectoniques (Figure I.8). Ainsi, il est montré que la vitesse horizontale de mouvement de la cordillère orientale par rapport au craton Sud americain est de l'ordre de 7-9 mm/an (Kendrick et al., 1999), mettant en évidence l'activité actuelle des grandes structures tectoniques des Andes.

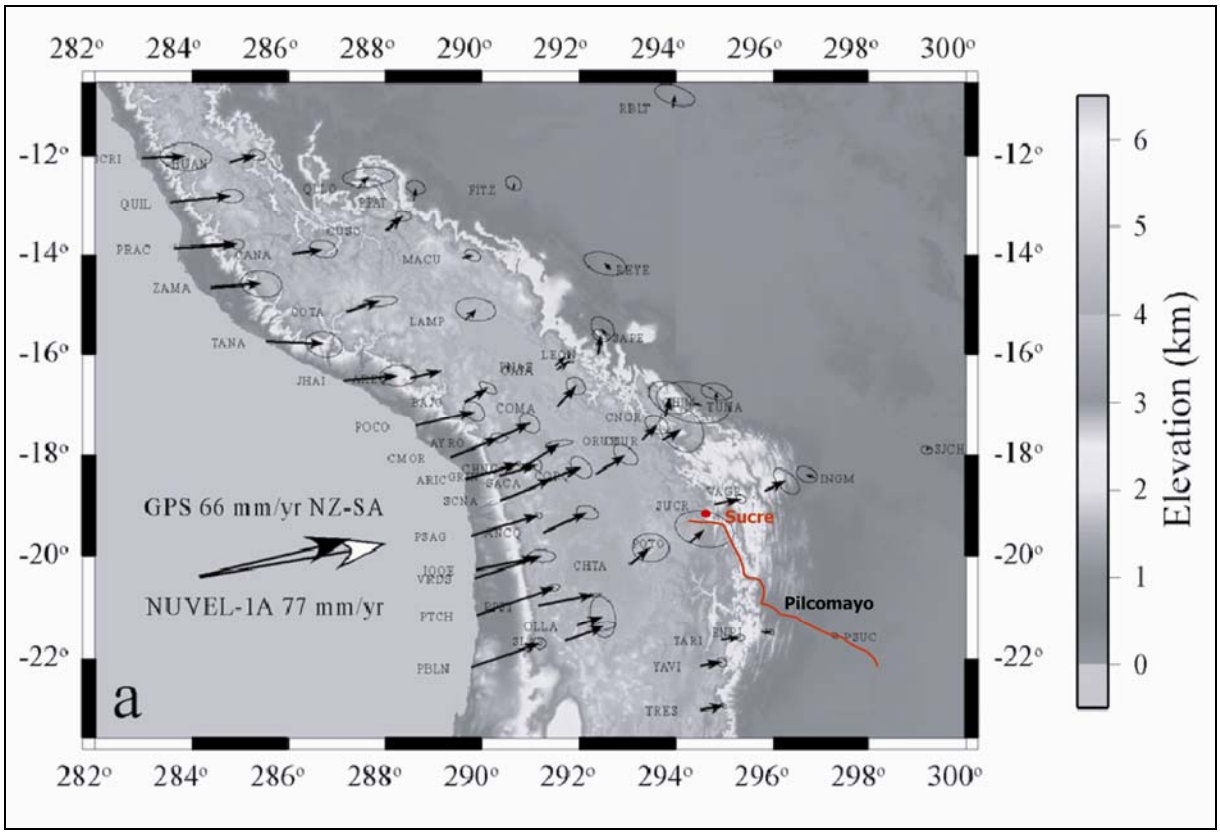


Figure I.8 : Topographie et mesures géodésiques de la bordure pacifique et des Andes par rapport au craton Sud-Américain (Leffler et al., 1997 ; Norabuena et al., 1998 ; Kendrick et al., 2001).

b- Modèle synthétique de la déformation actuelle : le modèle cinématique de Lamb (2000)

Afin de quantifier la déformation actuelle de la chaîne andine et d'estimer les vitesses verticales de déplacement des grandes unités structurales des Andes centrales, Lamb (2000) a développé un modèle géométrique. Les Andes sont décomposées en une suite d'écailles tectoniques, chacune d'elles étant décrite à l'aide d'un réseau de triangles. A partir de la définition du mouvement des plaques Nazca et d'Amérique du Sud, le modèle calcule les champs de vitesses horizontaux et verticaux de chaque écaille. Ces calculs sont calés sur (1) des mesures géodésiques des mouvements crustaux, (2) la distribution et le style des déformations cassantes et ductiles datées du Miocène supérieur au Quaternaire, et (3) des mesures paléomagnétiques.

Dans le cas de l'orocline bolivien (segment de la chaîne andine situé entre 12° et 28° de latitude Sud et caractérisé par une forte épaisseur crustale), Lamb (2000) a suggéré que la collision actuelle des deux plaques entraîne une surrection actuelle moyenne (vitesse de déplacement verticale) de l'ordre de 1 mm/an dans le subandin, de 0,3 mm/an pour la zone interandine et seulement de 0,1 mm/an sur le reste des Andes.

Ainsi, pour une vitesse de convergence de la plaque Nazca sous la plaque Sud-Américaine de 60-70 mm/an, les grandes unités structurales des Andes centrales n'accommodent qu'une vitesse de surrection égale ou inférieure à 1 mm/an.

c- L'activité tectonique récente du subandin déduite d'un modèle d'incision fluviale

Si la géométrie des structures internes de la chaîne subandine de Bolivie est maintenant bien connue grâce à des études de terrain, pétrolières et géophysiques profondes, très peu d'études ont porté sur la néotectonique actuelle. Nous avons utilisé les caractéristiques des profils de lit de la rivière Pilcomayo, via la méthodologie mise au point sur le front himalayen (Lavé et Avouac, 2000) pour préciser les domaines structuraux actifs dans les Andes boliviennes ainsi que les structures actives du subandin, leurs importances respectives et leurs prolongements en profondeur (Mugnier, Bécel et Granjeon, in press)

Le modèle utilisé consiste à calculer sur l'ensemble de la rivière Pilcomayo une contrainte de cisaillement en excès à partir des caractéristiques du lit de la rivière (pente, largeur, granulométrie d_{50} et d_{90}) et du débit d'une crue décennale de référence. Cette contrainte de cisaillement en excès fournit une estimation des vitesses d'incision et permet d'individualiser les zones soumises à une surrection tectonique.

La comparaison des contraintes de cisaillement en excès le long du Pilcomayo et des structures situées dans la zone subandine montre aucune augmentation de la contrainte de cisaillement en excès pour certains anticlinaux (structure frontale de Manduyuti, San Antonio et l'anticlinal d'Ingre) tandis que trois autres structures se distinguent par une augmentation nette de la contrainte de cisaillement (Figure I.9 et Figure I.10). Ces trois structures ont déjà été reconnues comme étant des structures actives (GEOBLO et YPFB, 1978 ; Lamb, 2000). L'accident le plus actif semble être le chevauchement de Mandiyuti.

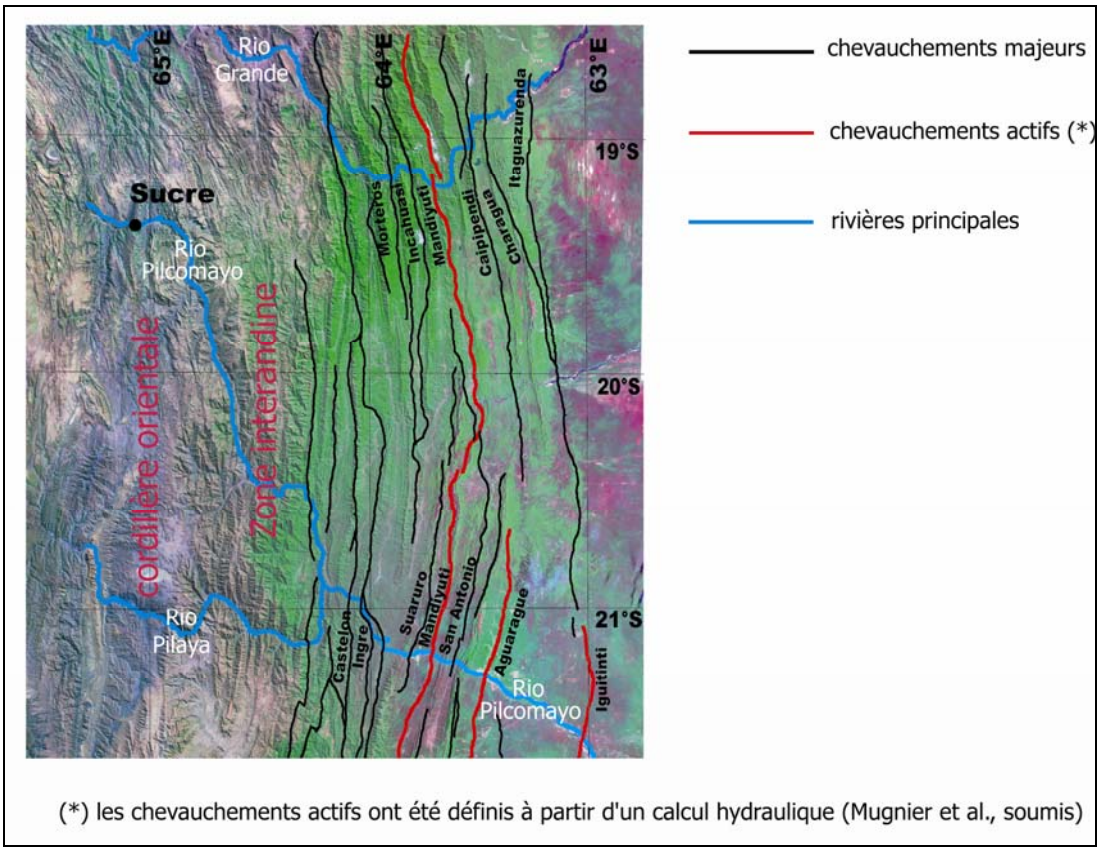


Figure I.9 : Image satellite de la zone étudiée avec localisation des principaux chevauchements, en particulier les chevauchements actifs (Mugnier, Bécel et Granjeon, in press)

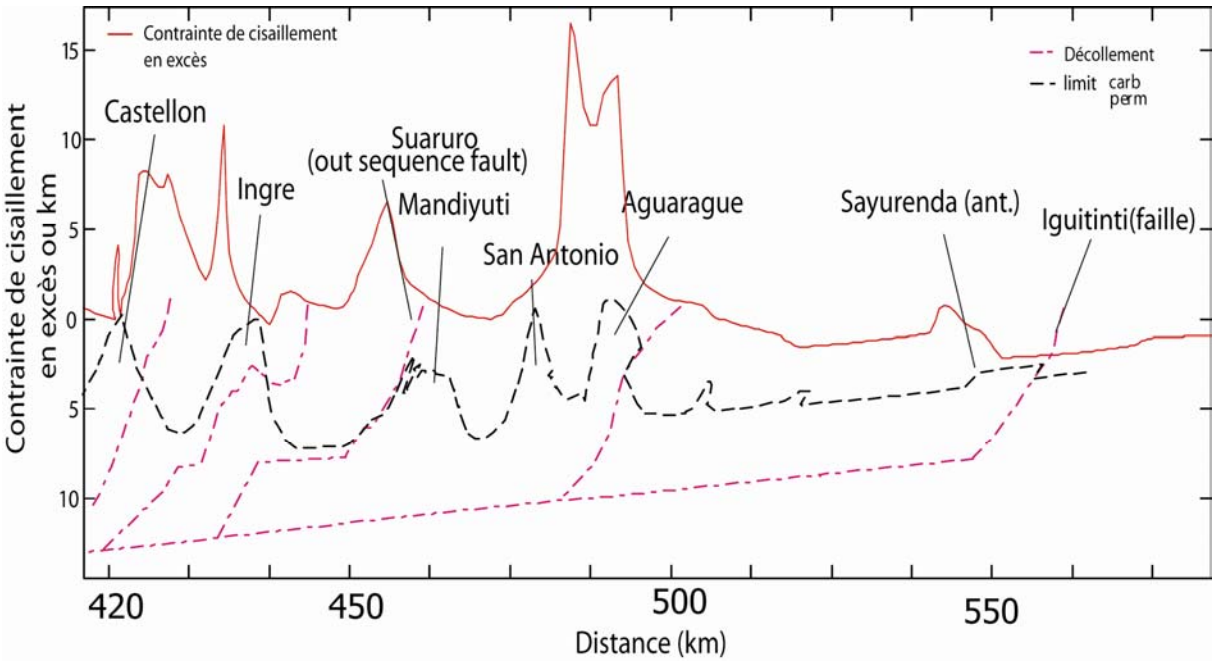


Figure I.10 : Projection de la contrainte de cisaillement en excès sur une coupe structurale (modifiée d'après la coupe structurale E-E' de Giraudo et Limachi, 2001). La distance (en km) a pour référence la source du Pilcomayo.

II.2. Contexte géographique

II.2.1. Le bassin-versant du Pilcomayo

Le bassin-versant de la rivière Pilcomayo est le principal affluent de la rivière Paraguay. Avec 272 000 km², réparti sur trois pays (Bolivie, Paraguay, Argentine), il représente 25% du bassin-versant de la rivière Paraguay, qui est l'un des plus grands d'Amérique du Sud avec celui de l'Amazone et de la rivière Parana (Guyot, 1993 ; Guyot et al., 1990, 1993). Ce bassin, de forme allongée, est situé entre le 19ème et le 26ème degré de latitude Sud, et le 58ème et le 66ème degré de longitude Ouest.

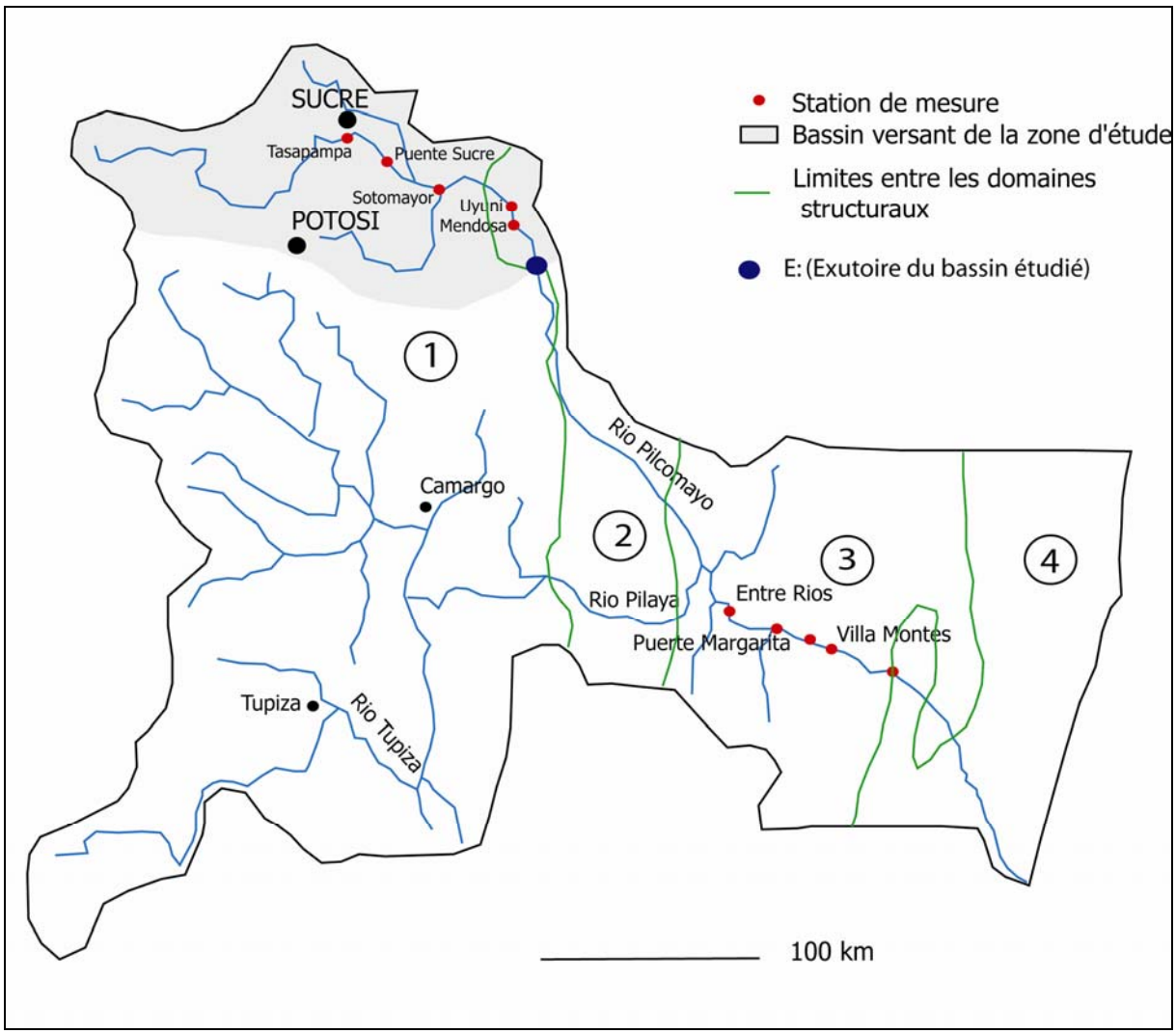


Figure I.11 : Réseau hydrographique principal du bassin-versant du Pilcomayo en Bolivie et localisation du bassin-versant de la zone d'étude et des stations de mesures lors des campagnes de terrain.

Dans le cadre de nos travaux (analyses des terrasses, modélisations), nous nous intéressons uniquement à la partie amont bolivienne de la rivière Pilcomayo, dans la région de Sucre (Figure I.11). Ainsi, dans le cadre de notre modélisation, le bassin-

versant étudié se réduit à une surface de drainage de 22 000 km², et la portion de la rivière Pilcomayo à une longueur d'environ 130 km (de sa source jusqu'à quelques kilomètres en aval du synclinal d'Incapampa).

La Bolivie, étant située sous les tropiques, est soumise à un climat chaud et humide. Cependant, en raison de ses altitudes très variées, elle connaît un grand éventail de conditions climatiques. Aux altitudes élevées, le climat est froid et sec et présente des écarts extrêmes de températures. Dans les régions de faible altitude, le climat est plus chaud. Les températures moyennes annuelles se situent entre 8°C sur l'Altiplano et 26°C sur les plaines orientales.

Cependant, compte tenu de la taille du bassin-versant, la zone d'étude qui a été retenue présente l'avantage d'avoir un climat spatialement homogène. En effet, elle est soumise à un régime de précipitations variant de 600 à 700 mm/an. L'écart des températures moyennes annuelles entre Villa Montes (23°C, 400 m d'altitude) et Sucre (12°C, 2500 m d'altitude) dépend essentiellement de l'altitude. Nous détaillerons, plus en détail (dans le chapitre 3), les différentes caractéristiques climatiques de notre zone d'étude.

II.2.2. Particularités géomorphologiques de la rivière Pilcomayo

a- Profil en long de la rivière Pilcomayo

Afin de caractériser la rivière Pilcomayo, nous nous sommes intéressés dans un premier temps à l'évolution de son profil en long, ainsi que de sa courbe hypsométrique.

Pour déterminer le profil en long de la rivière, nous avons utilisé des cartes topographiques au 1/50 000 depuis sa source (à environ 40 km à l'Ouest de la ville de Sucre) jusqu'à la frontière avec l'Argentine (à environ 630 km de sa source). L'altitude du Pilcomayo s'étend de 2540 m en amont jusqu'à 240 m en aval pour une longueur totale du drain principal de 630 km (Figure I.12). La pente moyenne sur l'ensemble de la Bolivie est d'environ 4 m/km (Guyot et al., 1990). Dans la région de Sucre que nous étudierons plus particulièrement par la suite, les pentes sont légèrement supérieures, variant de 2 à 15 m/km, et ont une valeur moyenne de l'ordre de 5 m/km (Figure I.13).

Le profil topographique montre de nettes variations de pente tout au long de la rivière, correspondant parfois au passage d'une grande structure à une autre : par exemple entre la cordillère orientale (partie Ouest) et la zone interandine (cordillère orientale partie Est).

La diminution de la pente depuis la zone interandine jusqu'à la plaine est en accord avec les profils théoriques de rivières faiblement convexes. Dans notre zone d'étude, on note également une diminution de la pente entre la partie amont et aval. Une explication spécifique à ces variations de pente sera discutée dans la suite de cette thèse.

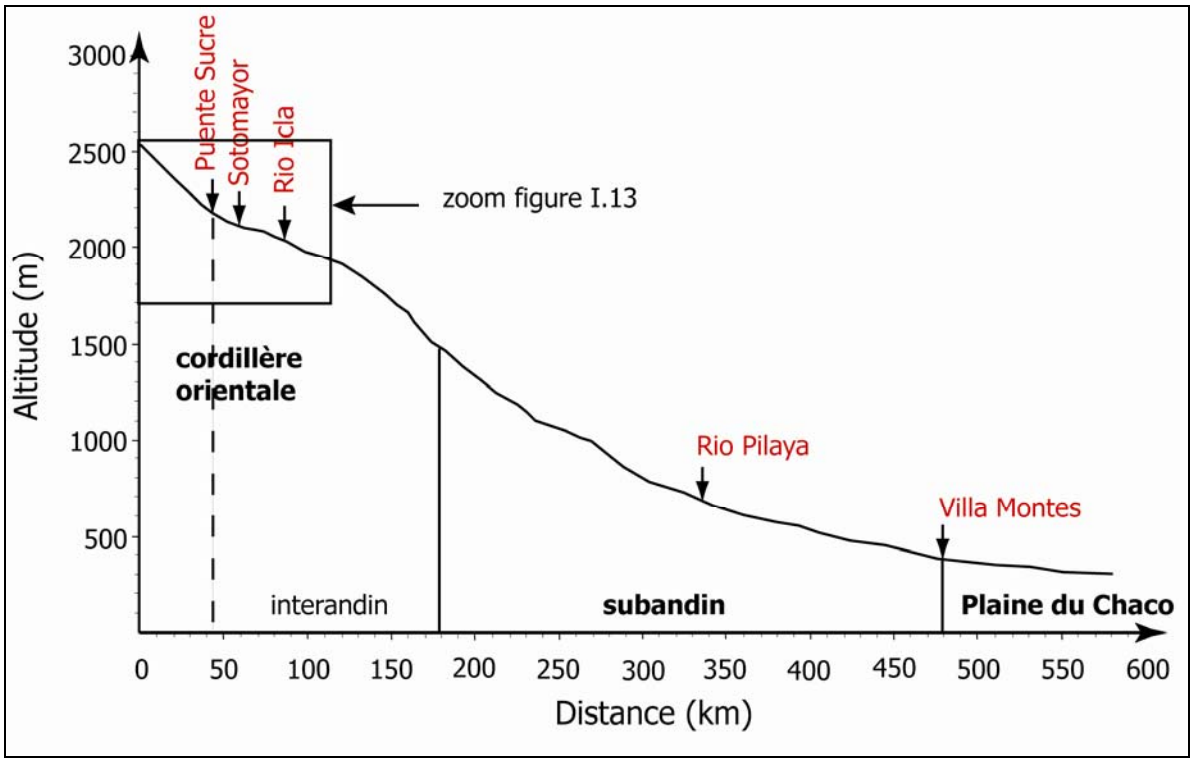


Figure I.12 : Profil en long de la rivière Pilcomayo et les grandes structures andines qu'elle traverse (le cadre correspond à la zone d'étude que nous avons choisie)

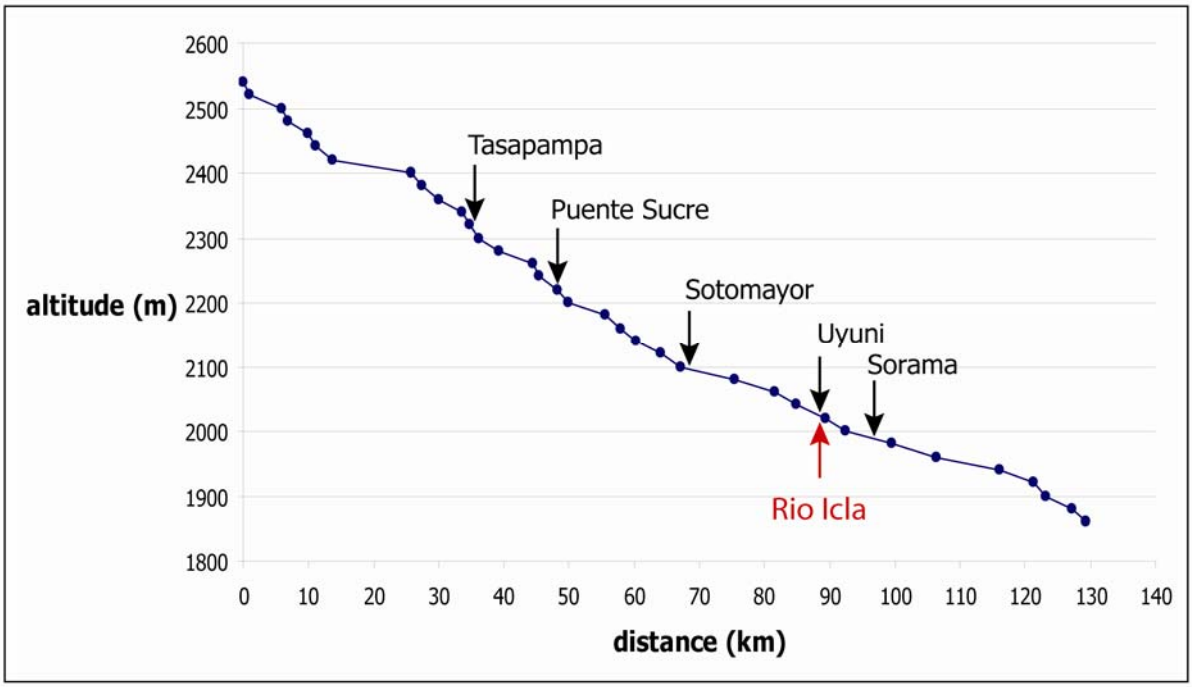


Figure I.13 : Profil en long de la rivière Pilcomayo dans la zone d'étude et stations de référence (en noir est représenté les stations de mesures et en rouge les affluents)

b- Hydrographie de la rivière Pilcomayo

Afin de compléter l'analyse de la rivière Pilcomayo, nous nous sommes intéressés à la courbe hypsométrique de la rivière. Cette courbe (Figure I.14) représente l'aire drainée A alimentant chaque point de la rivière, situé à une distance x de la source. L'étude de cette courbe nous montre que la rivière Pilcomayo ne constitue pas le seul drain principal du bassin-versant global. En effet, la rivière Pilaya, située au Sud-Ouest du Pilcomayo, a une aire de drainage aussi importante que la rivière Pilcomayo à leur point de confluence. Les flux hydriques et sédimentaires apportés par la Pilaya sont donc non négligeables. Dans le cadre de notre étude, nous avons limité notre bassin à 210 km en amont de cette confluence, nous pourrons donc supposer qu'il n'y a qu'un drain principal dans le bassin-versant étudié.

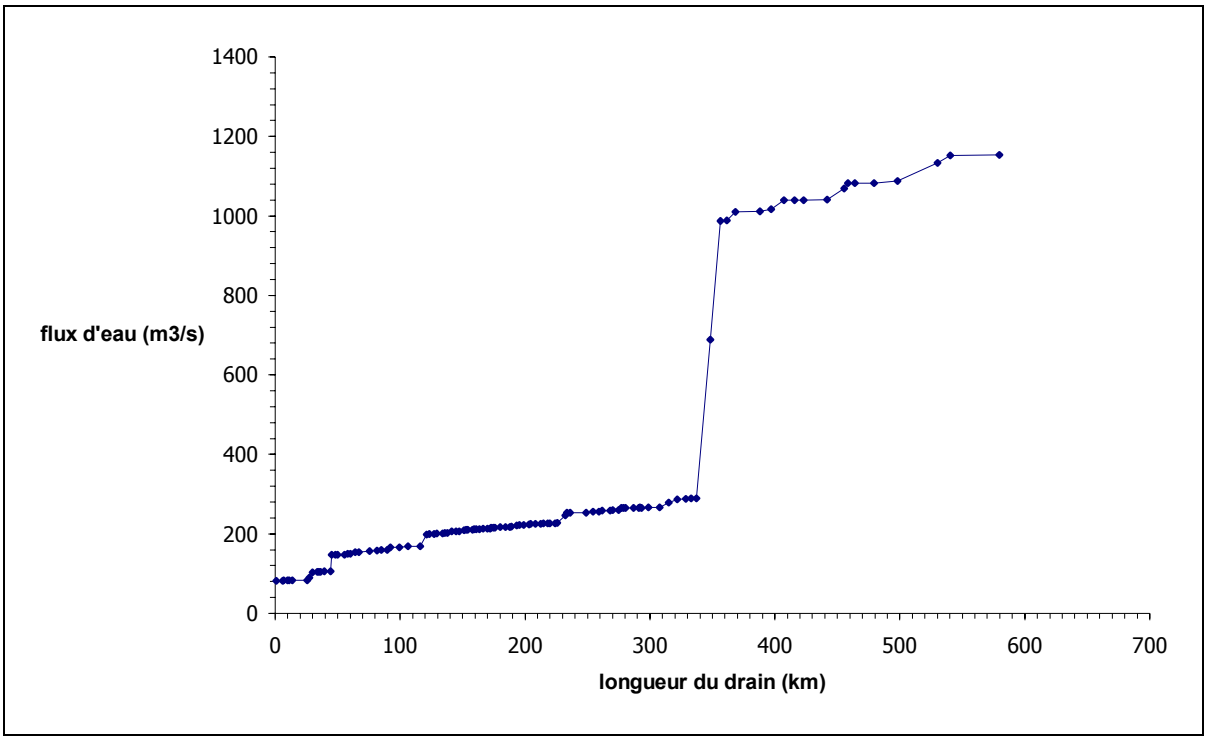


Figure I.14 : Evolution du flux d'eau le long du Pilcomayo

D'un point de vue hydrologique, Guyot (1992) a effectué, pendant la période 1977-1982, des mesures à la station de jaugeage de Villa Montes. Il a montré que le flux moyen annuel est de 300 m^3/s. Ce flux d'eau moyen est réparti en deux périodes : une période humide qui durent environ trois mois dont le flux moyen est de 1000 m^3/s, et une période sèche dont le flux moyen est d'environ 50 m^3/s. Le pic journalier maximum enregistré par Guyot pendant la période de mesures est de 2000 m^3/s et correspond à la crue annuelle de référence.

II.3. Contexte climatique

II.3.1. Le paléoclimat bolivien

Le paléoclimat bolivien s'est enregistré aussi bien dans les glaciers que dans les lacs ou paléolacs. Ces enregistrements permettent de distinguer plusieurs événements climatiques qui se traduisent par des périodes sèches et des périodes humides. Ainsi, de nombreux travaux, basés sur des observations stratigraphiques concernant les lacs de l'Altiplano (Servant et Fontes, 1978 ; Lavenu et al., 1984 ; Hastenrath et Kutzbach, 1985 ; Wirrman, 1987 ; Wirrman et Oliveira Almeida, 1987) ont montré l'existence de profonds changements climatiques au cours du Quaternaire. Des périodes à averses pluvieuses et orageuses ont alterné avec des périodes à précipitations neigeuses assez bien distribuées le long de l'année. Les datations par la méthode au carbone (^{14}C) indiquent que ces changements du régime climatique s'opèrent à une échelle de temps de 2 000 à 3 000 ans (Servant et al., 1981). De nombreux auteurs (Servant et Fontes, 1978 ; van der Hammen et Absy ; 1994 ; Servant et al., 1995 ; Ledru et al., 1996 ; Godfrey et al., 1997 ; Turcq et al., 1997 ; Sylvestre et al., 1999 ; Baker et al., 2001) ont étudié la chronologie de ces périodes humides. Il en ressort qu'au cours des 40 000 dernières années, on distingue quatre périodes humides (Figure I.15) plus ou moins intenses, dont la dernière est la phase Titicaca.

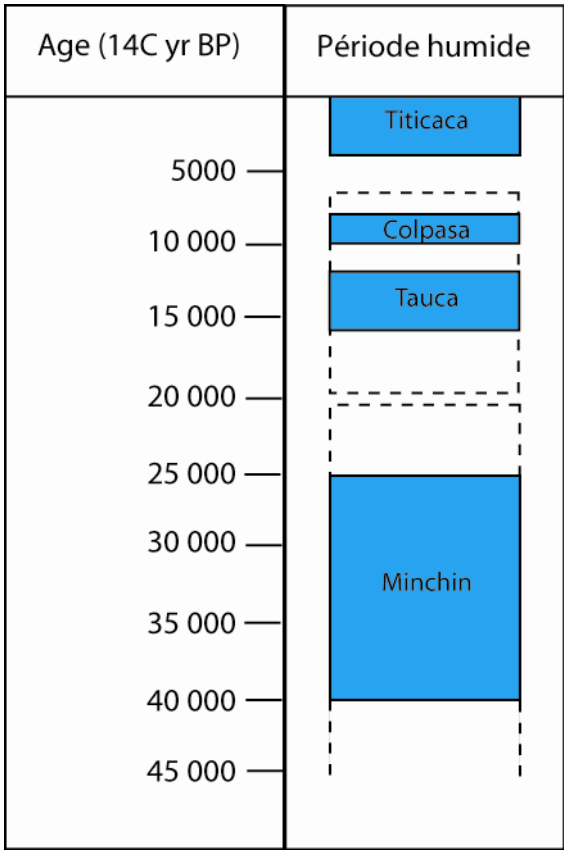


Figure I.15 : Cycles périodes sèches et humides d'après les études des lacs et paléolacs boliviens, péruviens et argentins (modifié d'après Trauth et al., 2003)

II.3.2. Le climat actuel

L'ensemble du bassin du Pilcomayo est soumis actuellement au régime de précipitation d'origine Atlantique (Ronchail, 1985, 1986), caractérisé par l'alternance d'une saison humide (de novembre à avril) et d'une saison sèche. Cette variation saisonnière du climat est déterminée par les mouvements de la Zone Inter-Tropicale de Convergence (ZITC) et les mouvements des anticyclones atlantiques et pacifiques entre lesquels se maintient fréquemment une zone de basses pressions sur la Bolivie (Roche et al., 1986).

L'été austral correspond à la saison des pluies (Figure I.16). Les alizés venus du Nord et du Nord-Est apportent une masse d'air humide sur la plaine amazonienne dont les précipitations sont de l'ordre de 1500 mm/an. Les sommets de la cordillère bloquent la masse d'air humide venue du Nord et créé ainsi un fort contraste de pluviométrie sur l'ensemble du territoire bolivien.

Ainsi, les régions plus au Sud, dont fait parti le bassin du Pilcomayo, sont en contact avec une masse d'air beaucoup plus sèche venue du Sud. L'influence de cette masse d'air est très marquée, et induit des précipitations inférieures à 700 mm/an. Le bassin du Pilcomayo reçoit, en moyenne, des précipitations de l'ordre de 600-700 mm/an ce qui en fait un des bassins les plus « arides » du territoire bolivien (Guyot, 1993).

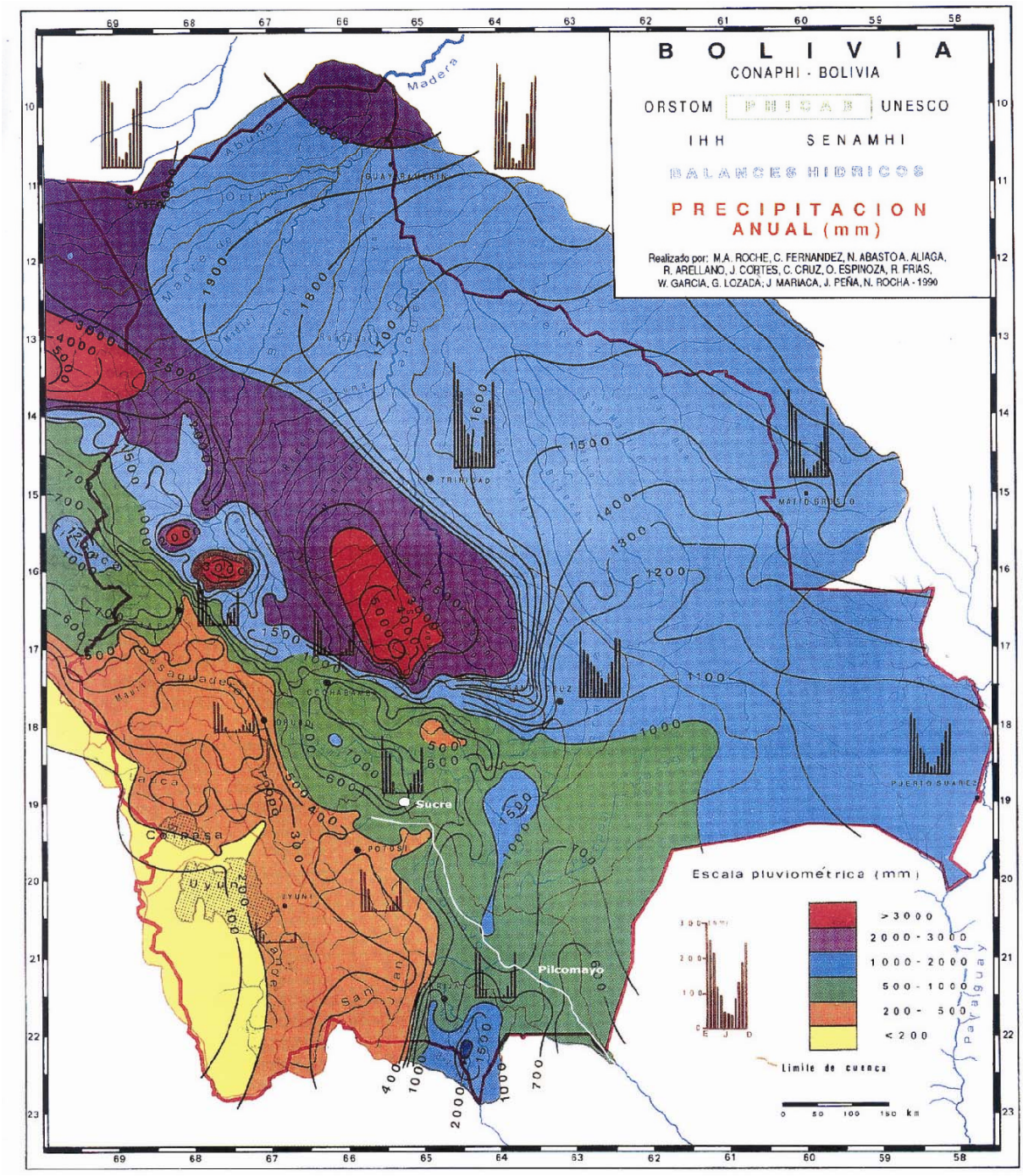


Figure I.16 : Carte des précipitations moyennes annuelles de Bolivie (Roche et al., 1990)

La distribution des totaux annuels dans la station de Sucre montre des variations importantes aux cours des 45 dernières années (Figure I.17). La plus forte précipitation annuelle a été enregistrée en 1985 (1130 mm/an) et la plus faible en 1952 (400 mm/an) soit un écart d'environ 300 %, la moyenne des précipitations sur les 45 dernières années étant de 650 mm/an.

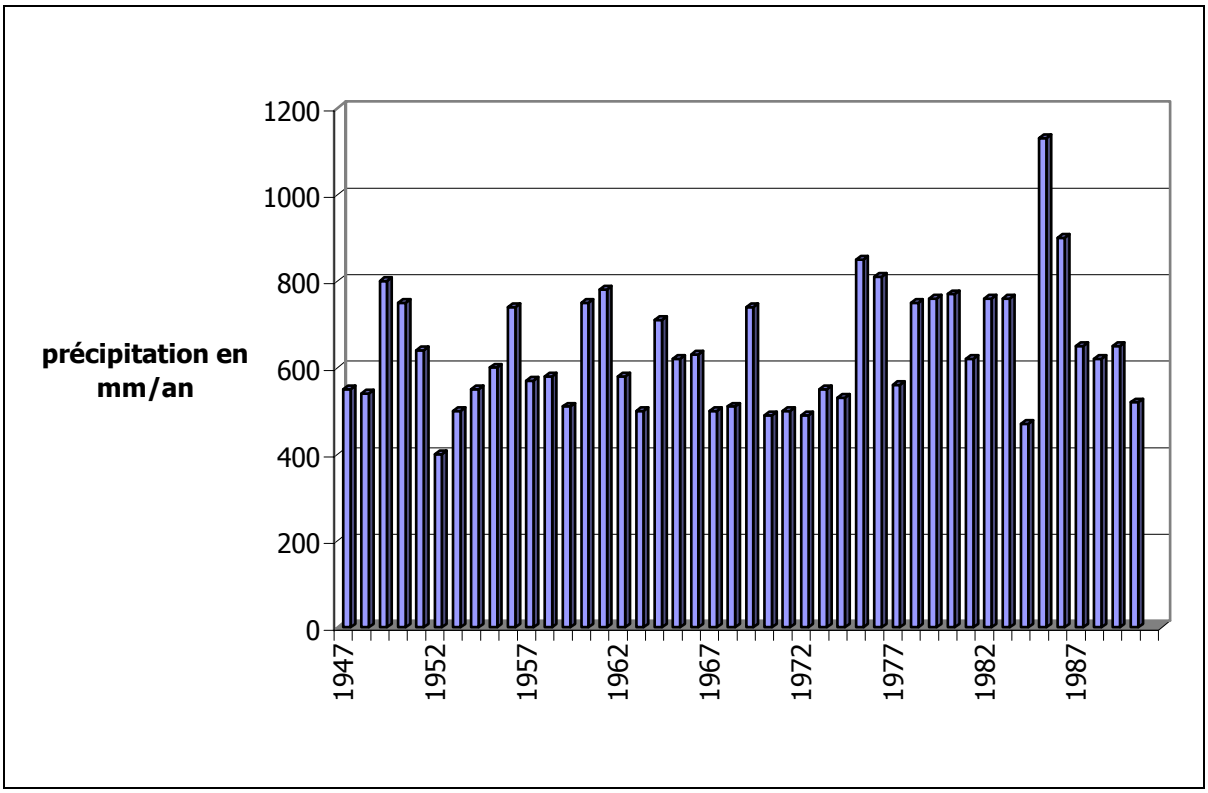


Figure I.17 : Pluviométrie moyenne annuelle de la station de Sucre (1947-1990) d'après les données de l'AASANA (Administracion Autonoma de Servicios Auxiliares a la Navegacion Aérea).

Ces variations périodiques de la pluviométrie moyenne sont à relier aux grands changements climatiques qui affectent la région, comme le fameux El Niño en 1982 et 1985 (Kiladis et Diaz, 1989 ; Ropelewski et Halpert, 1989). La présence du phénomène El Niño entraîne une sécheresse dans les zones de plaines et des pluies excédentaires dans les Andes (Ronchail, 1988).

II.4. Le remplissage sédimentaire le long du Pilcomayo

Pendant les campagnes de terrain en 2001 et 2002, nous avons observé dans la région de Sucre de nombreux remplissages sédimentaires témoins du passé du Pilcomayo. Dans la zone étudiée, Puente Sucre constitue le site où l'enregistrement de l'histoire du Pilcomayo est le plus marqué. Les remplissages observés contiennent une mine d'informations permettant de proposer un scénario d'évolution du Pilcomayo sur environ 100 000 ans (Figure I.18).

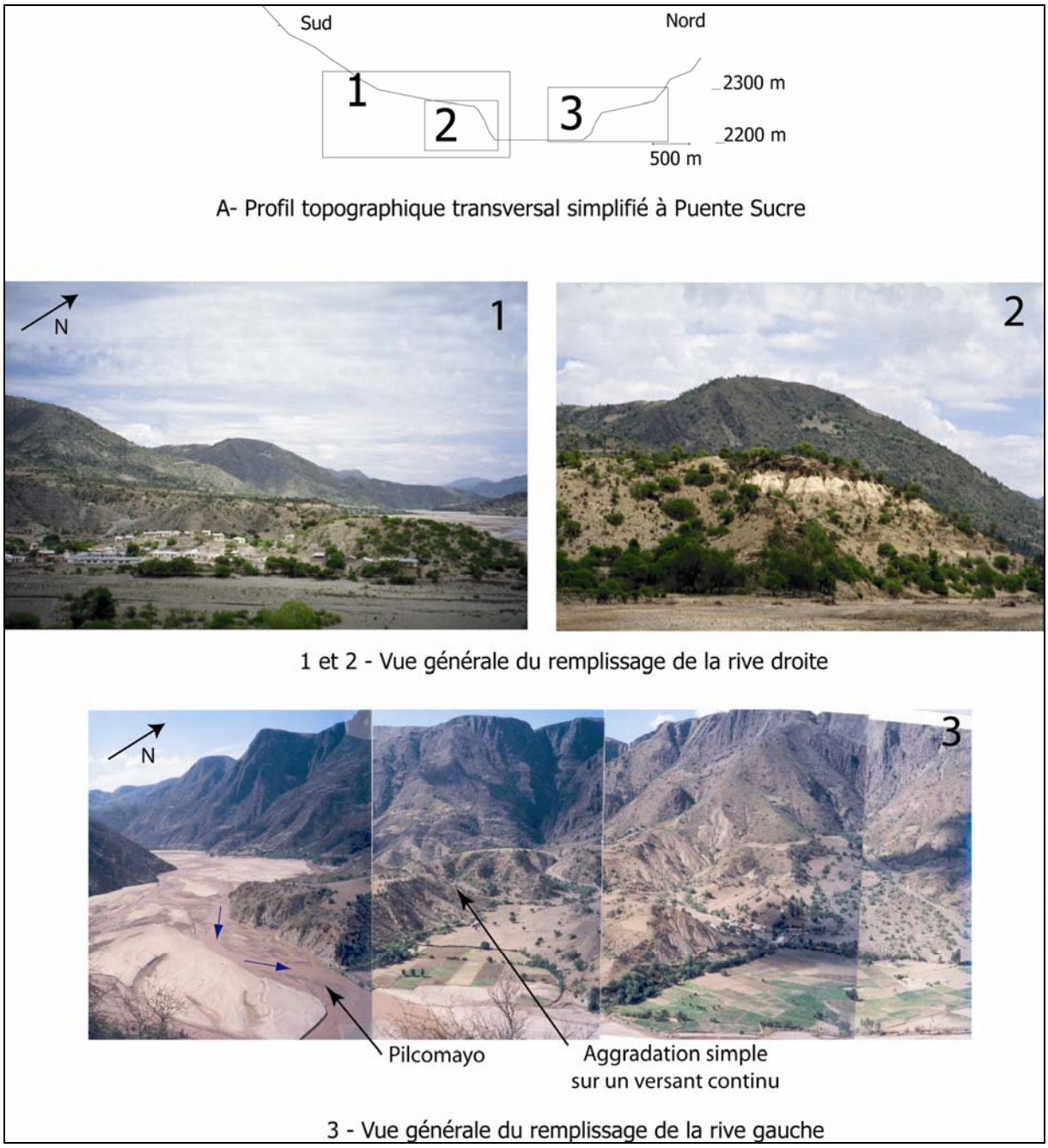


Figure I.18 : Photo du remplissage sédimentaire du Pilcomayo à Puente Sucre (rive gauche et rive droite du Pilcomayo actuel à Puente Sucre)

Prenons l'exemple du remplissage sur la rive gauche du Pilcomayo (Figure I.18-3) : cinq coupes ont été levées afin d'analyser la nature du remplissage du Pilcomayo.

Le long de cette rive, nous pouvons observer le contact entre le remplissage sédimentaire et le substratum d'age ordovicien et de nature schisteuse (Figure I.19). Il existe une forte discordance entre ce remplissage et le substratum puisque l'aggradation s'est effectuée sur un versant préexistant. Cette aggradation a permis de remplir le paléoméandre du Pilcomayo.

L'analyse du contact substratum–remplissage sédimentaire met en évidence un paléoméandre comblé par des sédiments qui affleurent mal. Si le comblement dans la partie basale du remplissage semble s'être fait de manière progressive, des surfaces d'abrasion sont observées à partir de 16 mètres au-dessus de la rivière. Au-dessus de la surface d'abrasion majeure, l'aggradation du Pilcomayo débute par le dépôt de galets de taille moyenne (3-4 cm), enveloppés d'une matrice sableuse fine, sur un substratum d'age ordovicien (Figure I.19). Au-dessus, les sédiments du Pilcomayo sont essentiellement conglomératiques et roulés.

Figure I.19 : Surface d'abrasion dans le remplissage du paléoméandre du Pilcomayo (rive gauche du Pilcomayo actuel à Puente Sucre)

Le remplissage est constitué par l'alternance d'éléments grossiers (galets pluricentimétriques) et d'éléments beaucoup plus fins (Figure I.20). Dans les couches à granulométrie plus fine, distinguables par leurs couleurs beaucoup plus claires, on observe des éléments anguleux souvent très fins en forme de plaquettes. Cette alternance d'éléments grossiers et fins témoigne de la variabilité climatique. En effet, pendant les périodes « sèches », le débit hydrique du Pilcomayo, et donc son énergie de transport des sédiments, sont faibles. La rivière ne peut alors transporter que des éléments fins puis les déposer. Pendant les périodes plus « humides », le débit

augmente et la rivière, à condition que les caractéristiques morphologiques de la rivière soient constantes (pente, largeur), peut plus facilement transporter les éléments plus grossiers.

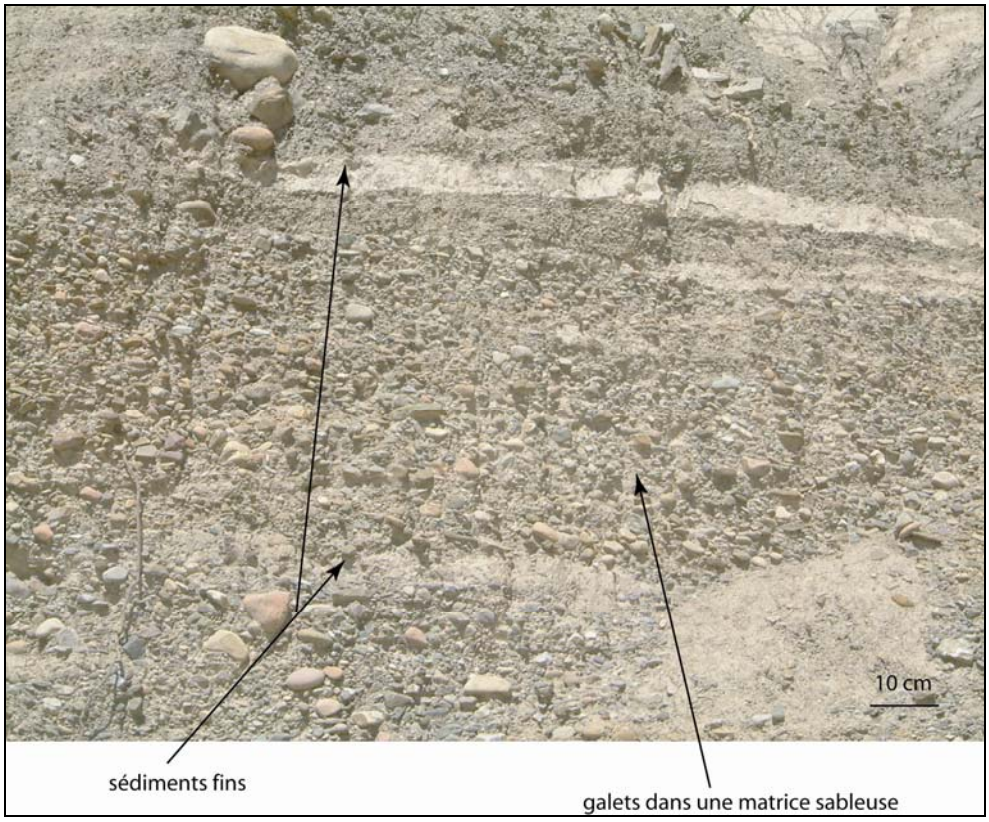


Figure I.20 : Photo de la nature des éléments constituant le remplissage du Pilcomayo dans son paléoméandre

Nous reviendrons plus en détails sur cette aggradation complexe à Puente Sucre dans le chapitre 3.

II.5. Conclusion

Le bassin-versant du Pilcomayo répond bien au type de bassin recherché. En effet, ce bassin a pour particularité de se trouver dans un domaine tectoniquement actif. La rivière Pilcomayo présente dans son lit une granulométrie dispersée (quelques microns à quelques décimètres) et conserve localement, sous forme de terrasses, des sédiments témoins de l'histoire du bassin.

La morphologie actuelle de la rivière et les sédiments abandonnés sous forme de terrasses sont les conséquences de la variabilité tectonique (taux de surrection variable spatialement) et climatique (alternance de périodes sèches et humides au cours des 25 000 dernières années). La complexité de ces entrées tectoniques et climatiques, ainsi que la complexité de l'enregistrement sédimentaire dans les terrasses, nous obligent à utiliser un modèle afin de décrypter le message sédimentaire.

III. Les modèles existants

Les processus d'érosion et de sédimentation touchent un large champ d'échelle de temps et d'espace. Suivant l'échelle d'étude envisagée, les paramètres dominants varient. En effet, à l'échelle d'un tronçon de rivière, la chronologie et l'intensité des précipitations ou la description précise de la morphologie de la rivière sont des variables importantes. A l'échelle du bassin-versant, la variabilité de la pluviométrie, ou de la topographie devient significative dans le contrôle des flux d'eau et de matière, et de ce fait constitue un paramètre de premier ordre. Ainsi, la modélisation des processus d'érosion et de sédimentation nécessite une approche différente selon l'échelle de temps et d'espace.

Depuis une vingtaine d'années et avec l'avènement de l'informatique, de nombreux modèles, à une ou plusieurs dimensions, ont été développés (Ahnert, 1976 ; Kirkby, 1986 ; Willgoose et al., 1991 ; Chase, 1992 ; Howard, 1994 ; Kooi et Beaumont, 1994 ; Crave et Davy, 2001 etc..). Ces modèles peuvent être classés dans trois grandes familles, en fonction de leurs objectifs, et des échelles de temps et d'espace sur lesquels ils sont applicables.

Dans cette partie, nous passerons en revue ces trois familles, en nous attachant à quelques un des modèles les plus couramment utilisés.

III.1. Les modèles géomorphologiques simples

Les premiers travaux sur les modèles géomorphologiques ont débuté il y a plus d'un siècle (Gilbert, 1877 ; Gilbert et Gannet, 1893). L'hypothèse classique est que le taux d'incision d'une rivière est fonction de la résistance du substratum, de la pente et du flux d'eau. Ces idées ont été reprises un siècle plus tard par Howard et Kerby (1983), qui les ont incorporées dans leur « loi puissance » d'incision du bedrock (« stream power law »).

III.1.1. L'incision fluviale dépendant de la capacité de détachement

Ce modèle a été le plus utilisé et a été appliqué par de nombreux auteurs (Seidl et Dietrich, 1992 ; Seidl et al., 1994 ; Howard, 1994 ; Howard et al., 1994 ; Kooi et Beaumont, 1994 ; Rosenbloom et Anderson, 1994 ; Tucker et Slingerland, 1996 ; Lavé, 1997 ; Howard, 1998 ; Sklar et Dietrich, 1998 ; Stock et Montgomery, 1999 ; Snyder et al., 2000 ; Whipple et al., 2000a et 2000b ; Kirby et Whipple, 2001). Il suppose que le taux d'incision E (mm/an) est une fonction d'une mesure de l'intensité du flux d'eau Q_e.

$$E = -K_b\left(Q_e - Q_{ec}\right)^{\xi}$$

où K_b est l'érodabilité (mm/an) qui dépend des propriétés mécaniques du substrat, Q_{ec} est l'intensité (sans dimension) du flux d'eau critique qui doit être dépassée par le flux d'eau Q_e (sans dimension) pour que l'incision débute, et ξ un exposant positif.

Dans cette version, l'équation ne rend pas compte de l'éventuelle dépendance de l'abrasion avec le flux sédimentaire. De plus, elle n'est généralement pas introduite sous cette forme dans la plupart des modèles d'évolution du relief. En utilisant des équations simples telles que la conservation de la masse d'eau, la conservation des moments et des relations géométriques entre le flux d'eau, la largeur et l'aire drainée, Howard et al. (1994) et Whipple et Tucker (1999) obtiennent la formulation suivante :

$$\boxed{\text{Loi d'incision} \Rightarrow \quad E = K.A^m.S^n}$$

K est le coefficient d'érodabilité du substratum, A l'aire drainée en km², S la pente locale adimensionnée, et m et n des coefficients positifs.

Dans la plupart des études récentes, cette loi est utilisée sous cette forme, et de nombreux travaux cherchent à estimer la valeur des exposants m et n, ainsi que la relation entre K, la nature des roches et les processus de transport.

L'exposant n a, en particulier, un rôle critique dans la dynamique de la rivière (Whipple et Tucker, 1999) et sa détermination reste à ce jour problématique. Partant d'une approche mécanique, Whipple et al. (2000) dérivent les exposants théoriques associés aux processus d'arrachement (n=2/3 à 1) et par abrasion des particules en suspension (n~5/3).

Il est possible pour ce modèle de calculer la relation entre pente et l'aire drainée dans un état stationnaire en considérant l'érosion (E) égale au soulèvement (U).

$$S = \frac{1}{K}.U^{\frac{1}{n}}.A^{-\frac{m}{n}}$$

Le calibrage du modèle d'incision sur les profils en long de rivières naturelles, dont l'évolution récente est connue, a été tenté à partir de cette équation. Il donne un spectre d'exposants beaucoup plus large que les prédictions théoriques (Seidl et Dietrich, 1992 ; Stock et Montgomery, 1999 ; Snyder et al., 2000 ; Whipple et al., 2000b ; Kirby et Whipple, 2001) : n variant entre 0 et 2, et m entre 0,1 et 0,5, reflétant probablement l'impact des variations du climat, de la lithologie, du taux de surrection, de l'hydrologie du bassin…

III.1.2. L'incision fluviale dépendant de la capacité de transport

Les modèles où l'incision du substratum est à détachement limité peuvent s'exprimer de différentes façons (Whipple et Tucker, 2002). Dans certains cas, on observe que le profil en long d'une rivière est dicté par sa capacité à transporter les sédiments. Cette capacité de transport est fonction de la puissance hydraulique (Q_p) (Willgoose et al., 1991 ; Tucker et Bras, 1998) :

$$Q_p = K'.A^{m'}.S^{n'}$$

Il est également possible pour ce modèle de calculer la relation entre pente et aire drainée à l'état stationnaire (Howard, 1980):

$$S = \frac{\beta}{K'}.U^{\frac{1}{n'}}.A^{\frac{1-m'}{n'}}$$

Avec β un coefficient qui représente la fraction de la charge totale délivrée à la rivière sous forme de charge de fond.

III.1.3. Discussion : la compétition entre les processus de détachement et ceux de transport

Le profil en long d'une rivière est limité par l'un de ces deux modèles (qui peut varier le long de l'écoulement). On observe généralement que, les rivières sont limitées en amont par la capacité d'incision, et en aval par la capacité de transport. La transition entre ces deux modèles peut-être déplacée par des variations dans les flux de sédiments, par les crues, par exemple. De plus, des changements dans les variables hydrologiques, tectoniques, lithologiques ou climatiques peuvent induire des transitions supplémentaires.

Il est important d'insister sur l'aspect très empirique des relations utilisées. Par exemple, la limite d'application de la relation définissant la géométrie hydraulique de la rivière issue de travaux sur les rivières alluviales, et celle applicable aux rivières à substrat rocheux est largement discutable. Il existe de nombreux cas où le lit de la rivière est caractérisé à la fois par des sédiments et des affleurements rocheux. Par ailleurs, Lavé (1997) a clairement mis en évidence que les rivières à substratum rocheux pouvaient localement adapter leur vitesse d'incision en diminuant la largeur de leur cours (afin d'augmenter la contrainte cisaillante de fond), tout en conservant leur pente (Figure I.21). L'expression de la loi d'incision ne permet pas de reproduire cette dynamique. Il faut aussi souligner que le seuil critique d'incision Q_{ec} est souvent négligé sans qu'à notre connaissance cette simplification n'ait jamais été justifiée. Au contraire, Lavé (1997) a souligné la nécessité de prendre en compte ce seuil de manière à obtenir une estimation correcte du taux d'incision dans les rivières himalayennes. Notons que dans le modèle qu'il propose, l'intensité du flux d'eau est proportionnelle à la contrainte cisaillante, c'est à dire, n~0,7.

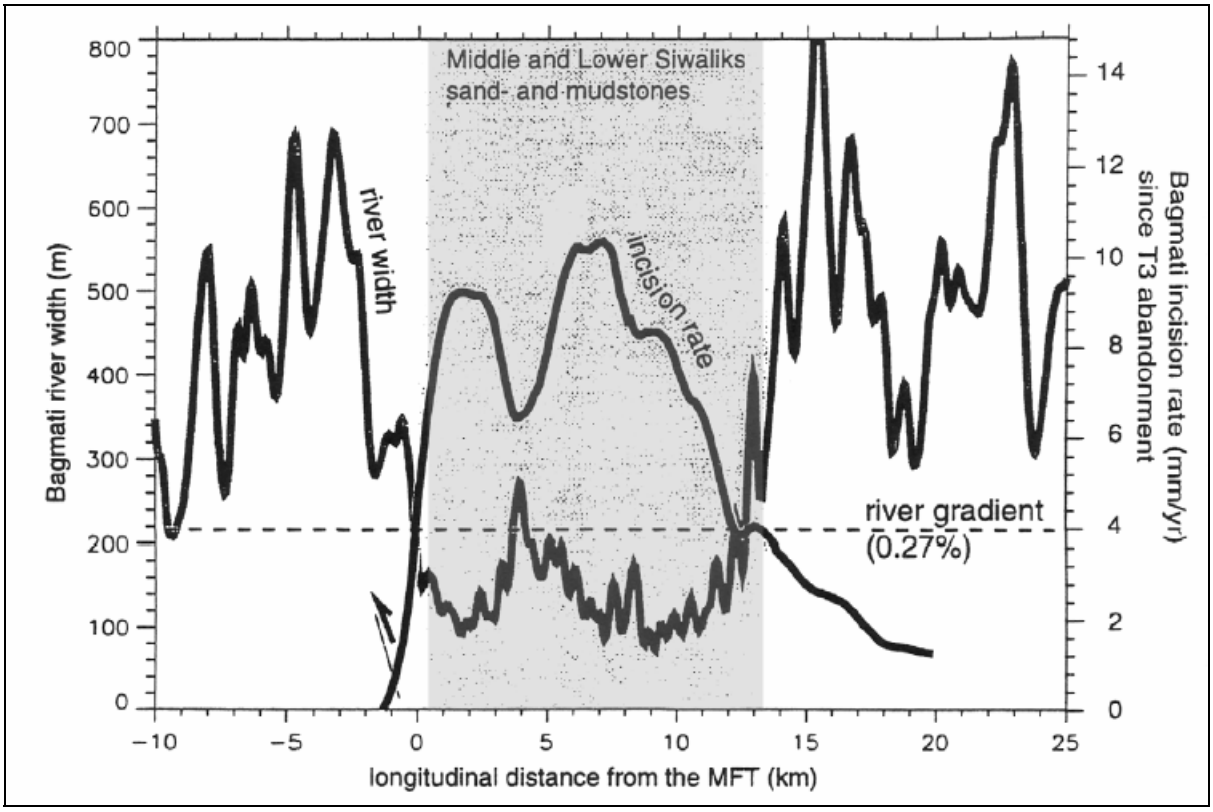


Figure I.21 : Evolution de la largeur du cours de la rivière Bagmati lorsqu'elle traverse le pli des Siwaliks (Népal). La pente de la rivière reste constante et l'incision de la rivière est accomodée par la variation de la largeur du cours (Lavé, 1997)

En conclusion, il est clair que notre compréhension des processus d'incision est encore très limitée et que la loi puissance utilisée actuellement souffre de simplifications trop radicales notamment en ce qui concerne la description de la géométrie hydraulique. Son application aux systèmes naturels nécessite donc une prise en compte explicite de la largeur de la rivière (Lavé et Avouac, 2000 ; Whipple et al., 2000b), et une quantification du seuil critique d'érosion de manière à justifier son éventuelle simplification. Néanmoins, dans le cas de rivières soumises à des conditions de surrection tectonique, de climat et de lithologie homogènes, il est probable que ce modèle, dans certains cas, soit utilisable et que l'on puisse appliquer les relations entre la géométrie hydraulique et l'aire drainée et/ou la pente. Toutefois, dans certains cas, telles que les zones de gorges, ce modèle montre ses limites et les relations géométriques ne sont plus applicables.

III.2. Les modèles hydrauliques

Pour palier aux défauts de ces modèles géomorphologiques simples, de nombreux auteurs ont choisi de simuler le transport des sédiments, soit à l'aide de lois empiriques (ce sont les « modèles physiques à grandes échelles de temps »), soit à l'aide de lois hydrauliques (ce sont les modèles hydrauliques, détaillés ci-dessous).

Les modèles hydrauliques s'attachent à décrire en détail l'évolution des rivières. De la même façon que les modèles géomorphologiques, de nombreux auteurs ont développé des modèles hydrauliques (Di Silvio, 1989 ; Rahuel, 1989 ; Di Silvio, 1991 ; Labadie et al., 1991 etc..). Par exemple, le modèle SEDICOUP (Holly et Rahuel, 1990 ; Belleudy, 1992) est un système de modélisation de façon entièrement couplée et implicite de l'écoulement non permanent de l'eau, du transport de sédiments à granulométrie étendue (charriage et suspension).

La représentation physique de l'écoulement de l'eau est effectuée par les équations de Saint-Venant (1871).

$$\begin{cases} \dfrac{\partial A}{\partial t} + \dfrac{\partial Q_e}{\partial x} = q_l \\ \dfrac{\partial Q_e}{\partial t} + \dfrac{\partial (Q_e{}^2 / A)}{\partial x} + g.A.\dfrac{\partial h}{\partial x} = -g.A.S_e + k_l.\dfrac{Q_e}{A}.q_l \end{cases}$$

Avec Q_e le flux d'eau (m^3/s), h l'altitude de l'écoulement, S_e pente de la ligne d'énergie, q_l le flux d'eau latéral linéique (m^2/s) et k_l un coefficient positif.

Ces équations permettent d'obtenir les particularités physiques de l'écoulement telles que la hauteur h, la vitesse et la contrainte de cisaillement.

Pour simuler le transport des sédiments, le modèle SEDICOUP utilise principalement la loi de transport totale de Engelund et Hansen (1967), où a été introduit un coefficient de fraction volumétrique (β_i) pour chaque classe de sédiments.

$$q_t^* = 0,05.\beta_i \frac{C^2}{g}.\tau^{*\frac{5}{2}}$$

Avec q_t^* le flux volumique adimensionnel et τ^* la contrainte de cisaillement adimensionnelle.

La particularité de ce modèle est qu'il décrit de façon originale la composition sédimentaire des mailles. Chaque maille est composée de trois compartiments :

- Le compartiment des sédiments en mouvement, c'est-à-dire l'ensemble des particules sédimentaires impliquées dans l'écoulement.
- Le compartiment de la couche active. Il correspond aux sédiments disponibles dans la strate superficielle du lit.
- Le compartiment de la base du lit correspondant au stock des sédiments.

Chaque compartiment est défini par trois valeurs caractéristiques : 1) La masse de l'ensemble des particules, 2) le diamètre moyen du compartiment, 3) un paramètre d'étendue granulométrique.

Le tri granulométrique et le phénomène de pavage sont rendus grâce à la décomposition du mélange granulométrique en classes de sédiments homogènes et grâce à l'utilisation du concept de couche de mélange pour décrire les sédiments du lit exposés au transport.

La résolution, couplée de l'ensemble des phénomènes modélisés, permet au modèle numérique de se dégager de l'hypothèse habituellement faite de l'écoulement quasi stationnaire.

III.3. Les modèles physiques à grandes échelles de temps

Bien que séduisant car basés sur une « physique pure », les modèles hydrauliques restent cependant applicables à de petites échelles de temps (quelques années), et d'espace (quelques kilomètres). Pour pouvoir simuler l'évolution sur de grandes échelles de temps et d'espace, de nombreux auteurs ont préféré prendre une approche plus pragmatique, et utiliser des lois empiriques. De récents travaux ont permis par exemple de montrer le rôle respectif de la tectonique, du climat et du transport fluviatile sur l'évolution du bassin Ebro au Sud des Pyrénées (Espagne) (Garcia-Castellanos et al., 2003).

Nous nous intéresserons ici plus particulièrement à deux modèles: CASCADE et EROS.

III.3.1. Le modèle CASCADE

Le modèle CASCADE (Braun et Sambridge, 1997 ; Van Der Beek et Braun, 1999) est un modèle à trois dimensions, uniquement applicable en domaine continental, et couplé à des processus tectoniques (Figure I.22). Il permet d'observer la réponse fluviatile suite à une impulsion tectonique (par exemple la croissance d'une chaîne de montagnes), en simulant l'évolution de la dénudation de bassins de tailles plurikilométriques pour des échelles de temps allant de un à plusieurs centaines de millions d'années (Beaumont et al., 1992 ; Kooi et Beaumont, 1994 et 1996).

Le modèle est appliqué sur un maillage triangulaire irrégulier et simule trois processus de transport :

- Les processus de versant régis par une équation de diffusion classique :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = K_d \left(\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} \right)$$

avec K_d le coefficient de diffusion (m²/an) et h l'altitude.

Cette équation de diffusion est appropriée pour les systèmes dans lesquels le transport est proportionnel à la pente.

- Le transport fluviatile :

Le transport fluviatile s'effectue en suivant la ligne de plus grande pente et est contrôlé par la capacité de transport $q_{éq}$, qui dépend du flux d'eau, de la pente S et d'un paramètre de transport K_f (Howard et al., 1994). Le flux d'eau est déterminé à partir d'un taux de précipitation υ et de l'aire drainée A.

$$q_{éq} = K_f . S^m . \upsilon . A^n$$

Il est admis que les valeurs des coefficients m et n varient de 1 à 3 (Seidl et Dietrich, 1992 ; Seidl et al., 1994).

Le modèle CASCADE suppose que la capacité de la rivière à transporter des sédiments est équivalente à un potentiel thermodynamique (Beaumont et al., 1992 ; Kooi et Beaumont, 1994). Ainsi, le flux de sédiments est généralement différent de la capacité de transport. Quand la rivière n'est plus en équilibre, il se produit érosion ou sédimentation (selon le signe du déséquilibre) à une vitesse déterminée par la différence entre le flux de sédiments et la capacité de transport (q-$q_{éq}$) et une longueur caractéristique du processus L_e :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{q - q_{éq}}{L_e} < 0 \qquad \textit{dans le cas de l'érosion,}$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{q - q_{éq}}{L_e} > 0 \qquad \textit{dans le cas de la sédimentation.}$$

La longueur caractéristique L_e détermine la vitesse avec laquelle la capacité de transport à l'équilibre est approchée : elle représente en quelque sorte à une distance d'équilibre hydrodynamique. La valeur de L_e n'est pas facile à déterminer et sert surtout à discriminer différentes qualités de roches et leur résistance à l'incision fluviatile.

- Les glissements de terrains :

En supplément de l'équation de diffusion qui simule les phénomènes de reptation, éboulis etc..., le modèle CASCADE modélise les glissements de terrains. Les glissements de terrains constituent de grands mouvements de masse, sous l'effet de leur poids, et participent grandement à l'évolution du relief (Burbank et al., 1996 ; Hovius et al., 1997 ; Densmore et al., 1998).

Selon Densmore et al. (1998), la modélisation des glissements de terrains est basée sur la théorie de Cullmann selon laquelle le glissement de terrains se produit quand la pente topographique excède la pente critique. Afin de prendre en compte le caractère stochastique du glissement de terrains (Hovius et al., 1997), le modèle a été couplé à un algorithme probabiliste. Ainsi, la probabilité qu'un glissement de terrains se reproduise dépend à la fois du temps qui sépare les déclenchements de glissements de terrains et la différence entre la pente topographique et la pente critique (Densmore et al., 1998).

Des observations réalisées dans plusieurs environnements montagneux (Alpes du Sud par Hovius et al., 1997 ; Taïwan par Densmore et al., 1998) tendent à montrer que la distribution fréquence-magnitude des glissements de terrains se fait suivant une loi puissance :

$$n_c(A \geq A_c) = \kappa . A_r . \left(\frac{A_c}{A_r} \right)^{-\beta}$$

Où $n_c(A \geq A_c)$ est le nombre de glissements de surface supérieure ou égale à A_c par an sur une zone de surface totale A_r, κ est le taux de glissement par unité de surface par an et β est un exposant (sans dimension).

Ces études permettent de déterminer des valeurs de β proches de 1 (entre 0,96 et 1,16 en fonction de la zone étudiée) et des valeurs de κ d'environ 5.10^{-5} sur une surface de référence de 1 km².

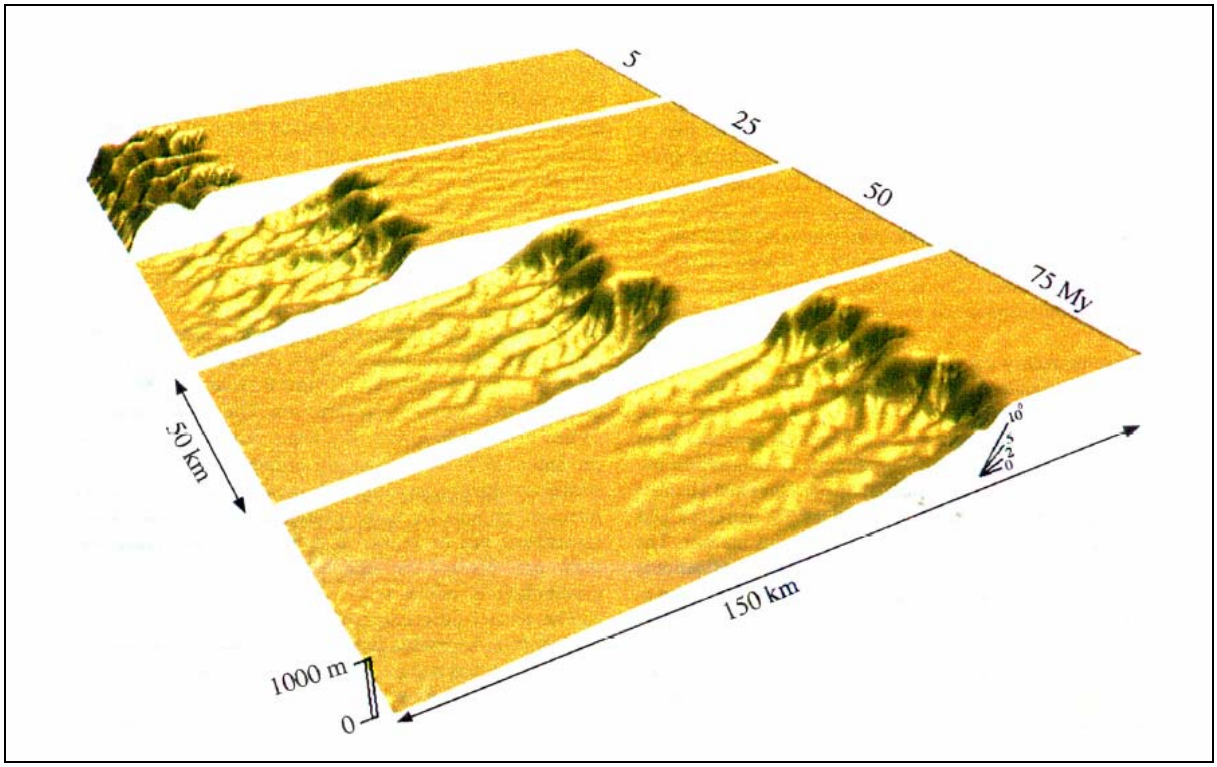


Figure I.22 : Retrait d'escarpement sous l'action combinée de processus de diffusion et de transport fluvial. Echelle régionale (Kooi et Beaumont, 1994).

III.3.2. Le modèle EROS

Le modèle EROS (Davy et Crave, 2000 ; Crave et Davy, 2001) est un modèle mixte, stochastique et déterministe, simulant l'érosion et la sédimentation en domaine continental à l'échelle des temps géologiques et sur des surfaces importantes (similaire à celle du modèle CASCADE) (Figure I.23).

Le code de calcul a été développé en utilisant la technique des marcheurs conditionnés (« précipitons ») et imite la variabilité naturelle des événements climatiques.

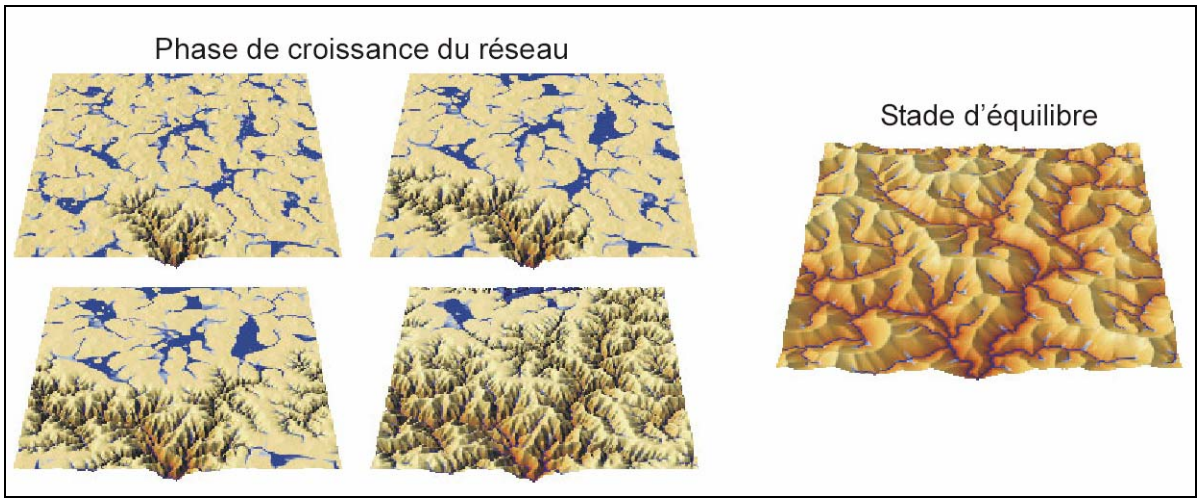


*Figure I.23 : Phase d'évolution d'une simulation numérique partant d'une topographie initialement plane avec une rugosité aléatoire soumise à une surrection uniforme (modèle sans dimension en pixels (256*256), modèle EROS, d'après Lague, 2001).*

Il utilise une description simple des phénomènes physiques tels que les processus hydrodynamiques, le transport sédimentaire et le transfert hydraulique. Les lois d'érosion utilisées sont basées sur la connaissance de deux variables de base, l'une hydraulique (le débit instantané d'eau), l'autre topographique (la pente locale). La spécificité de ce modèle est d'utiliser une description stochastique des variables hydrauliques. Pour une aire drainée donnée, les débits sont définis à partir d'une distribution de valeurs possibles des précipitations. Cette méthode permet d'étudier les effets liés à la variabilité des débits.

- **Règle de marche** : les précipitons sont lancés de manière aléatoire sur la grille de calcul. Une fois « tombé » sur la topographie, le précipiton se déplace sur une grille cartésienne vers la maille la plus basse de ses 8 voisines (critère de plus grande pente) jusqu'à ce qu'il sorte du système.

- **Calcul du flux d'eau** : l'idée est de compter le nombre k de précipitons passant par un pixel durant un intervalle de temps Δt_p. Le flux d'eau exprimé en volume par précipiton est alors :

$$q_p = \frac{k}{\Delta t_p}$$

q_p est proportionnel en moyenne à l'aire drainée A, définie comme la zone où tombent les précipitons qui passeront par le pixel considéré.

L'originalité du modèle est d'introduire une composante stochastique dans la distribution des flux en calculant q_p pour une petite série de k précipitons. L'idée est que pour une grande aire drainée, l'intervalle de temps entre deux précipitons est statistiquement plus court (en considérant leur temps de trajet sur la topographie

comme quasi-instantané) que pour une petite aire drainée. Outre l'intérêt d'étudier des distributions d'évènements climatiques reproduisant celles observées naturellement (Crave et Davy, 2001), cette approche permet un gain de temps calcul considérable par rapport à l'approche de Chase (1992), ou par rapport aux modèles en différences finies.

- **Règles d'érosion** : lorsque le précipiton passe dans une maille, il peut inciser la topographie, déposer et/ou transporter des sédiments. En fonction de la zone dans laquelle il se situe, c'est à dire les versants ou le réseau hydrographique, les règles d'érosion sont différentes. La transition versant-réseau est définie par un flux d'eau critique. Dans le réseau hydrographique, l'érosion élémentaire *e* d'un précipiton obéit à une loi de type puissance du flux d'eau :

$$e = K.q^m.S^n$$

avec K l'érodabilité locale, q le flux d'eau, S la pente principale (calculée entre deux pixels voisins) et m, n des constantes.

- **Règles de sédimentation** : La loi de dépôt est définie comme

$$d = \frac{q_s}{l_d}$$

avec l_d une longueur de dépôt.

Le bilan de masse du précipiton au sein d'une maille est égal à :

$$\frac{dq_s}{dx} = e - d$$

avec q_s la quantité de sédiment transportée par le précipiton (aussi appelée stock), et d la quantité de sédiment déposée.

En introduisant l'expression de *d* dans l'équation de bilan de masse du précipiton :

$$\frac{dq_s}{dx} = e - \frac{q_s}{l_d}$$

Comparé à la formulation adoptée par Kooi et Beaumont (1994) ou Chase (1992), $e*l_d$ peut être considéré comme la capacité de transport de la rivière. Pour un système à pente et flux d'eau constants, l_d est la longueur caractéristique pour atteindre cette valeur limite. Ainsi, en fonction de la valeur de l_d, le modèle est en transport limité ($l_d \rightarrow 0$), en détachement limité ($l_d \rightarrow +\infty$) ou mixte (l_d de l'ordre de grandeur de la taille du système) (Figure I.24).

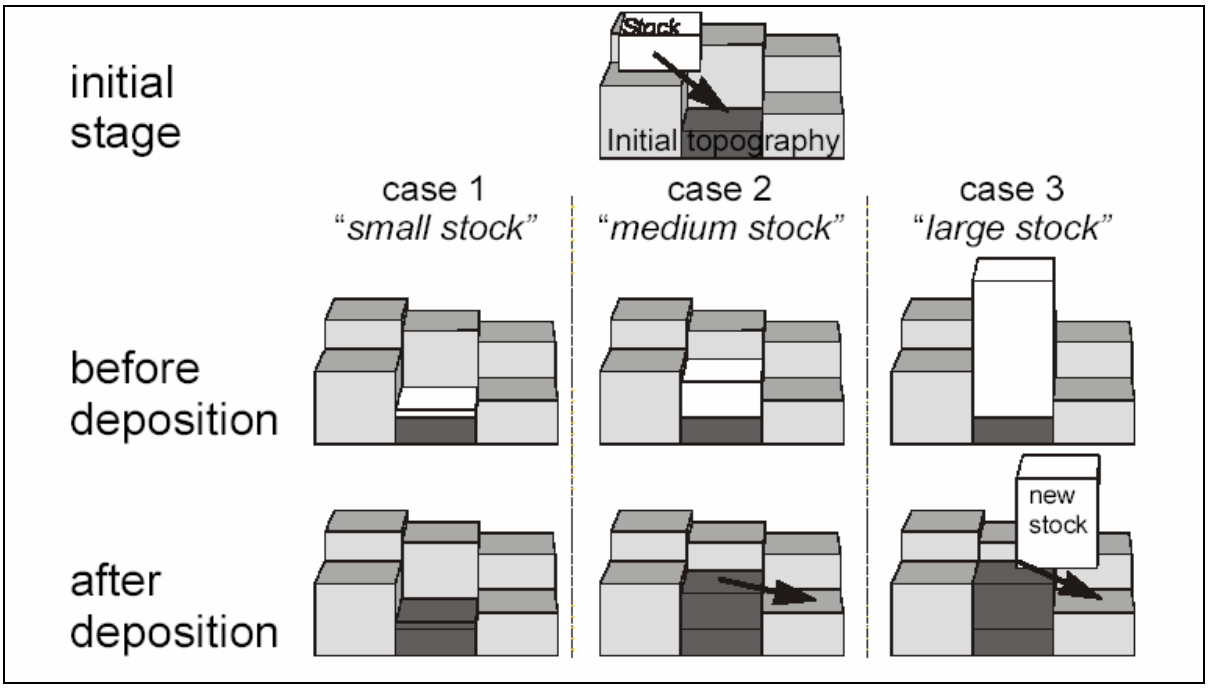


Figure I.24 : Règles de remplissage des trous dans EROS (Crave et Davy, 2001)

III.4. Conclusion

L'objectif de la modélisation effectuée dans le cadre de nos travaux est de simuler l'évolution au cours des temps géologiques du bassin-versant d'une rivière située dans un domaine tectoniquement actif. Les grandeurs caractéristiques de notre domaine d'étude sont :

- Superficie du bassin-versant simulé : de l'ordre de quelques milliers à quelques dizaines de milliers de km²
- Longueur de la rivière : de l'ordre de quelques dizaines à centaines de km
- Durée totale simulée : de l'ordre de 10 000 à 100 000 ans

La modélisation numérique de notre bassin-versant implique l'utilisation d'un modèle rentrant dans la catégorie des « modèles physiques à grandes échelles ». Ainsi, les modèles hydrauliques, tel que SEDICOUP, bien que robustes et très complets ne répondent pas à nos attentes dans la mesure où ils sont essentiellement destinés à modéliser des objets de petites tailles pour des durées de simulation excédant rarement quelques années.

Nous avons besoin, dans notre modélisation, de décrire de façon précise, les propriétés sédimentologiques des sédiments érodés et transportés en introduisant plusieurs granulométries reflétant le spectre granulométrique des sédiments présents dans le lit de la rivière et dans les dépôts de terrasses.

Le modèle EROS ne différencie pas le transport des versants et le transport fluviatile et ne fait pas distinction entre les sédiments érodés et le substratum. Le modèle CASCADE ne permet pas de caractériser les propriétés sédimentologiques de la rivière. Ces modèles permettent d'observer l'évolution des reliefs sur de grandes échelles de temps et d'espace et sont essentiellement érosifs. Ils ne permettent pas de représenter, pour une maille donnée, une évolution quantitative et qualitative (plusieurs granulométries) des sédiments déposés.

Finalement, ces différents modèles exposés ne répondent pas à nos attentes. Il nous est alors nécessaire de développer un nouveau modèle, appartenant à la catégorie des « modèles physiques à grandes échelles », qui serait un couplage des modèles géomorphologiques et hydrauliques, c'est-à-dire, un modèle 1) adapté à des échelles de temps et d'espaces importantes (plusieurs milliers de km² et plusieurs dizaines de milliers d'années), 2) utilisant des lois physiques décrivant les propriétés de la rivière et le transport des sédiments sur les versants et dans les rivières, 3) décrivant la nature granulométrique des sédiments.

IV. Conclusion

Compte tenu de la problématique du sujet de thèse, nous avons choisi d'étudier le bassin-versant du Pilcomayo. Il est situé au Sud-Est de la Bolivie et draine une surface d'environ 88 000 km². La rivière Pilcomayo, dont la pente moyenne est de 4 m/km, traverse d'Ouest en Est les grandes structures tectoniques des Andes centrales (de la cordillère orientale jusqu'à la plaine du Chaco). Différentes méthodes permettent de mettre en évidence que ces structures tectoniques sont actuellement actives. Ce bassin-versant, dont la zone étude a été réduite à sa partie amont, du fait d'un plus grand nombre de données, présente l'avantage d'avoir un climat spatialement homogène et temporellement variable.

La rivière Pilcomayo présente dans son lit une granulométrie dispersée (quelques microns à quelques décimètres) et conserve localement, sous forme de terrasses, des sédiments témoins de l'histoire du bassin. Ces remplissages sédimentaires sont complexes et nécessitent l'utilisation d'un modèle numérique pour décrypter les signaux climatiques et tectoniques dans les sédiments.

Depuis une vingtaine d'années, de nombreux modèles ont été développés tant pour des besoins géomorphologiques que pour des besoins hydrauliques. Les modèles hydrauliques s'intéressent essentiellement à des objets de petites tailles et permettent d'observer leurs évolutions sur des temps relativement courts (quelques années au maximum). Ces modèles nécessitent une description fine des objets modélisés tant ils sont petits.

Les modélisations géomorphologiques ou physiques à grandes échelles s'intéressent généralement à des objets de plus grandes tailles (bassin-versant, chaîne de montagnes par exemple) et peuvent excéder plusieurs milliers de km². De plus, ces modélisations se font sur des périodes de temps généralement grandes (plusieurs milliers à millions d'années). Les lois utilisées par ces modèles sont généralement empiriques.

Ces modèles ne répondent pas, en totalité ou en partie, à nos attentes. Les modèles hydrauliques sont mal adaptés à des tailles d'objets importantes et des simulations sur de grandes périodes de temps. Les modèles géomorphologiques et physiques à grandes échelles décrivent assez mal l'hydraulique de l'écoulement sur les versants et dans la rivière et n'intègrent pas une variabilité granulométrique dans les sédiments transportés et/ou déposés.

Il est dès lors nécessaire de développer un nouveau modèle numérique s'intégrant dans les « modèles physiques à grandes échelles ». Ce modèle devra pouvoir simuler sur de grandes échelles de temps et d'espace et décrire la dynamique fluviale (sans chercher à la simuler en détail) de la rivière ainsi que le transport des sédiments le long des versants du bassin et dans la rivière en intégrant plusieurs granulométries. Le développement de ce modèle est décrit dans le chapitre suivant.

Chapitre 2 : Développement d'un modèle numérique

Résumé:

Le chapitre 2 montre les différentes étapes qui nous ont été nécessaires pour la construction et l'analyse du comportement du modèle numérique. La première partie s'intéresse à décrire les principales lois modélisant l'écoulement hydraulique, le transport fluviatile et le transport des sédiments le long des versants. Cette partie décrit également les différentes équations qui ont été intégrées dans le modèle numérique appelé par la suite COBASE.

La deuxième partie de ce chapitre montre les différents éléments d'analyse du modèle numérique. Elle décrit entre autres les conditions limites choisies et les différents comportements du modèle enregistrés en fonction de la valeur des paramètres des équations de base et du flux d'eau.

I. Introduction

Un des principaux objectifs de cette thèse est de modéliser numériquement l'évolution d'une rivière et de son bassin-versant (plusieurs milliers de km²) sur des échelles de temps géologiques (plusieurs dizaines de milliers d'années). La difficulté de la construction d'un modèle numérique est le choix des formules d'écoulement et de transport des sédiments. En raison de leur grand nombre et de leur domaine d'utilisation très variable, il est important de les tester et de les valider sur notre domaine d'étude.

Le calage des différents paramètres des lois intégrées au modèle est souvent délicat. Il est alors essentiel d'analyser, en fonction des différentes valeurs des paramètres, le comportement du modèle pour comprendre son fonctionnement et pour mieux caler les paramètres d'entrée.

Pour des raisons de commodité, le modèle développé sera appelé par la suite COBASE (COntinental BAsin Sedimentation Erosion).

II. Principe du modèle numérique

II.1. Etapes nécessaires au développement du modèle numérique

Nous avons voulu développer un modèle qui retranscrive l'évolution d'une rivière et de son bassin-versant dans un domaine montagneux. Différents processus de transport des sédiments ont été intégrés dans le modèle : les processus de versant et les processus fluviatiles de transport de sédiments en intégrant une description hydraulique de l'écoulement.

Différentes grandes étapes ont été nécessaires à la construction du modèle numérique (Figure II.1).

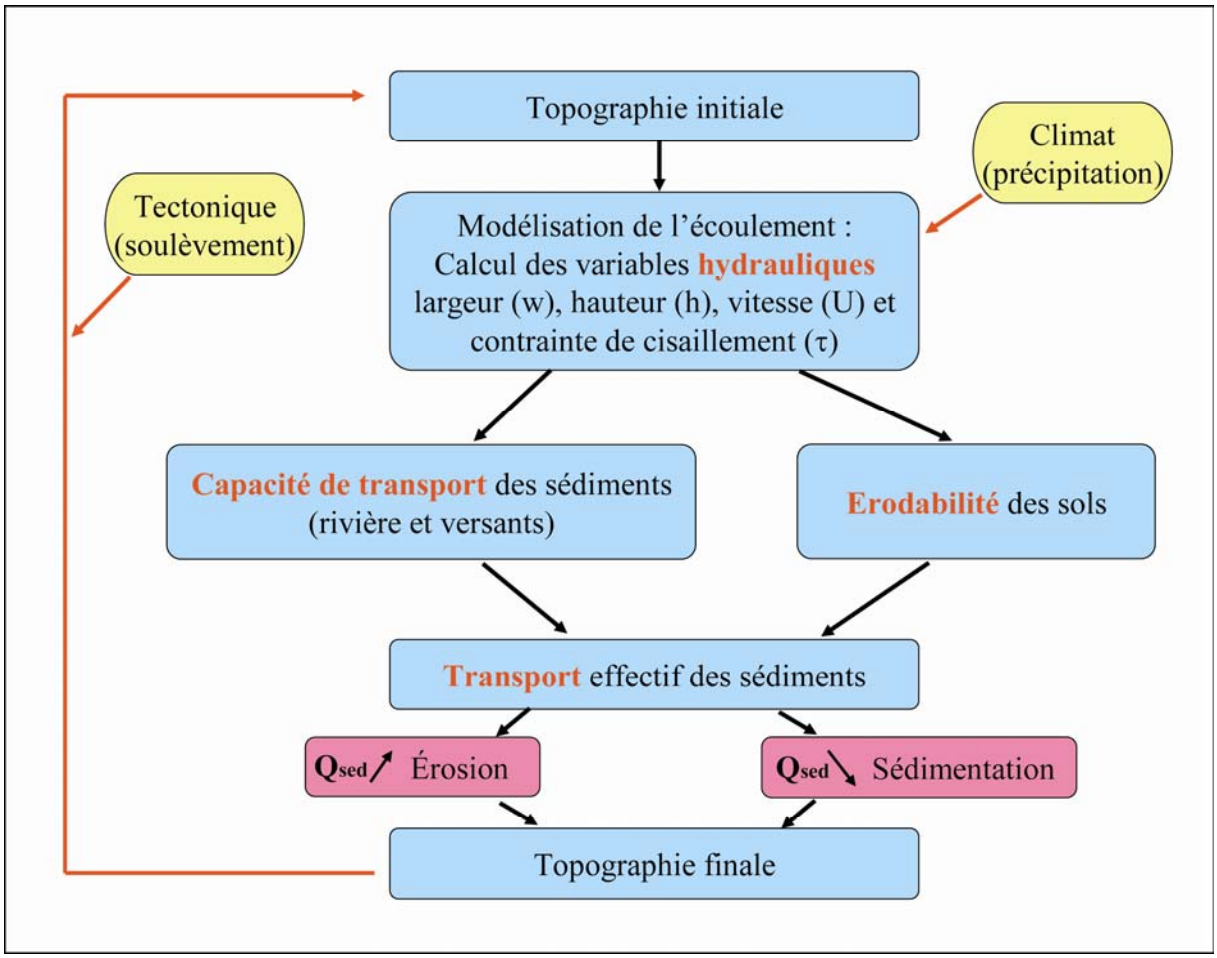


Figure II.1 : Etapes nécessaires au développement du modèle numérique

La première consiste de partir d'une topographie initiale, obtenue à partir d'un lissage d'un MNT par exemple, et de calculer en chaque point de cette topographie les caractéristiques hydrauliques à partir de lois d'écoulement de l'eau (largeur (w), pente (S), vitesse (U) et contrainte de cisaillement (τ). Ces variables hydrauliques sont calculées à partir d'une variable externe au modèle : le climat sous la forme de

précipitations. Une fois que la modélisation de l'écoulement a été effectuée, la capacité de transport des sédiments (dans la rivière et sur les versants) et la loi d'érodabilité des sols sont calculées. Elles permettent, en se combinant, de définir le transport effectif des sédiments. En chaque point de la topographie, un bilan sédimentaire est effectué et permet de définir une nouvelle topographie sur laquelle il est possible d'appliquer une contrainte tectonique sous la forme d'un soulèvement.

Nous allons nous intéresser par la suite, plus en détails, aux différentes étapes du modèle numérique résumées brièvement ci-dessus.

II.2. Modélisation hydraulique de l'écoulement

II.2.1. Equations de Saint-Venant

Les observations des cours d'eau actuels (vitesse de l'ordre du m/s et hauteur d'écoulement de l'ordre du mètre, par exemple la rivière Pilcomayo) nous montrent que l'écoulement est turbulent (nombre de Reynolds de l'ordre du million). Nous allons donc supposer par la suite que cette turbulence est suffisante pour homogénéiser l'écoulement, et que nous pouvons décrire le chenal par quelques grandeurs caractéristiques moyennes (Figure II.2, d'après Graf, 1998) :

- la vitesse moyenne, U (m/s), de l'eau (par moyenne, on entend une intégration de la vitesse (1) sur quelques secondes, afin de ne conserver que le mouvement moyen de l'écoulement de l'eau, et de supprimer les fluctuations liées à la turbulence, et (2) sur la section transverse du chenal)
- la largeur, w (m), du chenal au niveau de la surface libre
- la hauteur, h (m), de l'écoulement de l'eau dans le chenal

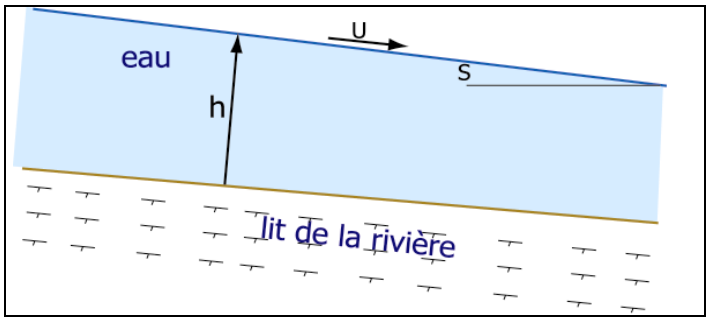


Figure II.2 : Section longitudinale d'une rivière

L'observation de certaines rivières actuelles (telle que la rivière Pilcomayo par exemple) montre que la largeur est généralement grande par rapport à la profondeur : le rapport largeur/hauteur étant de l'ordre de 10 à 100 (voire supérieur). Nous supposerons par la suite que le chenal a une forme rectangulaire, et que sa largeur w est très grande face à sa profondeur h.

Ces caractéristiques moyennes, U, w et h, sont généralement couplées afin de définir :

- l'aire mouillée, A (m²), qui correspond à la section occupée par l'eau (A = w∗h dans le cas du chenal rectangulaire)

- le débit moyen, Q_e (m^3/s), du cours d'eau (Q_e = A∗U)

Afin de décrire l'évolution de ces grandeurs au cours du temps, et le long du chenal, nous devons faire quelques hypothèses pour écrire une version macroscopique des équations de Navier-Stockes :

- l'eau, bien que chargée en sédiments, est un fluide newtonien (tenseur des cisaillements internes proportionnel à la déformation locale du fluide) incompressible (masse volumique constante). Ceci est une approximation valide tant que la concentration en sédiments dans l'eau n'excède pas 8 % en volume (Graf et Altinakar, 1996).

- l'écoulement est turbulent, ce qui induit une homogénéisation du champ de vitesse (hypothèse toujours vérifiée dans le cas des chenaux naturels).

- les pressions sont hydrostatiques. Ceci est une approximation raisonnable du champ de pression réel, dès que la profondeur du chenal devient grande face à la rugosité du lit (Hérouin, 1991). Dans notre cas, la granulométrie maximale est de l'ordre de 10 cm, et la profondeur des chenaux de l'ordre du mètre. Le champ de pression peut donc s'éloigner d'un comportement purement hydrostatique, mais faute de pouvoir l'estimer correctement, nous supposerons cette hypothèse valide, à l'instar de ce qui ce fait couramment en hydraulique (le terme de surpression est « intégré » dans la friction, définie empiriquement).

Ces hypothèses nous permettent d'écrire les équations macroscopiques suivantes, dites **équations de Saint-Venant** :

<u>Conservation de la masse</u> :

$$\boxed{\frac{dA}{dt} = \frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial (U.A)}{\partial x} = q_l}$$

avec A l'aire de la section transverse (m²), U la vitesse de l'eau (m/s), et q_l les apports latéraux en eau (m²/s).

<u>Conservation de la quantité de mouvement</u> :

$$\frac{dQ_e}{dt} = \frac{\partial Q_e}{\partial t} + \frac{\partial (U.Q_e)}{\partial x} = Forces\ motrices - Forces\ de\ friction$$

avec Forces Motrices : $F_m = \rho.g.A.S$

et Forces de Friction : $F_f = \rho.C_d.w.U^2$

$$\rho\frac{dQ_e}{dt} = \rho\frac{\partial Q_e}{\partial t} + \rho\frac{\partial(U.Q_e)}{\partial x} = \rho.g.A.S - \rho.C_d.w.U^2$$

*avec Q_e (= U*A) le débit moyen d'eau (m^3/s) , S la pente du chenal (sans dimension), C_d le coefficient de friction (sans dimension), et w la largeur du chenal (en m).*

Nous noterons que dans cette équation, tout repose sur la définition empirique du coefficient de friction, très variable d'un auteur à l'autre comme nous le verrons plus loin.

II.2.2. Simplifications des équations de Saint-Venant

La modélisation de l'écoulement de l'eau à partir des équations de Saint-Venant est difficile et lourde en temps de calcul. Afin de simplifier la modélisation de l'écoulement, on peut supposer l'écoulement permanent et uniforme. Cette hypothèse simplificatrice implique que les forces de friction et les forces motrices soient égales. Nous avons ainsi :

$g.A.S = C_d.w.U^2$, soit $U^2 = \frac{g}{C_d}.h.S$

Tout le problème de l'hydraulique repose dans le coefficient de friction C_d. De nombreux hydrauliciens (Chézy, Kutter, Manning, Strickler etc…) se sont penchés sur le problème de sa définition (Voir annexe 2).

Pour appliquer cette hypothèse, nous devons la tester sur l'exemple de la rivière Pilcomayo. Plaçons nous dans le cas où la largeur w est fixe et constante, et intéressons nous à l'évolution de la vitesse et de la hauteur du chenal le long du cours d'eau suite à un sursaut hydraulique.

Les équations de Saint-Venant se simplifient et deviennent :

Conservation de la masse :

$$\frac{dh}{dt} = \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial(U.h)}{\partial x} = 0$$

Conservation de la quantité de mouvement

Reprenons la loi de conservation de la quantité de mouvement, il vient :

$$\rho\frac{dQ_e}{dt} = \rho\frac{\partial Q_e}{\partial t} + \rho\frac{\partial(U.Q_e)}{\partial x} = \rho.g.A.S - \rho.C_d.w.U^2$$

Avec $Q_e = U.A = U.h.w$ et w=constante, la relation se simplifie :

$$\frac{d(U.h)}{dt} = \frac{\partial(U.h)}{\partial t} + \frac{\partial(U^2.h)}{\partial x} = g.h.S - C_d.U^2$$

Compte tenu des caractéristiques moyennes actuelles de la rivière Pilcomayo dans notre zone d'étude, nous retiendrons les ordres de grandeur suivants :

Caractéristique	Pente (m/km)	Largeur (m)	Flux d'eau (m^3/s)
Valeur moyenne	4	200	400
Valeurs testées	1<S<20	50<w<2000	50<Q<3000

Remarque : la valeur du débit d'eau correspond à un débit d'eau moyen annuel de crue centenale. Nous reviendrons dans le chapitre 3 sur la détermination de cette valeur moyenne du flux d'eau.

Pour chaque paramètre testé, les deux autres paramètres conservent leur valeur moyenne. Nous avons comparé la vitesse et la hauteur calculées à partir des équations de Saint-Venant avec la hauteur et la vitesse, à l'équilibre, déduites de l'équation de Chézy.

Dans les nombreuses simulations effectuées, il s'avère que la distance nécessaire pour que les vitesses (calculées à partir de l'équation de Saint-Venant et de l'équation de Chézy) (resp. les hauteurs) convergent entre elles, est toujours en dessous d'un kilomètre même dans des situations extrêmes à savoir une faible pente, une largeur très petite (sous forme de gorges) et un débit d'eau important (Figure II.3). Nous retiendrons donc que le système fluvial du Pilcomayo converge vers un équilibre en moins d'un kilomètre. Dans le cadre d'une modélisation numérique ayant une résolution voisine du kilomètre (maille kilométrique), nous pouvons donc supposer que l'écoulement est en équilibre, en particulier la vitesse de l'eau a atteint son équilibre.

L'hypothèse simplificatrice de considérer l'écoulement permanent et uniforme est justifiée dans le cas d'une rivière ayant des caractéristiques semblables à la rivière Pilcomayo et d'une modélisation utilisant un maillage supérieur au kilomètre.

On peut dès lors simplifier l'expression de la vitesse de l'écoulement. Parmi les expressions de la vitesse citées en annexe 2, nous avons retenu la formule de Manning-Strickler. Cette formule offre l'avantage de décrire le coefficient de friction en fonction de la granulométrie moyenne (d_{50} ou d_{90}) du contenu de la charge de fond, qui a été mesuré pendant les missions de terrain effectuées sur la rivière Pilcomayo.

De plus, cette formule a déjà été utilisée pour des cas géologiques similaires à notre cas d'étude. En effet, Lavé (1997) a montré que l'utilisation de la formule de Manning sur les rivières himalayennes donnait des résultats satisfaisants.

$$\textit{Formule de Manning-Strickler} \Rightarrow U^2 = \frac{1}{n^2}.h^{\frac{4}{3}}.S$$

Avec n le coefficient défini par la formule de Strickler.

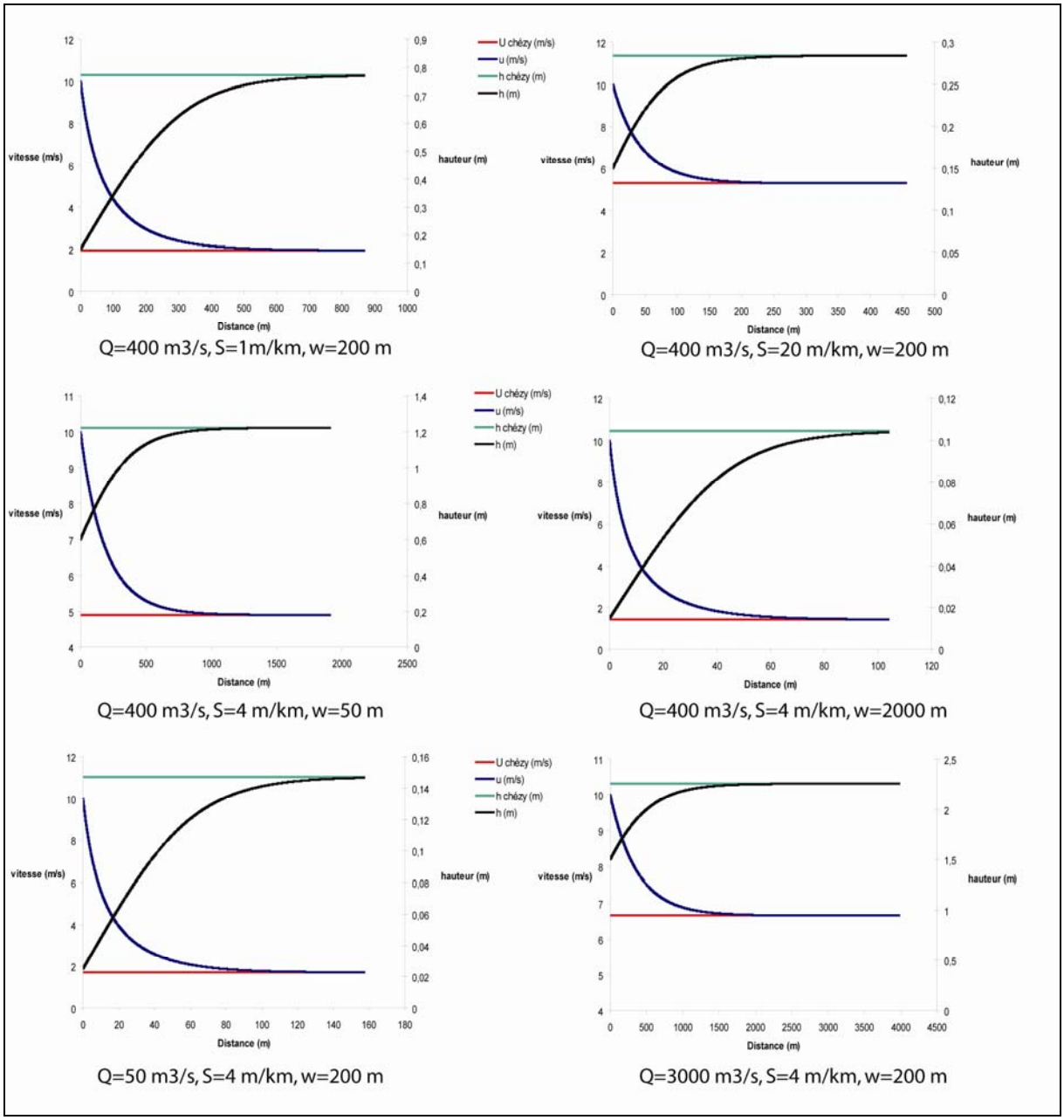


Figure II.3 : Détermination de la distance d'équilibre en fonction de la variabilité des paramètres hydrauliques

II.3. Le transport fluviatile des sédiments

L'étude du transport des sédiments est particulièrement difficile étant donné que le lit de la rivière est continuellement variable dans le temps et l'espace. Le mouvement des sédiments, qui façonne le lit de la rivière, représente un phénomène relativement complexe.

Dans ce paragraphe, les différents modes de transport des sédiments (non cohésifs) sont présentés. Les formules de charriage, de suspension et de lois totales sont exposées (en annexe 3), ainsi que leur domaine de validité. Mais avant tout, intéressons nous à la mise en mouvement des sédiments, c'est-à-dire à leur arrachement de la berge ou du lit, et de leur mise en mouvement dans l'eau.

II.3.1. Mise en mouvement et érosion des particules

La détermination de la condition critique marquant l'arrachement des particules est abordée de différentes manières en s'appuyant sur :

- la vitesse moyenne de l'écoulement, à l'exemple du diagramme de Hjulström (1935) établi pour des matériaux non cohésifs, à granulométrie homogène.
- la contrainte de cisaillement exercée par l'eau sur le lit de la rivière, à l'exemple du diagramme de Shields (1936) établi également pour des matériaux non cohésifs.

a- Vitesse limite requise pour transporter les sédiments

En fonction de sa vitesse, l'écoulement de l'eau peut avoir trois comportements distincts (Hjulström, 1935) (Figure II.4) :

- la sédimentation : les particules sont au repos et la vitesse du courant n'est pas assez forte pour les mobiliser
- le transport : la vitesse du courant devient assez élevée pour commencer à transporter les particules
- l'érosion : la vitesse du courant devient suffisamment forte pour arracher au lit de la rivière les grains de taille moyenne et grosse

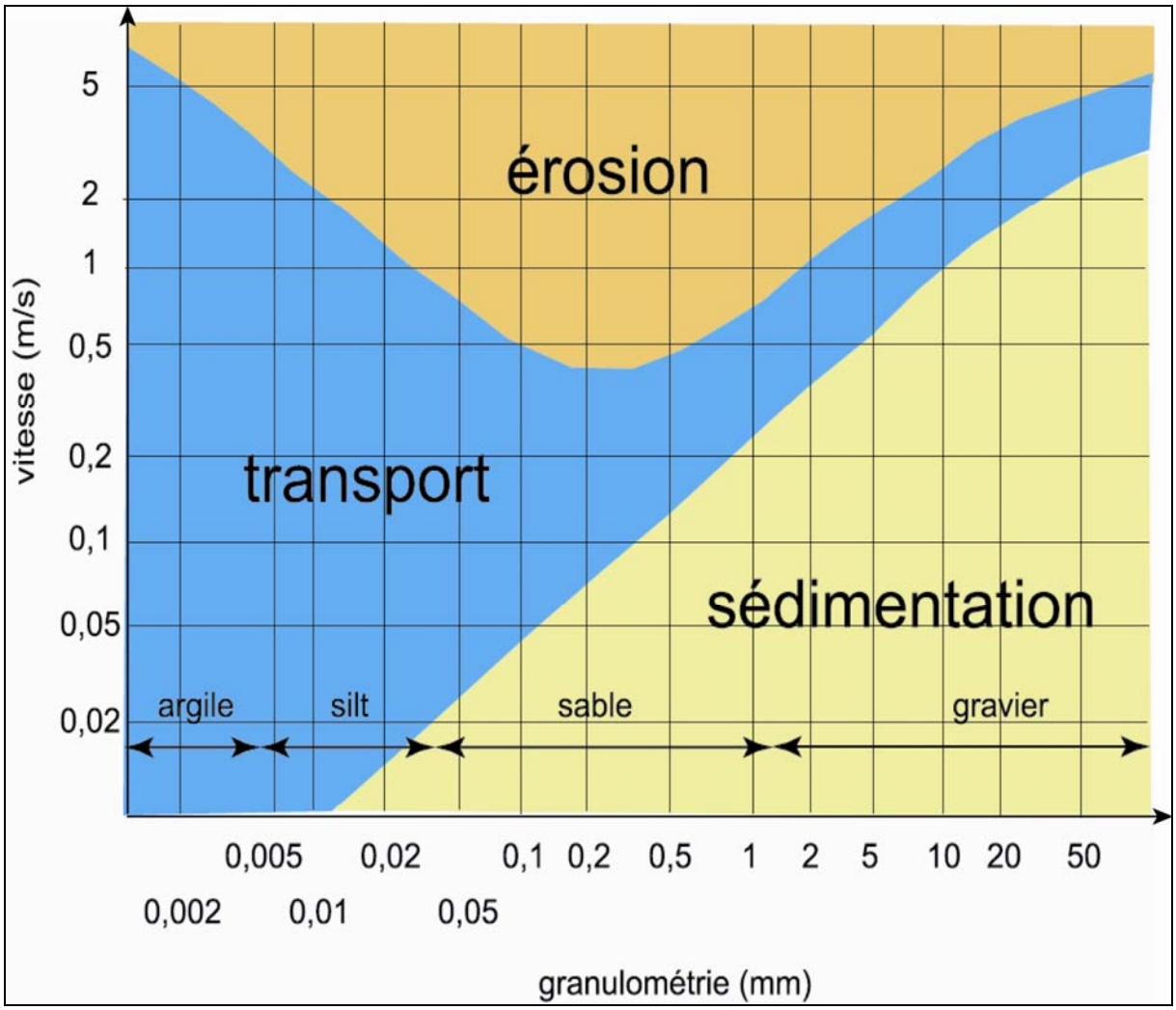


Figure II.4 : Diagramme de Hjulström (1935)

Si l'on examine d'abord la partie supérieure de ce graphe (érosion des particules), la portion de la courbe représentant l'érosion des particules moyennes à grossières (sables fins à galets) semble logique : la vitesse du courant nécessaire pour mobiliser des grains augmente avec leur granulométrie. Par contre, pour les particules fines, la courbe montre une augmentation de la vitesse du courant avec la diminution de la granulométrie. Ce comportement paradoxal est la conséquence de la cohésion élevée des particules fines. La partie inférieure du graphe montre la relation entre la granulométrie des particules et la vitesse du courant lors de leur dépôt.

Le diagramme de Hjulström est pratique car il permet de donner la vitesse limite de début d'arrachement d'une particule mais il ne dissocie pas les différents modes de transport.

b- Contrainte critique

La contrainte de cisaillement représente la force exercée par l'écoulement de l'eau sur le lit de la rivière (Figure II.5). Dans un écoulement permanent et uniforme elle s'exprime par :

$$\tau = \rho.g.R_h.S$$

R_h : le rayon hydraulique (m)

Etant donné que la largeur w de la rivière est généralement très grande (sauf cas très particulier : gorges très profondes) devant la hauteur de l'écoulement, la contrainte de cisaillement peut se simplifier ainsi :

$$\tau = \rho.g.h.S$$

La contrainte de cisaillement peut s'exprimer sous forme adimensionnelle et dépend de la granulométrie. Elle s'écrit:

$$\tau^* = \frac{\tau}{(\rho_s - \rho).g.d}$$

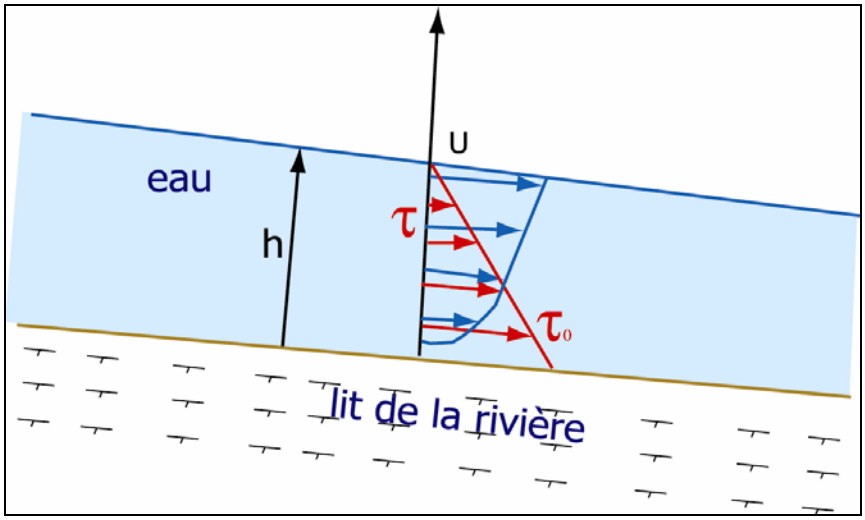


Figure II.5 : Schéma de la contrainte de cisaillement

La démarche de Shields reste, depuis 1936, une référence dans le domaine du transport des sédiments. A partir de mesures en canaux, l'auteur propose un diagramme montrant le seuil de mise en mouvement des particules. Ce seuil (τ^*_c) est défini par une grandeur adimensionnelle appelée nombre de Reynolds particulaire :

$Re^* = \frac{u^*.d}{\nu}$ où $u^* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} = \sqrt{g.h.S}$ est la vitesse de cisaillement et ν est la viscosité cinématique de l'eau (10^{-6} m²/s).

Cette courbe expérimentale de mise en mouvement a été calée dans un canal rectangulaire à fond plat avec des particules pseudo-sphériques monodispersées. Elle ne doit pas être considérée comme un critère absolu ; cependant, elle correspond à un déplacement significatif de particules. C'est donc une courbe de seuil d'arrachement.

L'utilisation de la courbe de Shields n'étant pas pratique, Yalin (1972) a transformé la relation de Shields en une relation entre τ^* et $d^* = d\left(\frac{g.\Delta}{\nu^2}\right)^{\frac{1}{3}}$ (Figure II.6).

Avec $\Delta = \frac{\rho_s - \rho}{\rho}$ la densité relative des particules.

Au-dessus de cette valeur critique, les grains sont en mouvement tandis qu'en dessous ils sont au repos.

La contrainte de cisaillement adimensionnelle critique τ^*_c présente selon Einstein (1950) la propriété d'être constante et vaut τ^*_c =0,03 à 0,06 pour des diamètres adimentionnels supérieurs à 10.

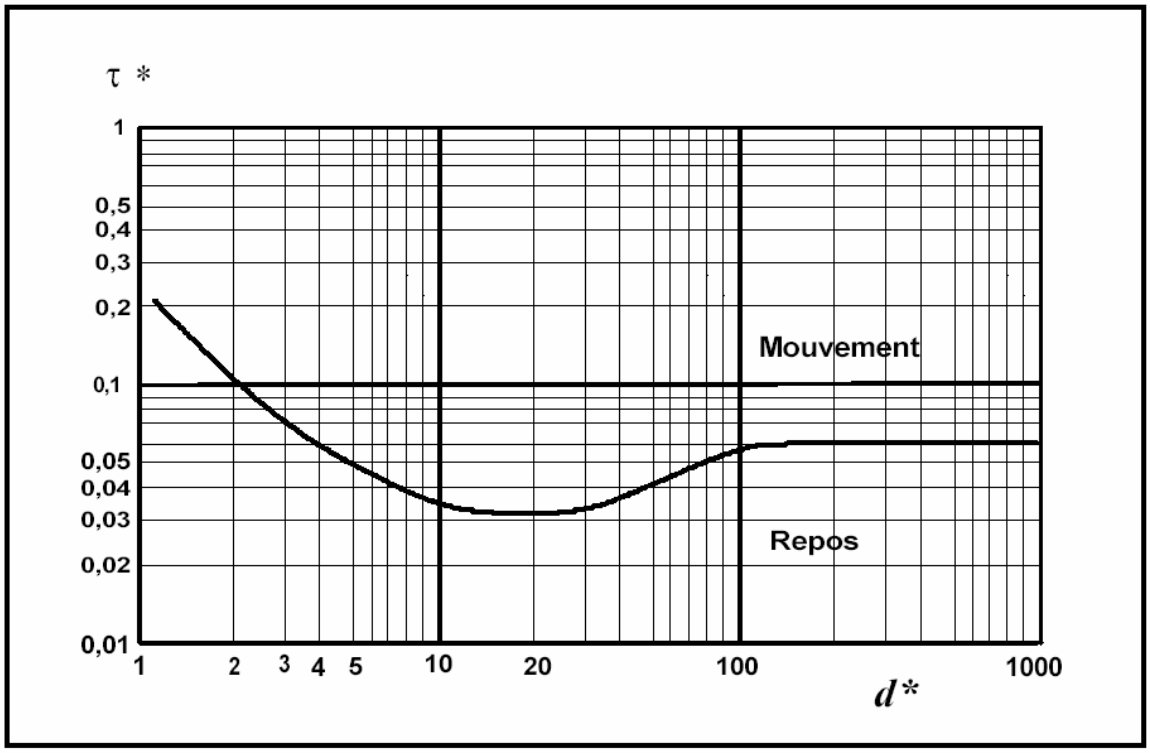


Figure II.6 : Courbe de Yalin-Shields (1936)

En granulométrie étendue, on peut être tenté d'appliquer un seuil de mise en mouvement de ce type pour chaque classe de grains prise séparément. Ce faisant, on néglige le phénomène de masquage. Il est alors préférable d'employer l'une des méthodes spécifiques à la granulométrie étendue exposées plus bas.

Certains auteurs, tel que Julien (1998), ont décomposé la courbe de Shields en plusieurs droites pour simplifier sa quantification.

Pour différentes valeurs de d^*, Julien obtient les valeurs de τ^* suivantes :

$$\tau^* = \begin{cases} 0,354 \ pour \ (d^* < 0,315) \\ 0,177.(d^*)^{-0,6} \ pour \ (0,315 < d^* < 19,24) \\ 0,009.(d^*)^{0,4} \ pour \ (19,24 < d^* < 58,99) \\ 0,047 \ pour \ (d^* > 58,99) \end{cases}$$

II.3.2. Les modes de transport des sédiments

Dans une rivière, les sédiments sont transportés (Figure II.7) :

- par **charriage** : les particules restent en contact étroit avec le fond et se déplacent en glissant, roulant ou sautant. Ce mode de transport concerne les particules relativement grandes (supérieures au millimètre).
- en **suspension** : les particules restent occasionnellement en contact avec le fond. Elles se déplacent par bonds et restent souvent entourées d'eau. Ce mode de transport concerne les particules relativement fines.
- en **charge dissoute** : les particules ne sont jamais en contact avec le fond et se déplacent en étant emportées avec l'écoulement. Ceci concerne les éléments très fins.

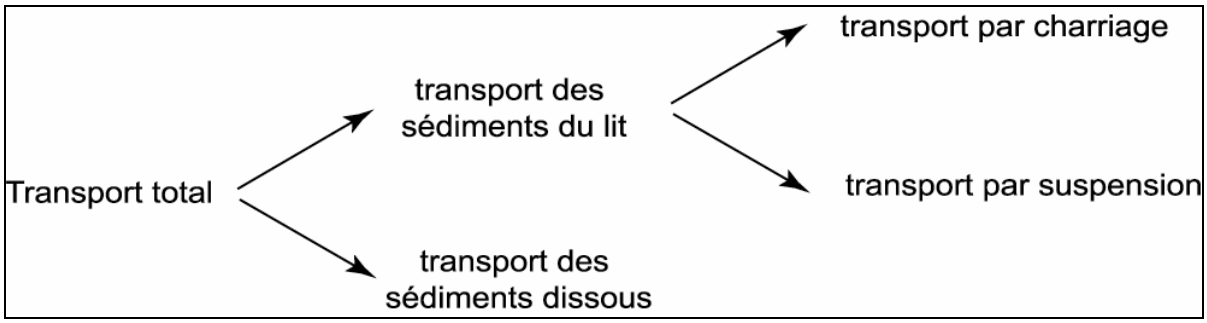


Figure II.7 : Modes de transport

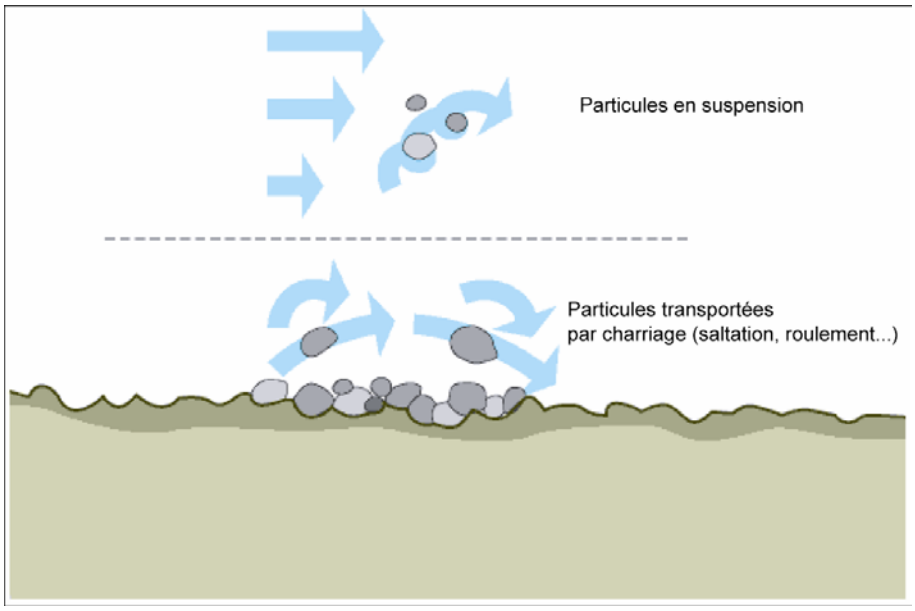


Figure II.8 : Modes de transport des particules en rivière (modifié d'après Armanini et Di Silvio, 1988)

La quantité de sédiments transportée sous une forme dissoute est négligeable par rapport aux deux autres modes de transport. En effet, les mesures effectuées par Guyot (1992) dans la rivière Pilcomayo à la station de Villa Montes montrent que la charge dissoute représente moins de 1% de la charge sédimentaire totale. Nous nous intéressons dès lors qu'au transport par charriage et par suspension.

La répartition complexe entre ces deux modes de transport (charriage et suspension) dépend essentiellement de la dimension et du poids spécifique des sédiments ainsi que de la vitesse et de la turbulence de l'écoulement. Les phénomènes de frottement font que le charriage n'intervient qu'à partir d'une certaine force critique du courant.

Les critères présentés dans le paragraphe précédent permettent seulement de définir un seuil de mise en mouvement. Les lois présentées dans cette partie permettent de définir la capacité de transport, et donc de prédire une quantité de sédiments susceptible d'être transportée.

Avant d'exposer les différentes lois de capacité de transport solide, il est important définir la notion de disponibilité, de capacité de transport et de transport effectif.

Disponibilité : Elle exprime les sédiments présents dans la rivière. Ces sédiments peuvent être la charge de fond sous forme de galets ou le substratum qui par érosion mécanique ou chimique produit des sédiments qui sont susceptibles d'être transportés.

Capacité de transport : Elle exprime la quantité de sédiments (m^3/s) que la rivière est capable de mobiliser.

Transport effectif : Il exprime la quantité de sédiments que la rivière a réellement pu mobiliser. Le transport effectif dépend de la capacité de transport mais également de la disponibilité. Si la capacité de transport est infinie, la rivière ne sera capable de transporter que les sédiments disponibles (transport effectif ≤ capacité de transport).

II.3.3. Aspects fondamentaux des formules de prévision du transport solide

La première formule de transport solide a été proposée par Duboys en 1879. Par la suite beaucoup d'autres formules, totalement empiriques (Einstein, 1950 ; Bagnold, 1973 ; Parker et Klingemann, 1982 ; Chang, 1988) ou reposant sur des bases théoriques (Wiberg et Smith, 1988), sont apparues. Un certain nombre, les plus couramment utilisées, de formules de transport des sédiments par charriage, par suspension et total, sont cités en annexe 3.

Le tableau ci-dessous résume les principales formules de transport par charriage et de transport total, et en particulier synthétise les paramètres utilisés, les limitations intrinsèques qui leur sont associées (dans le cas où l'auteur les précise) ainsi que les références bibliographiques où les formules peuvent être trouvées.

L'analyse du tableau permet de conclure que les caractéristiques des sédiments sont, pour toutes les formulations, les mêmes (d_{50} et γ_s). De façon générale, les formules s'expriment de deux manières :

- soit par la contrainte de cisaillement (Duboys, 1879 ; Meyer-Peter et Müller, 1948 etc…)

- soit par des paramètres hydrauliques tels que la hauteur, la vitesse ou le flux d'eau (Schoklitsch, 1934 ; Smart et Jaeggi, 1983 ; Graf, 1971 etc…)

	Auteurs	caractéristique des sédiments	caractéristique de la formule $f()$	domaine de validité d et S
Formule de charriage	Duboys, (1879)	d_{50}, γ_s	$f(\tau^{*2})$	-
	Schoklitsch (1934)	d_{50}, γ_s	$f(S,q,d)$	d [mm]>6
	Meyer-Peter et Müller (1948)	d_{50}, γ_s	$f(\tau^{*1,5})$	0,4<d [mm]<30
	Ashida-Michiue (1971)	d_{50}, γ_s	$f(\tau^{*1,5})$	0,3<d [mm]<7
	Smart et Jaeggi (1983)	d_{50}, γ_s	$f(S,q,d)$	30<S (m/km)<200
	Ikeda (1988)	d_{50}, γ_s	$f(\tau^{*1,5})$	-
	Chang (1988)	d_{50}, γ_s	$f(\tau^{*1,1})$	-
	Nielsen (1992)	d_{50}, γ_s	$f(\tau^{*1,5})$	-
	Ho-Huang (1992)	d_{50}, γ_s	$f(S,q,d)$	-
Formule de transport total	Einstein (1950)	d_{50}, γ_s	$f(h,d)$	-
	Bagnold (1966)	d_{50}, γ_s	$f(U,\tau^{*},d)$	-
	Engelund et Hansen (1967)	d_{50}, γ_s	$f(\tau^{5/2})$	d [mm]>0,15
	Graf (1971)	d_{50}, γ_s	$f(q,U,h,d,S)$	0,5<S [m/km]<2,5 0,3<d [mm]<24
	Ackers et White (1973)	d_{50}, γ_s	$f(q,U,d,h)$	-
	Karim et Kennedy (1990)	d_{50}, γ_s	$f(U,d,h)$	-
	Van Rijn (1984)	d_{50}, γ_s	$f(U,d,u^{*})$	0,2<d [mm]<2
	Wu (2000)	d_{50}, γ_s	$f(\tau,U,d)$	

Tableau II.1 : Comparaison des aspects fondamentaux des formules de charriage et totales. Les expressions de ces formules se situent en annexe 3.

II.3.4. Evaluation numérique des formules de transport solide

De nombreuses lois de transport ont été validées sur des canaux expérimentaux pour des conditions de pente, de granulométrie etc… bien définies (Meyer-Peter et Müller, 1948 ; Engelund et Hansen, 1967 ; Ackers et White, 1973 etc…). Appliquées à des cas réels, la prédiction de ces lois est souvent peu précise pouvant aller jusqu'à des taux d'erreur excédant les 400 % (Cardoso et Neves, 1994 ; Molinas et Wu, 2001).

Le Guennec (1992), Cardoso et Neves (1994) ont montré qu'il était impossible d'aboutir à une formule viable et universelle.

Le grand nombre de formules disponibles est le symptôme d'absence de leur universalité. En effet, les prévisions de ces formules varient considérablement parce qu'elles sont valables que pour les conditions spécifiques qui ont servi de base à l'établissement de leurs coefficients empiriques.

La première étude d'évaluations de formules de transport de sédiments a été développée par Johnson, en 1939 (dans Gomez et Church, 1989), en comparant leurs résultats à des données de laboratoire. Par la suite, beaucoup d'autres études ont été réalisées, notamment au cours des vingt dernières années (Brownlie, 1981 et Gomez et Church, 1989). Afin d'utiliser la meilleure formule adaptée à notre cas d'étude, nous avons défini différents critères pour la formule de transport solide :

- Formule exprimant le transport par charriage et par suspension
- Prédiction sensée de la capacité solide du transport pour un large spectre granuométrique
- Capacité de transport du même ordre de grandeur que les mesures effectuées sur le terrain

a- Débits solides mesurés dans la rivière Pilcomayo

De nombreuses formules ont été établies à partir de données de laboratoires sur des canaux expérimentaux et sont appliquées sur des rivières naturelles. La rivière Pilcomayo présente la spécificité d'avoir un écoulement tantôt torrentiel, tantôt fluvial et d'avoir un spectre granulométrique très large. Pour mieux discriminer la formule adaptée à notre zone d'étude, nous avons décidé de comparer les valeurs prédites par ces formules aux valeurs mesurées sur le terrain.

Lors de nos missions de terrain, des échantillons d'eau ont été prélevés sur la rivière Pilcomayo à différentes stations pendant la période de basses eaux. Nous avons ainsi pu en déduire la valeur de la charge solide en suspension (tableau II.2). Ces valeurs ne sont qu'indicatives, mais elles illustrent cependant bien l'importance du transport en suspension : même en période de basses eaux, la charge en suspension est loin d'être négligeable.

lieu	charge solide en suspension (en mg/l)
Villa Montes en aval	500
Villa Montes (4km en amont)	3000 (12 h après un orage)
Villa Montes (15 km en amont)	4000 (16 h après un orage)
Puerte Margharita	2000
Sotomayor	0
Puente Sucre	1200

Tableau II.2: Charge solide en suspension mesurée sur différentes stations le long de la rivière Pilcomayo

Entre 1977 et 1982, des mesures de débit d'eau, débit solide, matières en suspension et matières dissoutes ont été effectuées chaque jour par l'organisme SENAMHI (Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología).

Guyot et al. (1990) ont estimé, à partir de ces mêmes données, le débit moyen à 300 m^3/s, le flux de matière en suspension à $72{,}3.10^6$ t/an (concentration : 6240 mg/l) et le flux de matière en charriage à $2{,}9.10^6$ t/an (concentration : 650 mg/l). On remarque que les concentrations de matières en suspension sur le site de Villa Montes que l'on a mesuré sont du même ordre grandeur que celle de Guyot, sachant

que nos mesures ont été effectuées en période de basses eaux et que celle du SENAMHI sont répartis sur une année. C'est cet ordre de grandeur de la charge en suspension que nous utiliserons pour discuter de la validité des prédictions fournies par les formules.

Du point de vue géométrie du lit de la rivière, les mesures que nous avons réalisées sur le terrain, par GPS cinématique au voisinage de la jauge de Villa Montes , ont montré en aval de Villa Montes des pentes de 1 m/km pour une largeur du lit de la rivière de 120 m et des valeurs nettement plus fortes en amont (proche de 5 m/km) dans les gorges. Pour une largeur de rivière de 120 m, la tranche d'eau de la crue, ayant lieu tous les 5 ans, est d'environ 3 m alors qu'à l'étiage elle est de 0,5 à 0,7 m.

Nous allons évaluer la prédiction des lois de transport solide pour un cas numérique donné.

Le tableau ci-dessous (Tableau II.3) montre la valeur des paramètres utilisés. Elles correspondent aux valeurs que l'on peut rencontrer sur la rivière Pilcomayo dans sa partie aval (dans les gorges en amont de Villa Montes). Deux tailles de grains ont été choisies pour représenter le spectre granulométrique du Pilcomayo dans sa partie aval (voir les spectres granulométriques présentés dans le chapitre suivant).

Pente (m/km)	Hauteur (m)	flux eau (m^3/s)	diamètre des grains (mm)
4	1	300	1 et 10

Tableau II.3 : Valeur numérique des paramètres utilisés pour l'évaluation des formules

b- Variation des prédictions des formules pour un cas numérique donné

Dans cette étude nous avons évalué dix sept formules, neuf pour le charriage et huit pour le transport total (Tableau II.4).

A conditions hydrauliques égales (même flux et même pente), quand le diamètre de grains augmente toutes les lois prédisent une diminution du flux solide. En effet, si la rivière conserve une énergie de transport constante, sa capacité à transporter des grains de plus en plus grossiers tend à diminuer.

Si l'on regarde la prédiction des lois d'un peu plus près, on remarquera que leur prédiction est bien supérieure aux mesures effectuées sur le terrain (Duboys, Smart et Jaegi, Van Rijn).

Dans le cas de Smart et Jaegi, leur formule surévalue la capacité de transport pour des grains petits à grossiers. En fait, l'utilisation de cette loi est destinée à des pentes très élevées dépassant les 30 m/km. On déborde largement du domaine de

validité de la loi et dans le cas d'une pente moyenne de 5 m/km la formule n'est pas applicable.

		Charriage (m²/s et [g/l])		Suspension (m²/s et [g/l])		Total (m²/s et [g/l])	
	Diamètre [mm]	1	10	1	10	1	10
Formules de transport par charriage	Duboys, 1879	0,23 [133,4]	0,01 [6,5]	-	-	0,23 [133,4]	0,01 [6,5]
	Schoklitsch, 1934	0,0026 [1,5]	0,0024 [1,4]	-	-	0,0026 [1,5]	0,0024 [1,4]
	Meyer-Peter et Müller, 1948	0,0058 [3,3]	0,0047 [2,6]	-	-	0,0058 [3,3]	0,0047 [2,6]
	Ashida-Michiue, 1971	0,0011 [6,6]	0,0037 [2,1]	-	-	0,0011 [6,6]	0,0037 [2,1]
	Smart et Jaeggi, 1983	0,15 [86]	0,13 [73]	-	-	0,15 [86]	0,13 [73]
	Ikeda, 1988	0,0079 [4,4]	0,0054 [3]	-	-	0,0079 [4,4]	0,0054 [3]
	Chang, 1988	0,0029 [1,6]	0,0047 [2,7]	-	-	0,0029 [1,6]	0,0047 [2,7]
	Nielsen, 1992	0,0087 [4,9]	0,0076 [4,3]	-	-	0,0087 [4,9]	0,0076 [4,3]
	Ho-Huang, 1992	0,0011 [0,6]	0,0011 [0,6]	-	-	0,0011 [0,6]	0,0011 [0,6]
Formules de transport total	Einstein, 1950	0,0031 [1,8]	0,0067 [3,8]	0,0085 [4,8]	0,0019 [1,1]	0,011 [6,6]	0,0087 [4,9]
	Bagnold, 1966	0,0037 [2,1]	0,0037 [2,1]	0,0088 [5]	0,0025 [1,5]	0,012 [7,1]	0,0063 [3,6]
	Van Rijn, 1984	0,82 [464]	0,035 [20]	0,004 [2,3]	0,000061 [0,03]	0,82 [466,3]	0,036 [20]
	Wu, 2000	0,037 [21,1]	0,0027 [1,5]	0,0059 [3,3]	0,00016 [0,016]	0,043 [24,4]	0,0029 [1,5]
	Engelund et Hansen, 1967	-	-	-	-	0,011 [6,7]	0,001 [6]
	Graf, 1971	-	-	-	-	0,025 [14]	0,0026 [1,4]
	Ackers et White, 1973	-	-	-	-	0,01 [5,8]	0,00039 [0,2]
	Karim et Kennedy, 1990	-	-	-	-	0,051 [29,1]	0,0094 [5,3]

Tableau II.4 : Prédiction du transport solide dans un cas donné (le transport par charriage et suspension s'exprime par unité de largeur (m²/s)

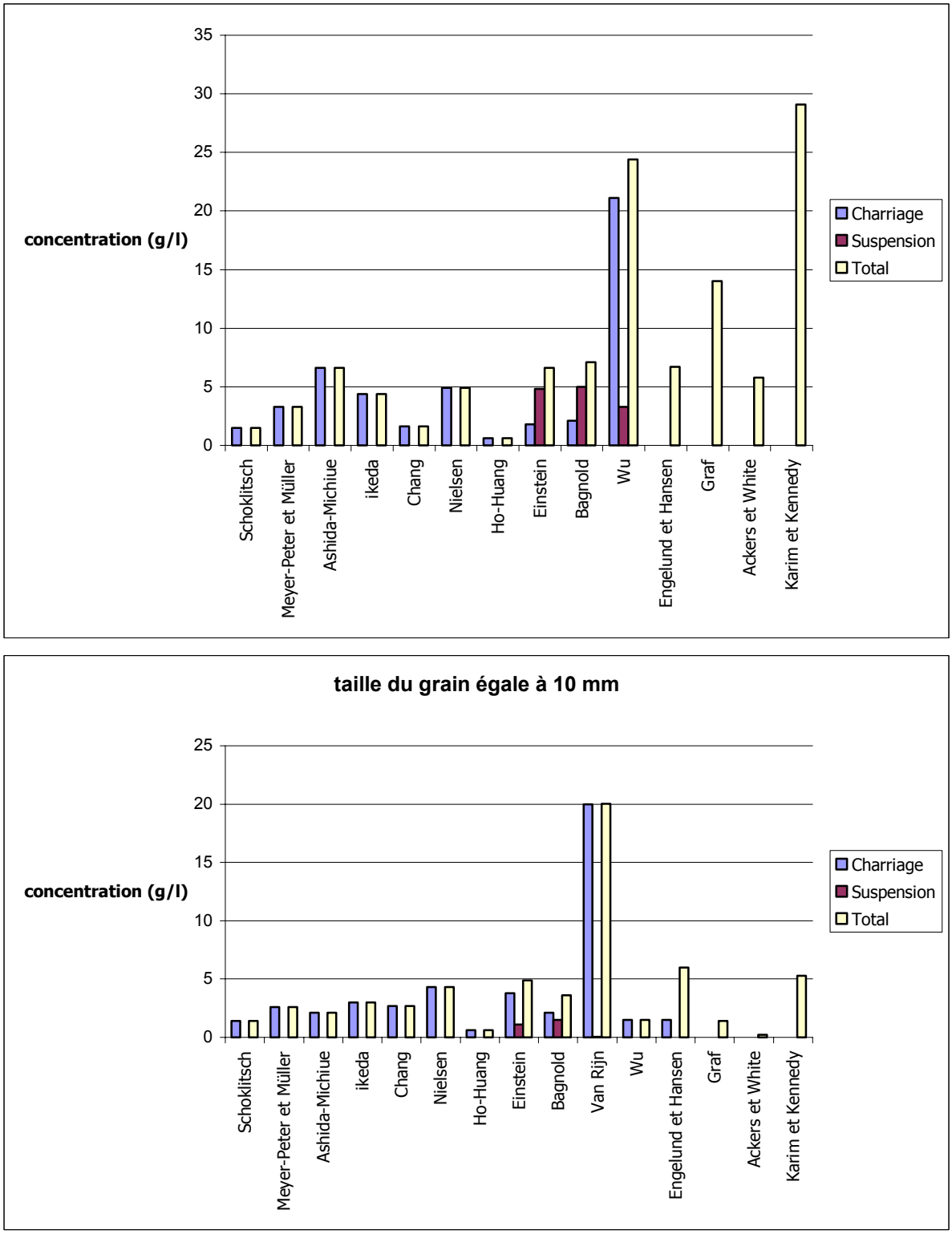


Figure II.9 : Prédiction du transport solide pour différentes lois de transport et deux tailles de grain (dans le premier graphique les prédictions du transport pour la loi de Duboys, Smart et Jaegi et Van Rijn ont été volontairement otées pour un soucis de lisibilité)

La comparaison des prédictions de transport solide par les formules de transport par charriage et total avec les mesures effectuées par Guyot (1992) permet d'écarter certaines formules (la capacité de transport solide estimée par les formules est très supérieure aux mesures effectuées sur le terrain). En effet, les formules de Duboys, Van Rijn, Smart et Jaegi et éventuellement Karim et Kennedy, montrent une surestimation de la capacité de transport solide dans le cas d'une taille de grain de 1 mm. Ainsi, si l'on souhaite prédire le transport solide de particules argileuses ou silteuses, ces formules ne seraient pas adaptées.

c- Comparaison des estimations de capacité de transport solide en fonction de la taille des grains

Dans le paragraphe précédent, on a vu que dans un cas donné les prédictions pouvaient varier considérablement d'une formule à l'autre.

Afin de déterminer la formule qui donne les meilleurs résultats pour notre zone d'étude, nous avons comparé les prédictions du transport solide pour différentes conditions hydrauliques (pente et flux d'eau variables) et pour différentes tailles de grains.

Comparaison des lois de charriage

Nous avons comparé cinq lois de charriage (Figure II.10) pour des valeurs de diamètre de grains différentes et des conditions d'écoulement différentes (variation de la pente et de la hauteur d'eau). Les lois de charriage de Bagnold et d'Einstein proviennent du terme de charriage de leur loi totale. Nous avons décidé de ne pas tester les autres lois de charriage présentes dans le tableau II.4 car elles ressemblent fortement soit à la formule de Meyer-peter et Müller soit à la formule de Schoklitsch.

Si la pente ou la hauteur d'écoulement augmente, les lois de charriage prédisent également une augmentation du flux de sédiments. En effet, en augmentant la pente de la rivière ou sa hauteur d'écoulement, on augmente son énergie ainsi que sa capacité à transporter des sédiments.

La loi de Bagnold et de Scholtisch ne varient quasiment pas avec le diamètre des grains. Ainsi, quelque soit la taille du grain, la valeur du flux est identique ce qui tendrait à dire que l'énergie de la rivière est toujours suffisante pour transporter une particule de n'importe quelle taille. Cette observation pose un grand problème physique. En effet, si on se réfère au diagramme de Hjulström (1935), l'augmentation du diamètre de la particule à transporter nécessite l'augmentation de l'énergie de la rivière (exprimée par la vitesse d'écoulement dans le diagramme de Hjulström). Ainsi, à conditions énergétiques constantes, l'augmentation du diamètre de la particule tendrait à diminuer la capacité de transport. Les lois de Bagnold et de Scholtisch semblent prédire le contraire.

Les autres lois présentent un comportement similaire sauf la loi d'Einstein qui prédit avec la diminution de la taille des grains une diminution de leur transport. La

loi de charriage de la loi totale d'Einstein n'est plus efficace pour des petites tailles de grains.

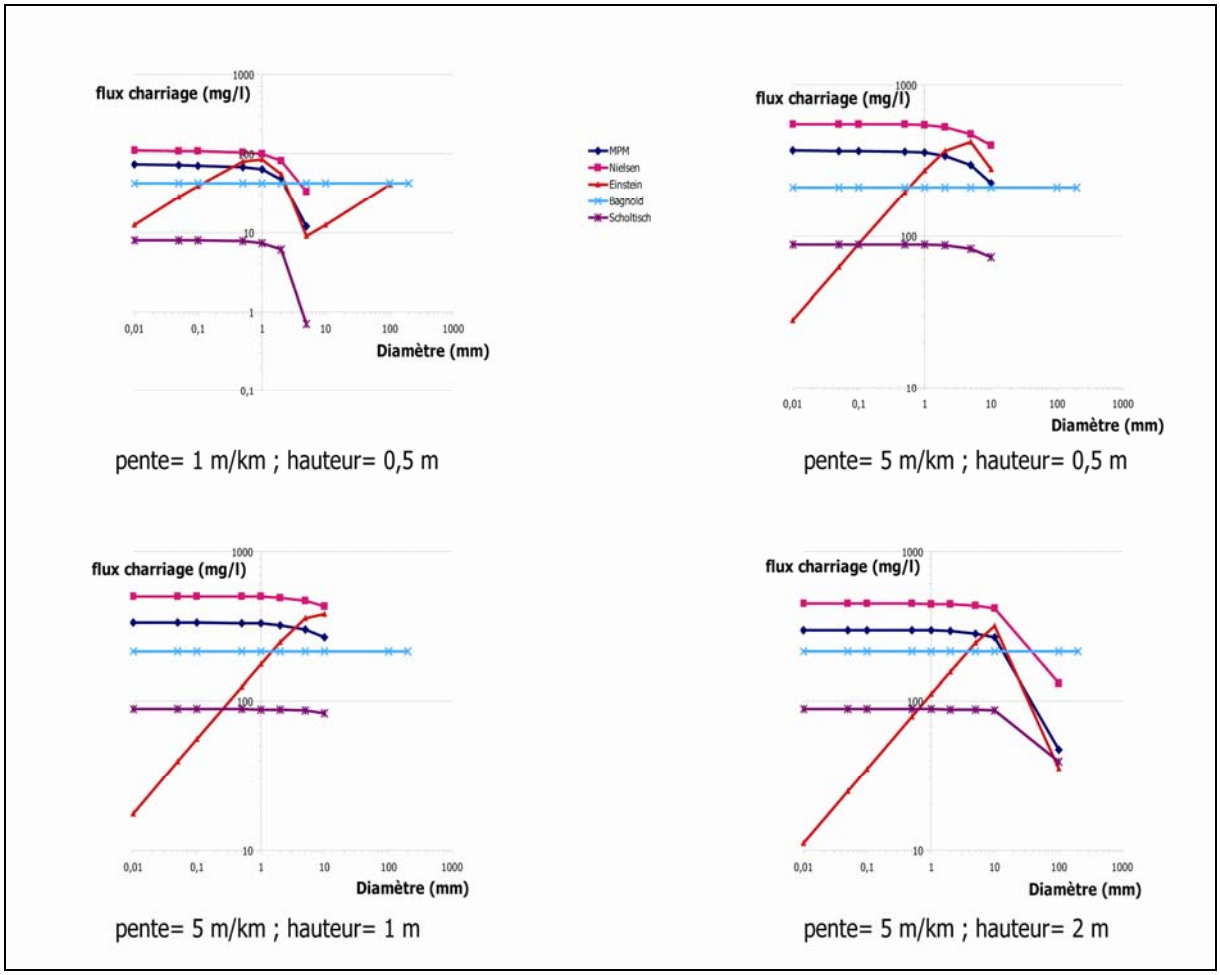


Figure II.10 : Prédiction du transport solide par charriage pour des conditions énergétiques de rivière variables

Remarque : quand le diamètre des grains devient trop élevé, les flux de charriage prédits par certaines lois sont proches de zéro. Ainsi, par soucis de clarté des graphiques, quand la valeur de flux est trop faible, elle n'a pas été intégrée au graphique.

Comparaison des lois de suspension

Nous avons comparé également quatre lois de suspension pour des valeurs de diamètres de grains différentes et des conditions d'écoulement différentes (variation de la pente et de la hauteur d'eau). Comme dans le paragraphe précédent, les lois en suspension sont tirées du terme "en suspension" de la loi de transport total.

De la même façon que les lois de transport par charriage, quand l'énergie de la rivière augmente les flux solides par suspension augmentent également. De plus, quand le diamètre des particules diminue le flux solide augmente.

Les graphiques ci-dessous (Figure II.11) montrent la limite des lois en suspension. En effet, dès que la taille des grains devient très petite (inférieur à 500 μm) les lois prédisent des flux très importants. Par exemple la loi de Van Rijn (1993) prédit dans le cas d'une pente de 5 m/km et d'une hauteur d'écoulement d'eau de 1 m une concentration de plus de 100 g/l pour les particules d'un diamètre de 100 μm. On se trouve alors dans une rivière hyperconcentrée et les hypothèses selon laquelle la masse volumique reste constante deviennent caduques. On ne peut donc plus utiliser les lois classiques de vitesse (Chézy, Manning-Strickler…).

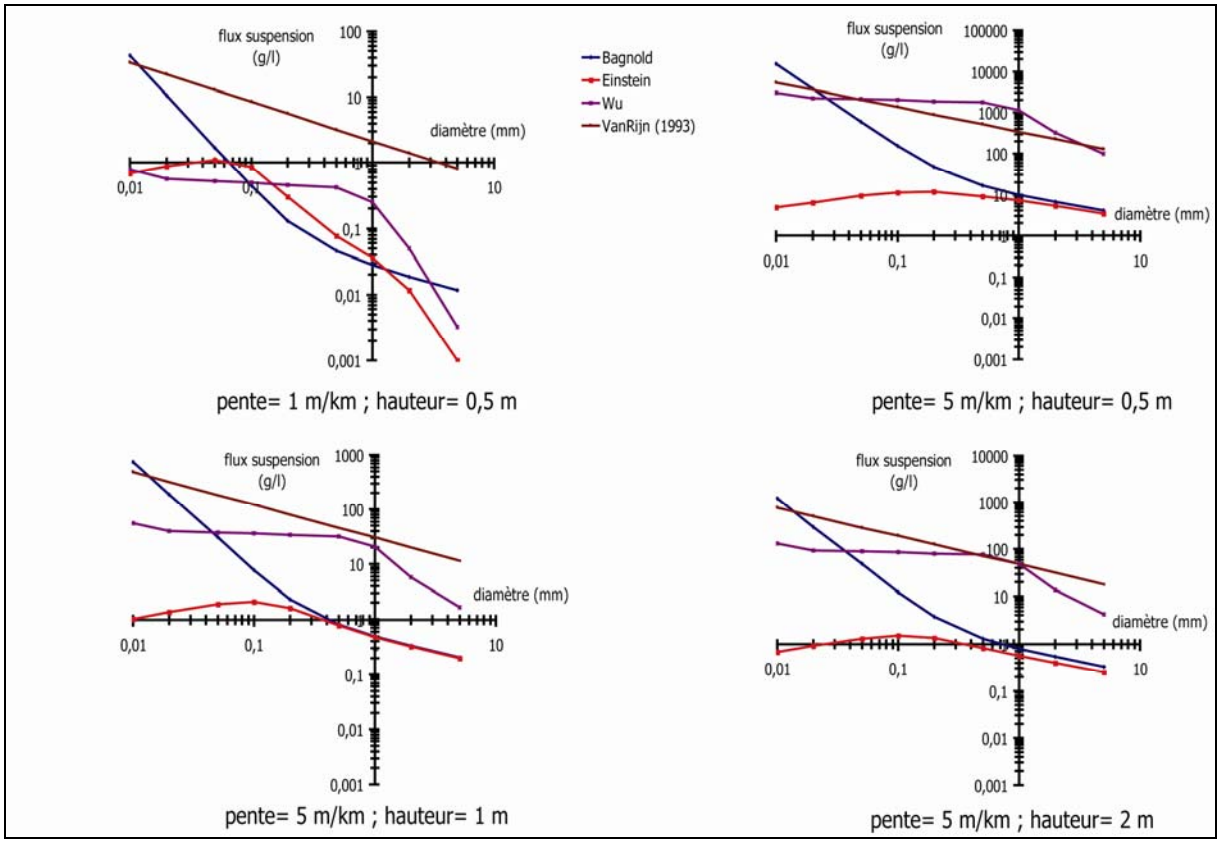


Figure II.11 : Prédiction du transport par suspension pour des conditions énergétiques de rivière variables

Par ailleurs, la loi d'Einstein (1950) et la loi de Wu (2000) ont un comportement assez similaire pour des valeurs de pentes faibles. Elles prédisent toutes deux des faibles flux, mais les concentrations de Wu sont pratiquement constantes, alors que la loi d'Einstein prédit une augmentation pour les fractions les plus fines. La comparaison des mesures de charge solide de matières en suspension effectuées dans la rivière Pilcomayo avec les prédictions des formules de Wu et d'Einstein sont du même ordre de grandeur.

Toutefois, dans des conditions hydrauliques plus intenses (pente et hauteur d'eau plus fortes), la loi de Wu semble trouver ses limites et son comportement a tendance à surévaluer les flux de sédiments transportés.

Comparaison des lois de transport total

Nous avons procédé de la même façon que celle citée dans les paragraphes précédents et avons réalisés nos tests sur quatre lois de transport total (Figure II.12).

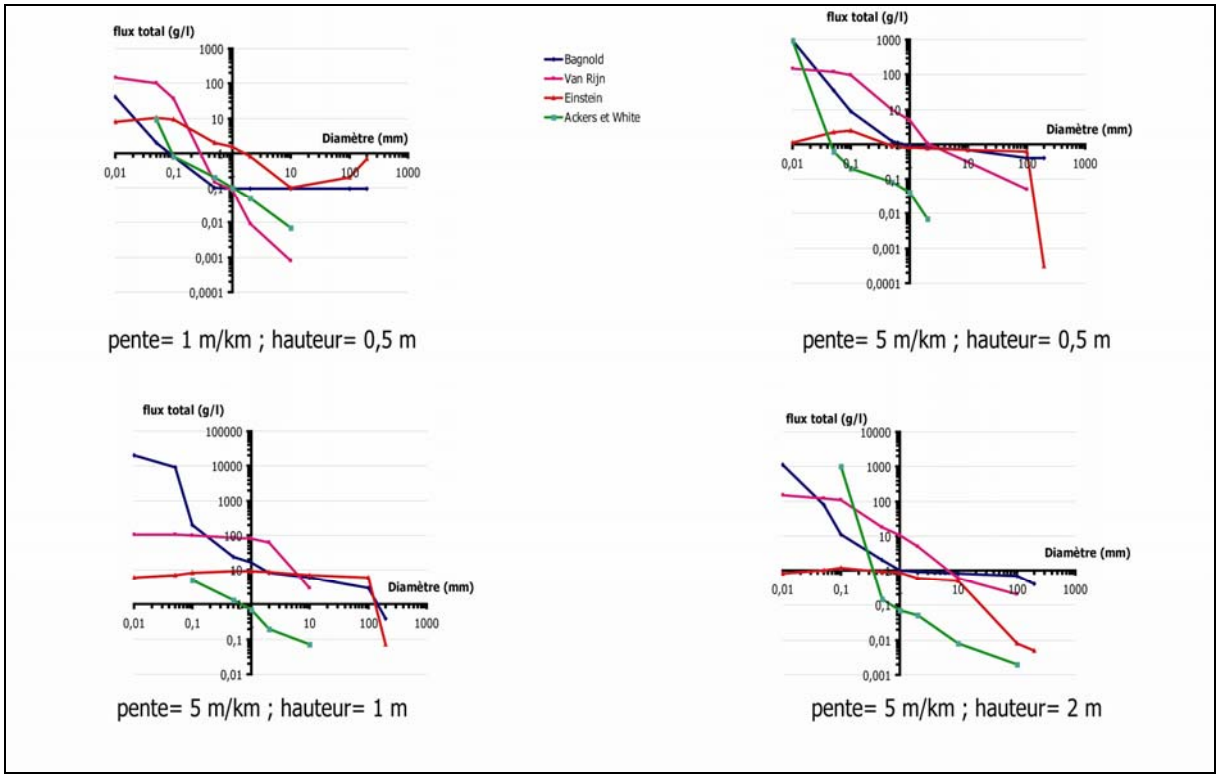


Figure II.12 : Prédiction du transport total de sédiments : g/l en fonction de la granulométrie, pour différentes conditions hydrauliques.

Les observations effectuées sur le comportement des lois en suspension sont similaires à celles faites sur les lois de transport total. Les lois, mise à part celle d'Einstein, prédisent, pour des tailles de grains petites, des flux très importants dépassant souvent les 100 g/l.

Si on compare les concentrations prédites par les lois de transport et les concentrations réelles mesurées sur le terrain, on remarque que la loi d'Einstein donne de meilleurs résultats que les autres lois pour un spectre granulométrique large. La loi d'Einstein met en évidence la compétitivité entre deux processus en fonction de la taille des grains à transporter (Figure II.13). Quand les grains sont de petites tailles (inférieur à 0,1 mm) le transport effectif est essentiellement suspensif (le transport par charriage devient négligeable). Inversement, pour des tailles de grains plus élevées, le transport par suspension devient négligeable et le transport par charriage devient prépondérant dans le transport total des sédiments.

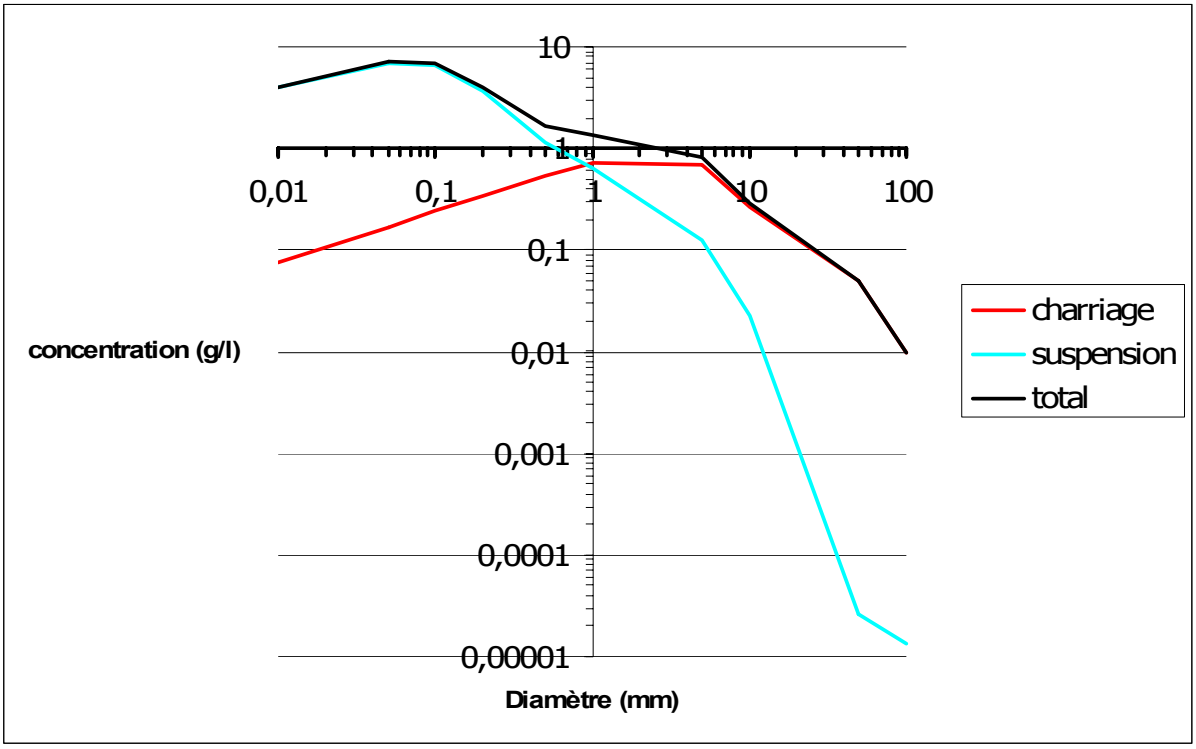


Figure II.13 : prédictions pour différentes granulométries du transport par charriage, suspension et total de la loi d'Einstein. La pente est de 5 m/km et le flux d'eau de 50 m^3/s.

Pour conclure le paragraphe sur le transport fluviatile des sédiments, la loi d'Einstein (1950) semble la plus adaptée pour simuler le transport des sédiments dans la rivière Pilcomayo. Ainsi, c'est cette loi que j'utiliserai dans le cadre du modèle COBASE pour prédire les flux de sédiments transportables.

II.4. Le transport sur les versants

La difficulté de la modélisation de l'érosion des versants réside essentiellement dans la multitude de formes et des processus de versants qui varient en fonction des conditions climatiques (végétation, précipitation, température ….), de la nature des roches (cohésion interne, nature minéralogique…), des conditions tectoniques (sismicité, taux de surrection….) et des facteurs anthropiques (Selby, 1993). On peut néanmoins distinguer deux grands types de versants : les versants dont la forme est façonnée par des processus essentiellement **gravitaires** de type avalanche de débris, coulée de débris (*debris flow*) ou reptation de sol et ceux qui sont façonnés par des processus liés aux **écoulements d'eau** de type ruissellement de surface, impact des gouttes de pluies ou érosion et transport dans des rigoles. Lorsque l'on cherche à modéliser la dynamique des reliefs à l'échelle continentale, il est nécessaire de définir des lois simplifiées d'évolution qui tiennent compte de la variété de ces processus.

Figure II.14 : Forme des versants boliviens dans la cordillère orientale (Puente Sucre)

Les versants de la rivière Pilcomayo sont globalement de formes arrondis mais également légèrement incisés sous forme de rigoles. La morphologie de ces versants (Figure II.14) est liée aux ruissellements de surface qui façonnent le relief.

Plusieurs modèles ont été proposés :

Le modèle le plus simple, et de loin le plus utilisé, est un modèle de diffusion linéaire (Culling, 1960 ; Fernandes et Dietrich, 1997) du type :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = K_d \frac{\partial^2 h}{\partial x^2}$$

avec K_d le coefficient de diffusion et h l'altitude.

Ce modèle englobe une série de processus d'érosion et transport qui redistribue la matière très localement, et proportionnellement à la pente : impact des gouttes de pluies et fluage du sol entre autres (Kirkby, 1971). Le matériel est supposé s'éroder facilement et être toujours disponible, i.e. le système est de type limité par le transport.

Un modèle de diffusion non-linéaire empirique a été proposé par différents auteurs pour introduire l'idée de pente critique au voisinage de laquelle les flux sédimentaires augmentent plus que linéairement (Anderson, 1994 ; Howard, 1994 ; Martin, 2000). L'expression proposée par Roering et al. (1999) a le mérite, selon Lague (2001), de correctement prédire la forme des versants constitués d'un sol épais et ayant de fortes pentes. Le flux sédimentaire par unité de largeur q_s est donné par l'expression suivante :

$$q_s = \frac{K_d S}{1 - (S / S_c)^2}$$

avec S la pente principale, S_c une pente critique et K_d un paramètre ayant les dimensions d'un coefficient de diffusion.

Comme pour la diffusion linéaire, les auteurs font l'hypothèse d'un modèle en transport limité et le bilan de masse s'écrit donc :

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

Avec U le taux de surrection tectonique.

Ce modèle prédit une augmentation rapide du flux sédimentaire au voisinage de la pente critique, alors que pour des pentes faibles l'évolution des versants est gouvernée par une équation de diffusion.

La dernière classe de modèle correspond aux processus gravitaires que l'on rencontre dans les domaines orogéniques actifs ou sur les flancs de volcans. Ces processus gravitaires correspondent à des glissements de terrains ou de grandes coulées de débris par exemple.

La modélisation la plus simple de ces processus est l'introduction d'un seuil de stabilité S_c qui ne peut être dépassé. Cette pente maximale de stabilité dépend de la cohésion et de l'angle de friction interne de la roche et/ou du sol (Selby, 1993 ; Schmidt et Montgomery, 1995 ; Densmore et al., 1997). Comparée aux trois modèles précédents, cette approche implique qu'une fois la pente de stabilité atteinte, les processus gravitaires se déclenchent. Ainsi, la forme des versants est indépendante du flux sédimentaire. Les variations du taux d'incision de la rivière à la base du versant sont alors accommodées par la variation du (1) nombre de glissements et/ou (2) la taille des glissements élémentaires. Pour modéliser correctement les flux sédimentaires moyens, il faut donc connaître la distribution taille-fréquence des glissements de terrains. Cette distribution est une loi puissance dont l'exposant varie depuis 1,1 (Taiwan) à 1,5 (Nouvelle-Zélande) (Stark et Hovius, 2001), suggérant que la surface affectée par les glissements est essentiellement contrôlée par les petits évènements. Le passage aux volumes de sédiments érodés requiert un modèle aire-volume encore mal contraint, mais qui suggérerait une prédominance des plus grands évènements (Hovius et al., 1997; Hovius et al., 2000 ; Stark et Hovius, 2001).

En conclusion de cette revue des modèles de versants, il faut souligner que le modèle diffusion linéaire est purement empirique et qu'il est pratique pour modéliser la redistribution de matière à l'échelle locale ou pour simuler la l'évolution des chaînes de montagnes (Paola et al., 1992 ; Avouac et Burov, 1996).

Dans notre modèle COBASE, l'équation simple de diffusion (Culling, 1960 ; Fernandes et Dietrich, 1997) sera utilisée pour modéliser les phénomènes de transport des versants (reptation des sols entre autres). Le ruissellement des versants sera pris en compte par la loi d'Einstein.

II.5. L'érodabilité des sols

La loi d'Einstein donne le flux de sédiments maximum transportable par l'eau (dans la rivière ou sur les versants sous forme de ruissellements). Il nous faut le comparer au flux de sédiments réellement disponible. Ce flux disponible est la somme du flux provenant de l'amont et du flux de sédiments maximum issu de l'érosion du sol sous-jacent. Cette érosion est contrôlée par un critère d'érodabilité. On retombe là dans un problème largement abordé par les modèles géomorphologiques globaux présentés dans la première partie de la thèse, en particulier dans le cadre des modèles d'incision fluviale limitée par la capacité de détachement. Mais l'altération des sols est également un moyen de fournir des sédiments potentiels aux rivières (Anderson et Humphrey, 1989 ; Arrowsmith et al., 1996), et donc la vitesse de mise à disponibilité des sédiments recouvre à la fois ces processus d'altération et ces processus d'incision fluviale.

Nous avons voulu tester deux critères d'érodabilité différents :

- (mm/an)
- (mm/an/Pa)

Dans le premier cas, la vitesse de mise à disponibilité des sédiments est constante sur l'ensemble de la grille de simulation. La deuxième loi est proportionnelle à une constante et à la contrainte de cisaillement (adapté de Howard, 1994 ; Whipple et Tucker, 1999). Ainsi, plus le flux d'eau est important (plus la contrainte de cisaillement l'est aussi), plus l'énergie de la rivière est élevée et plus la rivière est susceptible d'éroder les sédiments du fond de la rivière.

Les deux lois ont été testées sur une topographie simple analytique constituée de deux bosses et une cuvette (Figure II.15) dont l'équation est :

$$z = 2500 - 700.\cos\left(\frac{2.\Pi.(x-25)}{50}\right) - 4y$$

Le bassin a une aire totale de 5000 km² (100∗50) et une maille de 2 km. Le flux d'eau est constant et vaut à l'exutoire du bassin 100 m^3/s. La loi de transport fluviatile d'Einstein et la loi de diffusion ont été intégrées au modèle. Les paramètres de transport ont été laissés constants et valent :

K_d = 0,1 (coefficient de diffusion)
K_e = 0,5 (coefficient de la loi d'Einstein)

Nous avons fait varier l'érodabilité de 0,01 à 100 mm/an et pris comme contrainte τ_0 à 10 Pa.

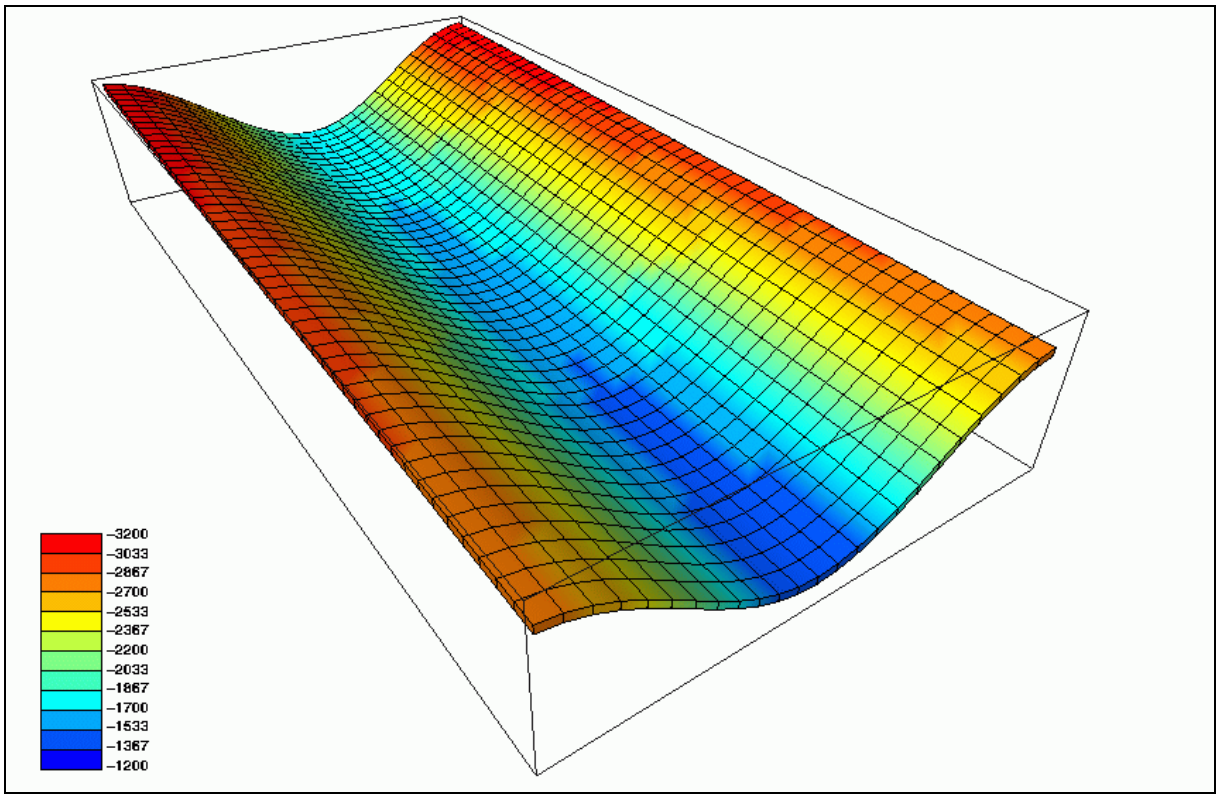


Figure II.15 : Schéma de la topographie simple utilisée pour tester les deux critères d'érodabilité

Nous avons calculé l'érosion moyenne du bassin-versant après une simulation de 1000 ans en intégrant les processus de transport sur les versants et dans la rivière.

L'érosion moyenne sur l'ensemble du bassin est plus faible en utilisant la loi d'érodabilité fonction de la contrainte de cisaillement (Figure II.16).

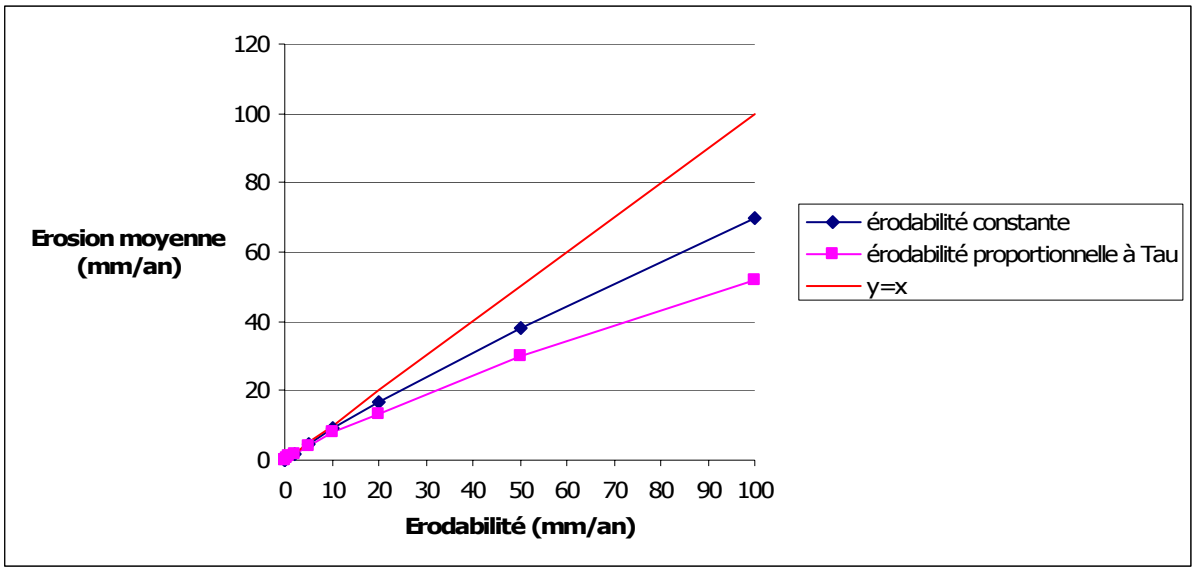


Figure II.16 : Comparaison des lois d'érodabilité en fonction de l'érosion moyenne sur l'ensemble de la topographie

Le critère utilisant une érodabilité fonction de la contrainte de cisaillement est la plus réaliste. Cette loi prend plus en compte la physique même de l'érosion des sédiments (voir la présentation des modèles géomorphologiques dans le chapitre précédent). Elle permet de contraindre l'érosion du bassin-versant en fonction des précipitations. Ainsi, sur un bassin-versant de grande taille, notre érodabilité n'est pas constante mais varie avec les précipitations.

Ainsi, dans le modèle COBASE, nous avons retenu ce critère pour exprimer l'érodabilité.

II.6. Modèle de largeur de la rivière

La fermeture de notre modèle numérique repose sur une dernière équation, qui exprime la relation entre la largeur de la rivière et le flux d'eau. Pour chaque maille du modèle, un débit d'eau moyen est calculé puis à partir de l'expression ci-dessous on en déduit la largeur moyenne du chenal de la rivière.

$$\boxed{w = k_b . Q_e^b}$$

Q_e = débit moyen d'eau (m^3/s)
w = largeur de la rivière (m)

De nombreux auteurs se sont penchés sur la valeur des coefficients k_b et b. Leopold et Maddock (1953), Leopold et Miller (1956) et Yalin (1992) s'accordent à dire que la valeur de b est de l'ordre de 0,5.

Pendant la mission de terrain réalisée en octobre 2001 (période précédent la saison des pluies), nous avons réalisé, à plusieurs endroits, des mesures de la largeur de la rivière Pilcomayo ainsi que sa zone inondable, de sa vitesse d'écoulement et de la profondeur du chenal.

w (m) (étiage)	w (m) (pluies)	Q (m^3/s) (étiage)	Q (m^3/s) (pluies)	k_b (étiage)
127	404	98	991,7	12,83
89	165	103	354,02	8,77
66	157	75	424,4	7,62
132	320	237	1392,84	8,57
41	89	32	150,79	7,25
30	190	24	962,67	6,12
31	300	14	1311,37	8,29

En connaissant la largeur et le flux d'eau à l'étiage, nous en avons déduits le coefficient k_b dont la valeur est proche de 8, proche de la valeur proposée par Yalin (1992). Ensuite, à partir de la largeur de la rivière estimée en période de pluies (surface inondable) nous en avons déduits le flux d'eau.

II.7. Equations utilisées dans COBASE - Synthèse et Applications -

L'objectif de la modélisation est de simuler l'évolution sur plusieurs milliers d'années de la rivière Pilcomayo et de son bassin-versant. Pour ce faire, nous devons simuler les phénomènes d'érosion du bassin et les différents modes de transport de sédiments sur les versants et dans la rivière.

Pour parvenir à cet objectif, nous utiliserons trois lois : deux pour simuler le transport des sédiments et une pour contrôler l'érodabilité du sol pouvant être modulées par l'utilisateur en utilisant leur coefficient respectif (K_e, K_d et e) (Figure III.17).

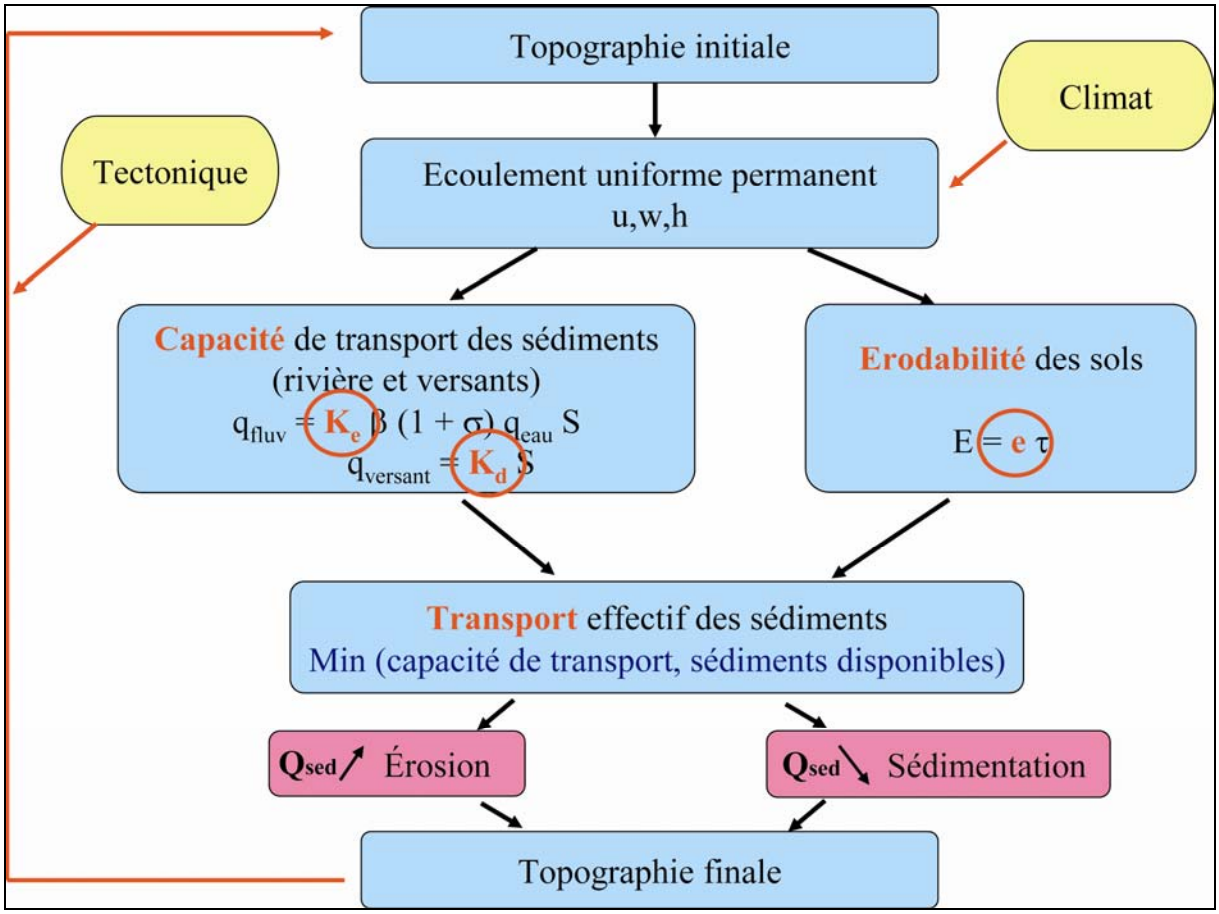


Figure II.17 : Etapes nécessaires au développement du modèle numérique

II.7.1. Le transport fluvial des sédiments

Le transport des sédiments par un cours d'eau a été défini dans le modèle COBASE par la loi d'Einstein. Cette loi nous indique le flux maximal de sédiments transportable par l'eau.

Le flux d'eau (en m^3/s) est calculé en chaque point du bassin, en laissant s'écouler l'eau progressivement des points hauts vers les points bas, et en appliquant le principe de conservation du volume d'eau. Nous supposons ainsi que l'écoulement de l'eau est permanent.

En chaque point du bassin, la largeur du chenal par lequel s'écoule l'eau est calculée en appliquant une loi géomorphologique empirique, reliant la largeur (w, en m) au flux d'eau (Q_e en m^3/s) :

$$w = 8.\sqrt{Q_e}$$

Par exemple, un débit de 100 m^3/s s'écoule dans un chenal de 80 m de large, tandis qu'un débit de 1 000 m^3/s nécessitera un chenal de 253 m de large.

Les formules décrites en annexe 1 (nombre de Reynolds et nombre de Froude) permettent de montrer que dans le cas de la rivière Pilcomayo, l'écoulement est toujours turbulent (Re> 2400) avec un comportement soit fluvial (Fr<1) ou soit torrentiel (Fr>1). Dans le cas d'un écoulement torrentiel, la vitesse calculée, à partir de lois classiques telles que Chézy ou Manning-Strickler, est généralement surestimée. Ainsi, en fonction de la nature de l'écoulement, on définit soit une vitesse « réelle » (Fr<1) calculée à partir de la loi de Manning-Strickler ou soit une vitesse critique (Fr>1) calculée à partir de l'expression du nombre de Froude, en prenant ce dernier égal à 1.

La vitesse de l'eau est alors calculée, en prenant le minimum entre la vitesse « réelle » et la vitesse critique de l'écoulement :

$$U_n = 9{,}5\left(\frac{Q_e}{w}\right)^{0,4} S^{0,3} \approx 4{,}2.Q_e^{\,0,2}.S^{0,3}$$

$$U = min(U_n, U_c)$$

$$U_c = \left(\frac{g.Q_e}{w}\right)^{0,33} \approx 1{,}07.Q_e^{\,0,167}$$

En appliquant le principe de la conservation de la masse, $Q_e = U.h.w$, on en déduit la hauteur h de l'écoulement et nous pouvons calculer la contrainte de cisaillement induite par l'écoulement contre le sol :

$$\tau = \rho.g.h.S$$

Cette contrainte de cisaillement nous permet de calculer l'efficacité du transport des sédiments par l'eau, caractérisée par le paramètre ψ (égal à l'inverse de la contrainte adimensionnelle) :

$$\frac{1}{\tau^*} = \psi = \frac{(\rho_s - \rho).g.d}{\tau}$$

Nous avons donc défini l'ensemble des paramètres hydrauliques de l'écoulement. Calculons désormais la capacité de transport de la rivière en utilisant la loi de transport total d'Einstein.

La loi de transport total d'Einstein comprend deux termes : un pour le charriage et un autre pour la suspension.

Rappelons les deux termes de la loi d'Einstein. La capacité de transport par charriage s'exprime par :

$$q_b = \Phi \cdot\sqrt{(s-1).g.d^3}$$

Avec $\Phi = \frac{C}{A}\frac{p_e}{1-p_e}$ et $p_e = 1 - \frac{1}{\sqrt{\pi}}\int_{-B\psi-1/\eta_0}^{+B\psi-1/\eta_0} e^{-y^2} dy$

avec B=0,143 et η_0=0,5 deux constantes calées empiriquement, C est la concentration de chaque classe granulométrique et A une constante déterminée expérimentalement et valant 43,6.

Le flux de sédiments par charriage peut se calculer facilement en utilisant une courbe du flux de sédiments adimensionné (Φ) en fonction de la contrainte de cisaillement adimensionnée (τ^*) (Figure II.18).

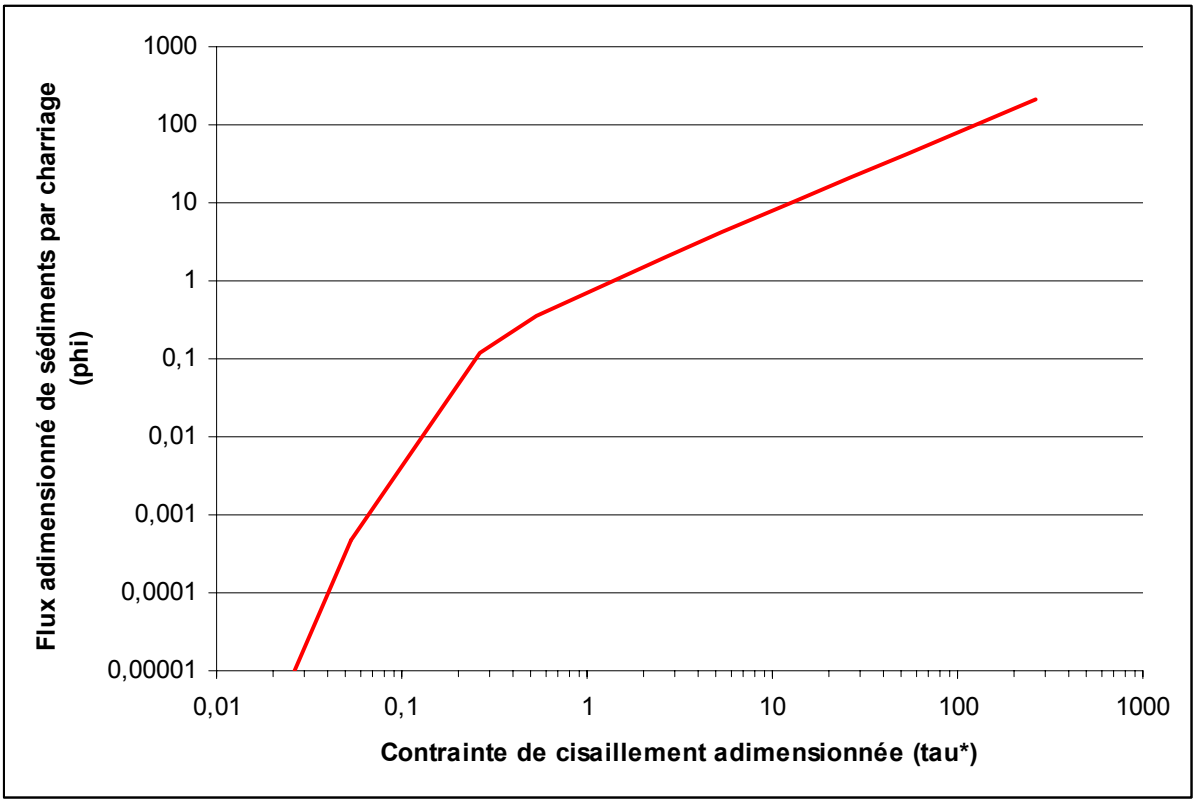


Figure II.18 : Relation entre la contrainte adimensionnée et le flux de sédiments adimensionné par charriage de la loi d'Einstein

Le transport par suspension de la loi d'Einstein s'exprime en fonction du transport par charriage et de deux intégrales (voir annexe 3).

$$q_s = q_b.\left(2{,}303\log\left(\frac{30{,}2.h}{d}\right).I_1 + I_2\right)$$

On peut quantifier les intégrales I_1 et I_2 en fonction du nombre de Rouse (Figure II.19) :

$$Z = \frac{\omega}{\kappa.u^*}$$

Avec : $w_s = 1{,}75.\sqrt{\frac{g.d.(\rho_s - \rho)}{\rho}}$ et $u^* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}}$

κ = 0,4 la constante de Von Karman, w_s la vitesse de chute de la particule et u^* la vitesse de cisaillement (m/s).

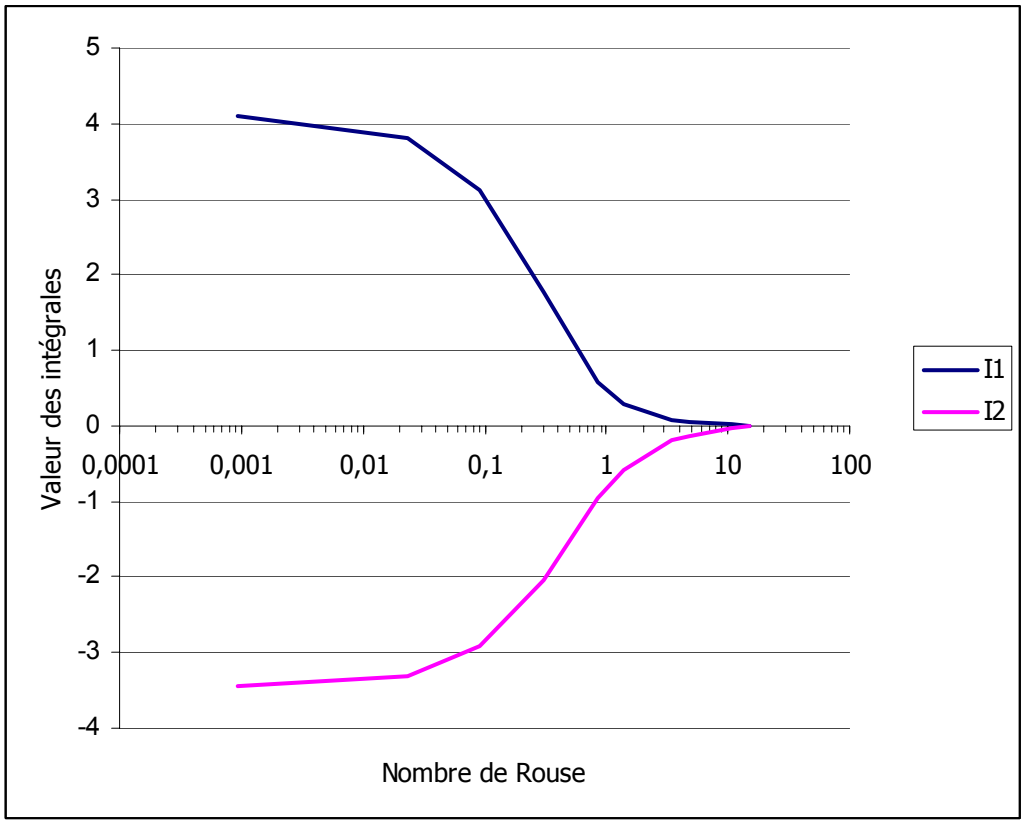


Figure II.19 : Relation entre le nombre de Rouse et les deux intégrales de la loi de transport par suspension d'Einstein

Ainsi on peut, à partir des relations, de ces deux courbes, d'une taille de grain et d'une condition hydraulique donnée, calculer la capacité de transport par charriage et par suspension.

II.7.2. Le transport le long des versants

Le transport des sédiments le long des versants est supposé défini par une équation de diffusion simple : le flux de sédiments glissant le long des versants est proportionnel à la pente, via un coefficient de diffusion.

$$q_{diff} = K_d . S$$

Le transport maximum de sédiments est ainsi défini par la somme du transport fluvial et du transport le long des versants, soit :

$$q_{sed} = q_{ein} + q_{diff}$$

Pour chaque maille du modèle, une capacité de transport fluviatile et de diffusion est calculée. Quand la maille est située sur les versants de la topographie, les deux formules simulent la diffusion des versants (reptation, éboulement etc… pour la loi de diffusion et ruissellement pour al loi d'Einstein) et quand la maille est située dans

la rivière, la capacité de transport de la loi de diffusion devient négligeable devant la capacité de transport de la formule d'Einstein (liée à la faible pente).

II.7.3. L'érodabilité des sols

Les deux lois ci-dessus nous donnent le flux de sédiments maximum transportable par l'eau. Il nous faut le comparer au flux de sédiments réellement disponible, c'est-à-dire au flux de sédiments maximum issu de l'érosion du sol. Cette érosion est contrôlée par une loi d'érodabilité, qui suppose que le taux d'érosion local (dans une maille donnée) est proportionnel à la contrainte de cisaillement. Soit E le taux maximum d'érosion local, nous supposons :

$$\boxed{E = \varepsilon.\tau}$$

Le flux réellement transporté en un point donné du bassin sera égal au minimum entre la capacité de transport (fluvial + versant) et la disponibilité, la disponibilité étant définie par les sédiments issus de l'érosion du substratum et les sédiments (sous forme de galets par exemple) déjà présents dans le lit de la rivière.

Nous avons ainsi construits un modèle numérique prenant en compte deux modes de transport et une érodabilité restreinte. Trois grands paramètres contraignent ce modèle :

- K_e (km²/ka) $\Rightarrow$ transport fluvial
- K_d (km²/ka) $\Rightarrow$ transport le long des versants
- E (mm/an/Pa) $\Rightarrow$ Erodabilité

Remarque : Les phénomènes d'abrasion des galets ont été volontairement omis afin de préserver une qualité d'analyse des résultats des modélisations à venir.

II.7.4. La multigranulométrie

Un des grands intérêts de cette modélisation est de tenir compte, dans la charge de fond de la rivière modélisée, de plusieurs granulométries.

Intéressons nous au coefficient d'uniformité de Hazen exprimant le ratio d_{60}/d_{10}. Ce paramètre décrit précédemment exprime l'uniformité ou non de la granulométrie. Dans les rivières de montagnes (par exemple le Pilcomayo), la granulométrie est généralement étendue. Il est dès lors important de tenir compte non pas d'une seule mais de plusieurs granulométries dans le modèle afin d'être, le plus possible, fidèle à la représentation granulométrique de la charge de fond de la rivière. Afin de représenter l'ensemble du spectre granulométrique, tout en conservant une clarté dans les résultats (un trop grand nombre de granulométries impliquerait une difficulté à analyser les résultats), nous allons utiliser dans le chapitre 3 quatre granulométries représentant les fractions très fines, fines, moyennes et grossières. Initialement, dans le modèle, les granulométries sont réparties uniformément soit 25 % de chaque classe granulométrique. Le transport de chaque granulométrie s'opère quand la contrainte de cisaillement dépasse la contrainte critique de la granulométrie donnée. Plus la taille du grain est importante et plus la valeur de la contrainte

critique l'est également, jusqu'à qu'elle atteigne un seuil. Il faut dès lors une contrainte de cisaillement plus élevée (un flux d'eau plus fort) pour mobiliser des tailles de grains plus élevées. Ainsi, pour chaque granulométrie introduite dans le modèle, une contrainte critique de cisaillement est calculée.

II.7.5. Application des lois utilisées dans COBASE

Nous allons dans ce paragraphe utiliser l'ensemble des lois décrites précédemment et les appliquer, pour différents scénarios, à un cas concret.

Considérons une maille carrée de 2 km, placée dans la rivière et ayant une pente de 4 m/km, qui reçoit de la part de la maille amont un flux de sédiments entrant Q_{ent} et qui transfère un flux de sédiments sortant Q_{sort} à la maille aval. Nous considérons dans ce cas concret deux granulométries : une granulométrie fine (d=0,1 mm) et une granulométrie grossière (d=50 mm).

Nous allons également supposer que le flux de sédiments entrant, constitué de façon homogène des deux granulométries, est égal à 0,2 m^3/s.

Soit : $Q_{ent} = Q_{ent\ (1)} + Q_{ent\ (2)}$

$Q_{ent\ (1)}$ est le flux de sédiments entrant dans la maille pour les grains fins (d=0,1 mm)
$Q_{ent\ (2)}$ est le flux de sédiments entrant dans la maille pour les grains grossiers (d=50 mm)

Par la suite nous utiliserons les termes suivants :

Q_{susp} est le flux de sédiments transportables par suspension.
Q_{cha} est le flux de sédiments transportables par charriage.
Q_{cap} est le flux de sédiments total que la rivière est capable de transporter.
Q_{bilan} est le flux sédiments dans la maille (positif dans le cas d'une sédimentation, négatif dans le cas d'une érosion).

Nous allons effectuer différents scénarios, en modifiant le flux d'eau, et observer ce qui se passe dans la maille.

A partir de la loi de Julien, nous pouvons, dès à présent, calculer la contrainte de cisaillement critique pour les deux granulométries utilisées dans cet exemple :

d=0,1 mm	τ^*_c=0,109	τ_c=0,15 N/m²
d=50 mm	τ^*_c=0,047	τ_c=34,5 N/m²

Remarque :

Pour faciliter la compréhension de l'ensemble des calculs, nous avons omis volontairement le transport des sédiments par diffusion. En effet, ce transport est gravitaire et étant donné que nous nous sommes placés dans une maille de la rivière nous pouvons considérer, compte tenu de la faible pente, que, dans le cas de

l'exemple pris, le transport diffusif des sédiments est négligeable par rapport au transport fluviatile.

a- Cas d'un flux d'eau faible

Prenons dans un premier temps un flux d'eau faible de 50 m^3/s.

Granulométrie	Pente	Flux d'eau	Flux entrant
2 (0,1 et 50 mm)	4 m/km	50 m^3/s	0,2 m^3/s

La relation entre la largeur et le flux d'eau nous donne :

$$w = 8.\sqrt{Q_e} = 56\,m$$

L'écoulement n'est pas critique et la vitesse normale vaut :

$$U_n = 4{,}2.Q_e^{\,0{,}2}.S^{0{,}3} = 1{,}7\ m/s$$
$$U_c = 2{,}05\ m/s$$

On en déduit une contrainte de cisaillement :

$\tau=\rho.g.h.S=19{,}6\ N/m^2$

Nous avons vu précédemment que la contrainte critique pour les grains de diamètre de 50 mm était de 34,5 N/m^2.

Ainsi dans le cas d'un écoulement de 50 m^3/s, ces grains ne sont pas mobilisables. Dans le cas des particules fines, leur contrainte critique (0,15 N/m^2) étant inférieure à la contrainte de cisaillement, elles sont donc transportables.

Calculons maintenant la capacité de transport fluviatile des grains de 0,1 mm à partir de la loi d'Einstein. A partir des lois et des courbes du paragraphe II.7.1, on en déduit la capacité de transport fluviatile :

$Q_{susp\ (1)}=0{,}06\ m^3/s$ pour le transport par suspension
$Q_{cha\ (1)}=0{,}0022\ m^3/s$ pour le transport par charriage

Soit $Q_{cap(1)}=0{,}06\ m^3/s$

On remarquera ici que le transport des particules fines se fait essentiellement par suspension et que le volume de sédiments transportable par charriage est négligeable.

Effectuons maintenant un bilan sédimentaire pour chaque granulométrie :

Pour une granulométrie i,

Si $Q_{ent(i)} - Q_{cap(i)} > 0$ $\quad Q_{bilan\ (i)} = Q_{ent(i)} - Q_{cap(i)}$

Si $Q_{ent(i)} - Q_{cap(i)} < 0$ $\quad Q_{bilan\ (i)} = 0$

Ainsi, pour les deux granulométries on obtient:

$Q_{bilan\ (1)} = Q_{ent(1)} - Q_{cap(1)} = 0{,}04\ m^3/s.$
$Q_{bilan\ (2)} = Q_{ent(2)} - Q_{cap(2)} = 0{,}1\ m^3/s.$

$Q_{bilan} = Q_{bilan\ (1)} + Q_{bilan\ (2)} = 0{,}14\ m^3/s$

Nous avons donc dans la maille un apport de 0,1 m^3/s de particules grossières et 0,04 m^3/s de particules fines. Pour un flux d'eau de 50 m^3/s, nous avons donc une sédimentation dans la maille.

b- Cas d'un flux d'eau moyen

Prenons maintenant un flux d'eau de 100 m^3/s.

Granulométrie	Pente	Flux d'eau	Flux entrant
2 (0,1 et 50 mm)	4 m/km	100 m^3/s	0,2 m^3/s

Nous recalculons les paramètres hydrauliques de la même façon que dans le cas précédent et obtenons :

$$w = 8.\sqrt{Q_e} = 80\,m$$

L'écoulement n'est pas critique et la vitesse normale vaut :

$U_n = 2$ m/s
$U_c = 2{,}3$ m/s

$\tau = 24{,}1\ N/m^2$

De la même façon que dans le scénario précédent, les grains de 50 mm ne sont pas transportables.

Le calcul de la capacité de transport fluviatile pour les grains de 0,1 mm est :

$Q_{susp\ (1)} = 0{,}12\ m^3/s$
$Q_{cha\ (1)} = 0{,}0039\ m^3/s$

Soit $Q_{cap\ (1)} \approx 0{,}12\ m^3/s$

Effectuons maintenant un bilan sédimentaire pour chaque granulométrie:

$Q_{bilan\ (1)} = Q_{ent(1)} - Q_{cap(1)} = -0{,}02\ m^3/s.$

$Q_{bilan\ (2)}=Q_{ent(2)} - Q_{cap(2)}= 0{,}1\ m^3/s.$

$Q_{bilan}= Q_{bilan\ (1)}+ Q_{bilan\ (2)}=0{,}08\ m^3/s$

Nous remarquons que toutes les particules fines apportées dans la maille sont immédiatement transportées vers la maille aval. La capacité de transport des grains fins est supérieure à la disponibilité.

Dans cette situation, deux cas peuvent être envisagés :

Cas 1 :

La maille contient déjà des particules fines. Si la quantité de sédiments fins contenue dans la maille est supérieure à la différence entre la capacité de transport et le flux de sédiments entrant on transporte des sédiments fins, soit 0,02 m^3/s

Cas 2 :

La maille ne contient pas de particules fines. Si cette maille contient des particules grossières (d=50 mm), on ne transporte que les particules fines provenant du flux entrant et on sédimente les grossières.

Si cette maille ne contient aucun sédiment, on érode le sol à une vitesse de $E = \varepsilon.\tau$. Cette érosion des sols produit 50 % de sédiments fins et 50 % de sédiments grossiers. On effectue ensuite le bilan sédimentaire dans la maille.

Dans le cas 1 et 2, le flux entrant étant supérieur au flux sortant, la maille est en sédimentation.

Remarque : le seuil à partir duquel toutes les particules fines sont transportées est de 80 m^3/s.

c- Cas d'un flux d'eau fort

Le flux d'eau limite pour mobiliser les grains de 50 mm est de 320 m^3/s. Prenons maintenant un flux d'eau extrêmement fort de 1000 m^3/s.

Granulométrie	Pente	Flux d'eau	Flux entrant
2 (0,1 et 50 mm)	4 m/km	1000 m^3/s	0,2 m^3/s

Nous obtenons les valeurs suivantes pour les paramètres hydrauliques :

$$w = 8.\sqrt{Q_e} = 252\,m$$

L'écoulement n'est pas critique et la vitesse normale vaut :

U_n=3,2 m/s
U_c=3,4 m/s

τ=48,2 N/m²

Dans ce cas, la contrainte de cisaillement étant supérieure à la contrainte critique pour les deux classes granulométriques, les deux granulométries sont donc mobilisables.

Calculons maintenant la capacité de transport fluviatile pour chaque classe granulométrique :

Pour la classe granulométrique d= 0,1 mm

$Q_{susp\ (1)}$ =0,9 m^3/s
$Q_{cha\ (1)}$=0,024 m^3/s

Soit $Q_{cap\ (1)} \approx$ 0,92 m^3/s

Pour la classe granulométrique d= 50 mm

$Q_{susp\ (2)}$ =0,0009 m^3/s
$Q_{cha\ (2)}$=0,016 m^3/s

Soit $Q_{cap\ (2)} \approx$ 0,016 m^3/s

Effectuons maintenant un bilan sédimentaire pour chaque granulométrie:

$Q_{bilan\ (1)}=Q_{ent(1)} - Q_{cap(1)}$= -0,82 m^3/s.
$Q_{bilan\ (2)}=Q_{ent(2)} - Q_{cap(2)}$= 0,084 m^3/s.

$Q_{bilan} = Q_{bilan\ (1)} + Q_{bilan\ (2)} = -0{,}74\ m^3/s$

Toutes les particules fines sont transportées vers la maille aval et quelques grains grossiers sont également transportés. Il se produit également une sédimentation dans la maille.

De la même façon que dans le scénario précédent, deux cas peuvent être envisagés :

Cas 1 :

Si la quantité de particules fines est supérieure à la différence entre la capacité de transport et le flux entrant, on transporte la différence, soit dans le cas présent 0,82 m^3/s.

Cas 2 :

Dans le cas du scénario envisagé (flux d'eau de 1000 m^3/s), le cas 2 est similaire à celui que nous avons défini dans le paragraphe précédent (paragraphe b, scénario où $Q_e = 100\ m^3/s$).

Dans le cas 1, le flux de sédiments sortant de la maille étant supérieur au flux entrant, la maille est en érosion.

II.8. Conclusion

La modélisation d'un bassin dans un domaine continental implique de déterminer deux lois de transport des sédiments (une loi de transport sur les versants et une loi de transport fluviatile) et une loi d'érosion des sols.

Le transport sur les versants s'exprime par la **loi de diffusion** qui dépend d'un coefficient de diffusion et de la pente.

Le transport fluviatile est un phénomène plus complexe à modéliser et implique dans un premier temps de déterminer le régime d'écoulement de la rivière. En prenant un maillage supérieur au kilomètre, nous pouvons nous placer dans un régime d'écoulement permanent et uniforme. Ainsi, à la place des équations de Saint-Venant, nous utilisons des formulations plus simples (Chézy, Manning-Strickler etc…). Parmi les formules citées, nous avons retenu **la formule de Manning-Strickler**. En effet, son coefficient de friction dépend de la taille des grains présents dans le lit et, étant donné que des mesures granulométriques ont été effectuées sur le terrain, le coefficient de friction de Manning-Strickler peut être plus facilement contraint.

Nous avons modélisé le transport fluviatile par la **loi d'Einstein**. Cette formule de transport total est la mieux adaptée à notre domaine d'étude puisqu'elle propose des flux de sédiments voisins de ceux mesurés sur le terrain dans les mêmes conditions hydrauliques. Elle peut de plus s'exprimer, après quelques simplifications, sous la forme d'une équation de diffusion, fonction du flux d'eau et de la pente.

Enfin, pour compléter le modèle un critère d'érosion des sols a été intégré. Il s'exprime en fonction de la contrainte de cisaillement et d'un coefficient d'érodabilité. Cette loi contraint l'érosion maximum du bassin-versant en fonction des précipitations.

Pour conclure cette partie, le modèle numérique prend en compte deux modes de transport et une loi d'érodabilité restreinte par les conditions hydrauliques. Trois grands paramètres contraignent ce modèle :

Transport fluviatile	K_e (km²/Ka)
Transport le long des versants	K_d (km²/Ka)
Erodabilité des sols	E (mm/an/Pa)

Pour des raisons de développement logiciel, la mise en oeuvre de ce modèle COBASE s'appuie totalement sur le travail de développement réalisé pour le logiciel DIONISOS (Granjeon, 2003). Il en fait partie intégrante, et bénéficie pour la présentation des résultats des interfaces de DIONISOS.

III. Analyse du modèle

Pour mieux appréhender le comportement du modèle numérique, nous avons réalisé une série de tests sur les coefficients des trois lois régissant le modèle. Ces tests ont été effectués sur une topographie issue d'un cas réel, la partie amont du bassin-versant du Pilcomayo.

III.1. Topographie initiale du modèle

Le support numérique utilisé est une grille provenant d'un MNT (modèle numérique de terrain) Gtopo 30 obtenu sur un des sites de la NASA (http://edcdaac.usgs.gov/gtopo30/gtopo30.html). Le MNT est à maille régulière rectangulaire.

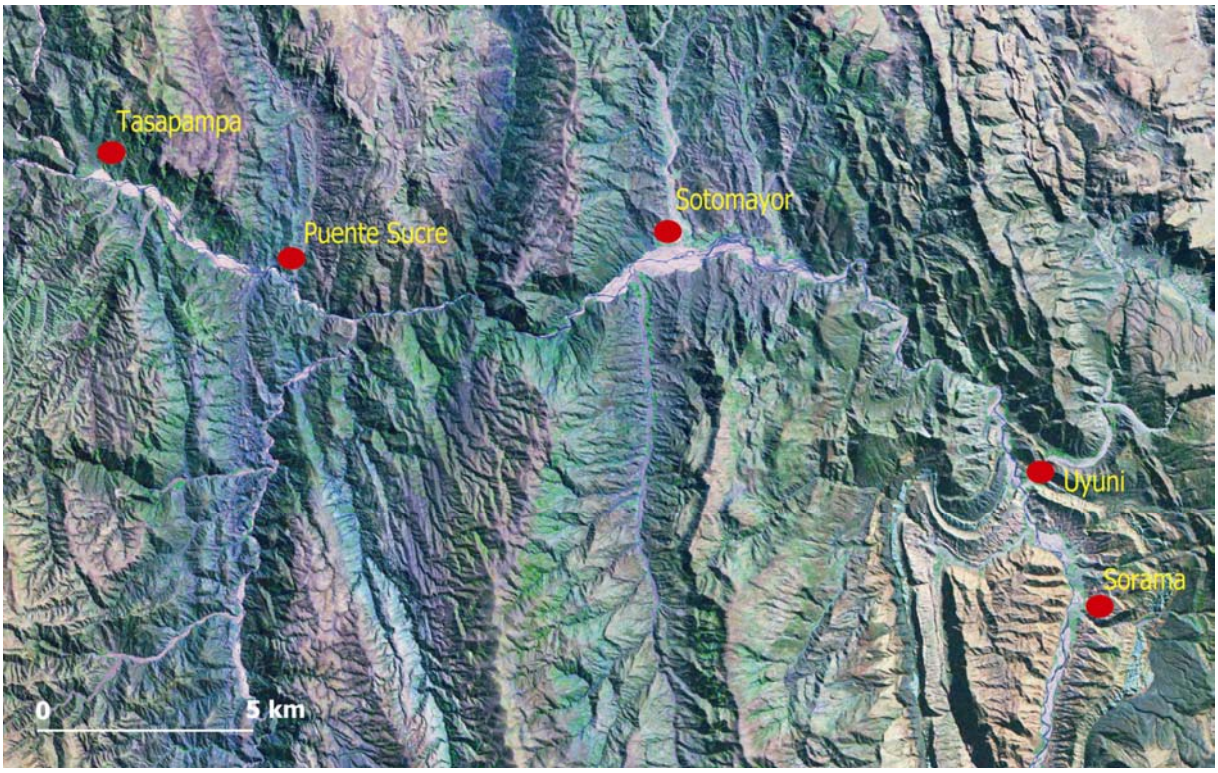


Figure II.20 : Image Spot de la zone d'étude avec localisation des stations de référence

Le MNT initial est de très grande taille puisqu'il couvre presque les deux tiers de l'Amérique du Sud. Sa maille est de 30' d'arc soit ½ mille terrestre en latitude. Nous l'avons réduits dans un premier temps à la Bolivie puis au bassin-versant du Pilcomayo. Ensuite, pour réaliser les tests du modèle numérique, nous avons utilisé la partie amont du bassin-versant du Pilcomayo (entre le 19ème et le 20ème degré de latitude Sud, et le 64°45' et le 65°30' degré de longitude Ouest) et la topographie a été lissée pour combler les points bas et faciliter l'écoulement de l'eau sur la grille. Un re-échantillonnage du MNT au pas de 2 km a enfin été réalisé.

Finalement, le bassin utilisé pour l'étude du modèle numérique couvre une superficie de 7200 km² (90 km dans le sens Est-Ouest, 80 km dans le sens Nord-Sud). Il est discrétisé suivant un maillage cartésien régulier, dont les mailles carrées mesurent 2 km de coté (Figure II.21).

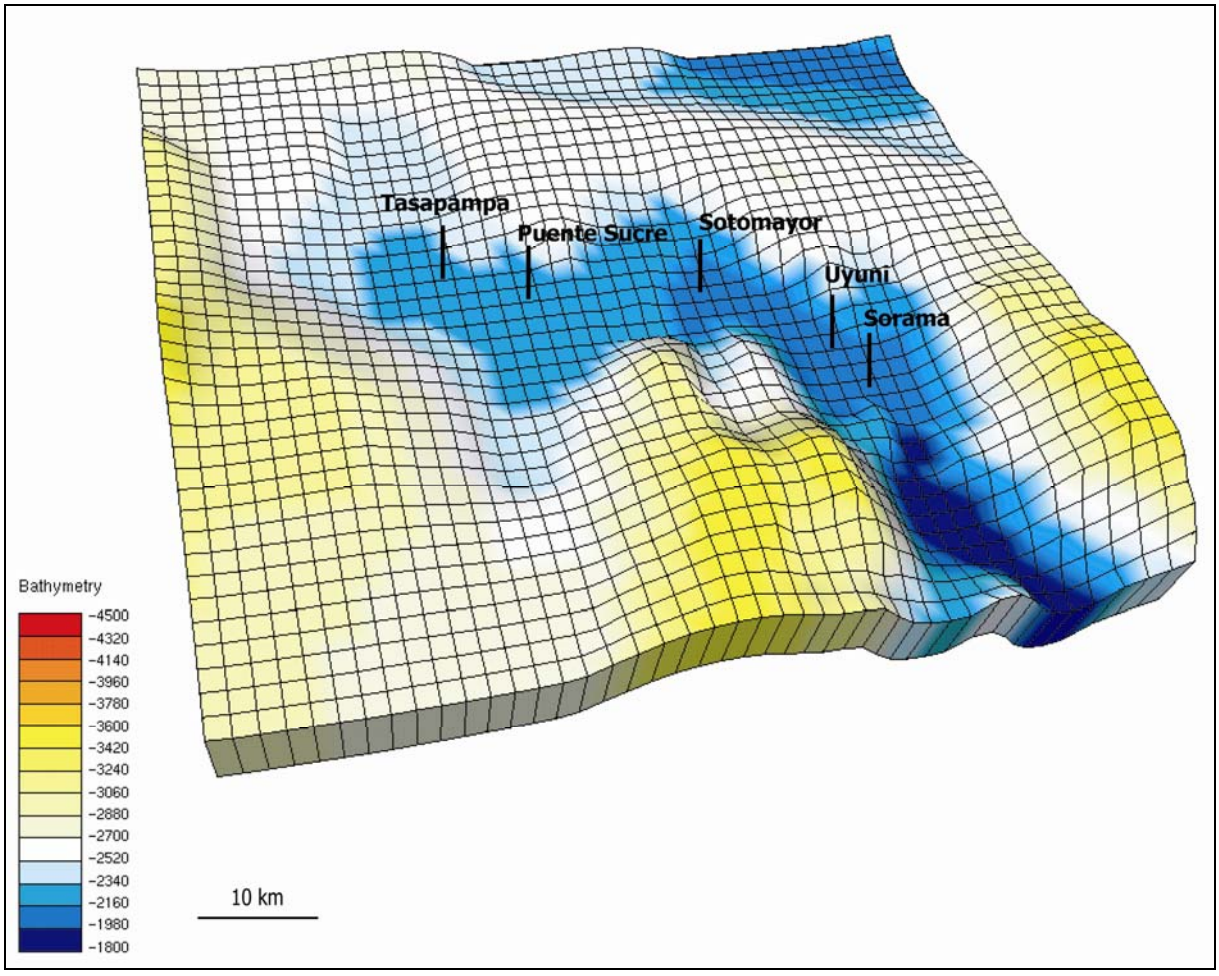


Figure II.21 : Grille de notre zone d'étude représentée avec le logiciel Dionisos

III.2. Estimation des paramètres

Avant de nous lancer dans l'étude du modèle au sens strict, cherchons d'abord à évaluer l'ordre de grandeur des trois paramètres caractéristiques : K Einstein (K_e en km²/ka), K Diffusion (K_d en km²/ka), et E (mm/an/Pa).

Les observations actuelles du Pilcomayo nous montrent que la pluviométrie est de l'ordre de 650 mm/an sur notre zone d'étude (voir présentation géographique de la zone d'étude). La superficie étant de l'ordre de 7200 km², cette pluviométrie induit un débit d'eau moyen annuel à l'exutoire de notre zone de l'ordre de 100 m^3/s. En considérant que l'eau circule en empuntant les plus grandes pentes, on peut en déduire pour chaque maille du modèle le débit d'eau.

- Q_e, débit d'eau moyen annuel ~ 100 m^3/s
- S, pente à l'exutoire ~ 4 m/km

En appliquant les lois vues précédemment, nous obtenons :

- w, largeur de la rivière ~ 80 m
- q (=Q_e/w), débit d'eau (linéique) ~ 1,25 m²/s
- U, vitesse de l'eau ~ 1,7 m/s
- h, profondeur de l'écoulement ~ 0,7 m
- τ, contrainte de cisaillement à l'exutoire ~ 25 Pa
- Re, nombre de Reynolds ~ 1,2 10^6 (l'écoulement est **turbulent**)
- Fr, nombre de Froude ~ 0,65 (l'écoulement est **fluvial**)

Les observations en aval du Pilcomayo, au niveau de la station de Villa Montes, nous montrent que le débit solide moyen du fleuve correspond à un taux d'érosion moyen du bassin-versant de l'ordre de 1000 à 2000 t/km²/an (Guillot, 1993). En considérant une densité moyenne des sédiments égale à 2,5 (densité du quartz), le taux d'érosion moyen est ainsi de l'ordre de 0,5 à 1 mm/an.

Sur les versants, l'écoulement est généralement critique, et la vitesse de l'eau de l'ordre de quelques dizaines de centimètres par seconde. La contrainte de cisaillement moyenne est ainsi de l'ordre de quelques pascals à dizaines de pascals. Nous aboutissons donc ainsi à :

- E ~ 0,1 mm/an/Pa

Nous avons vu que la loi d'Einstein peut, après quelques simplifications, se modéliser numériquement comme une équation de diffusion ce qui facilite son incorporation dans le logiciel Dionisos (voir annexe 4).

$$q_t = K_e.q_e.S \qquad \text{avec } K_e = 8.\beta.\frac{\rho.\sqrt{C_d}}{\rho_s - \rho}$$

En supposant un coefficient de friction C_d voisin de 0,004 (cas de sables fins), un flux d'eau moyen à l'exutoire égal à 100 m^3/s, on obtient un coefficient de transport K_e de 0,017 m^2/s, soit de l'ordre de 0,5 km^2/an ou 500 km^2/ka.

Nous retiendrons donc les ordres de grandeurs suivants :

Transport fluvial	$K_e \sim 0,01$ à 1 km^2/an
Transport le long des versants	$K_d \sim 0,01$ à 1 km^2/an
Erodabilité	E ~ 0,01 à 1 mm/an/Pa

III.3. Influence des conditions aux limites

Dans ces tests nous nous intéressons aux conditions aux limites en aval du Pilcomayo. Comme nous nous situons dans la partie amont du bassin, le flux d'entrée de sédiments dans le bassin est nul. L'ensemble des sédiments transportés est issu de l'érosion interne du bassin-versant simulé. Il existe une seule sortie de sédiments possible pour le bassin-versant : l'exutoire du Pilcomayo.

Dans le cadre de ces simulations, deux conditions aux limites en aval du Pilcomayo ont été choisies. La première considère que le flux en aval du Pilcomayo est bouché (flux nul), c'est-à-dire que les sédiments issus de l'érosion du bassin-versant ne peuvent pas sortir. La deuxième laisse libre la sortie en aval, c'est-à-dire que le flux sortant est égal au flux maximum de sédiments transportable par l'eau n'induisant pas d'érosion du substrat (en d'autres termes, l'altitude de la dernière maille est supérieure ou égale à l'altitude initiale). Dans le cas de cette deuxième condition aux limites, compte tenu des fortes pentes du Pilcomayo (4 m/km), cela revient à imposer un point fixe en aval.

Deux séries de simulations ont été réalisées. La première permet de tester l'influence des conditions aux limites sur l'évolution du profil en long de la rivière au cours du temps, le flux d'eau (i.e. la pluviométrie) restant constant au cours de la simulation.

La deuxième série de simulations teste l'influence de la valeur du flux d'eau sur les conditions aux limites prises au début de l'expérience. Ce flux d'eau varie de 50 à 1200 m^3/s.

Transport fluvial	K_e =0,5 km²/Ka
Transport le long des versants	K_d = 0,1 km²/Ka
Granulométrie	d = 1 mm
Erodabilité des sols	E =0,25 mm/an/Pa
Temps de la simulation	t=1000 ans

Dans un premier temps, nous nous intéressons à l'évolution au cours du temps du profil en long de la rivière pour un flux d'eau de 400 m^3/s pour les deux conditions aux limites citées précédemment (Figure II.22).

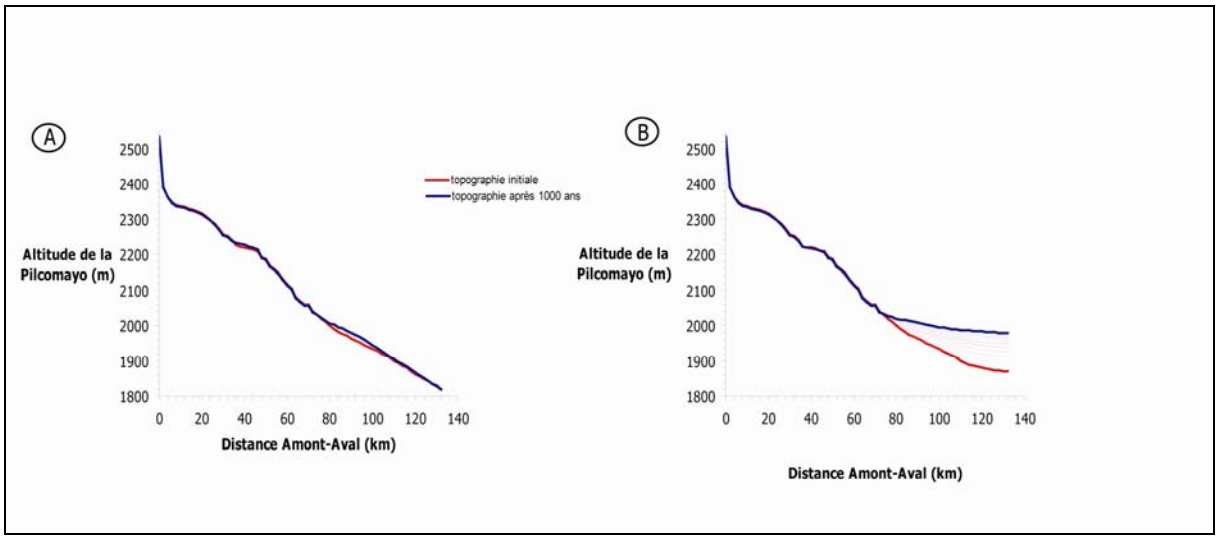


Figure II.22 : Test de l'influence de la condition limite sortante sur le profil en long du Pilcomayo. A) flux libre (400 m^3/s), B) flux nul (400 m^3/s)

Cette première série de tests indique clairement que les conditions aux limites ne sont pas négligeables et que leur choix est important dans la simulation.

Dans le cas du flux libre, l'altitude des dernières mailles en aval entre le début et la fin de la simulation est presque inchangée. Dans la condition limite du flux de sédiments nul, la rivière sédimente fortement en aval (environ 100 m en 1000 ans) et une progradation sédimentaire se développe au cours de la simulation vers l'amont. La rivière ne peut pas évacuer les sédiments érodés du bassin-versant vers l'exutoire et les stocke dans sa partie aval.

Les simulations suivantes permettent de tester l'influence du flux d'eau sur les conditions aux limites. Le flux d'eau varie de 50 à 1200 m^3/s. Nous observons le profil en long de la rivière Pilcomayo pour différentes valeurs de flux d'eau (Figure II.23) au bout de mille ans.

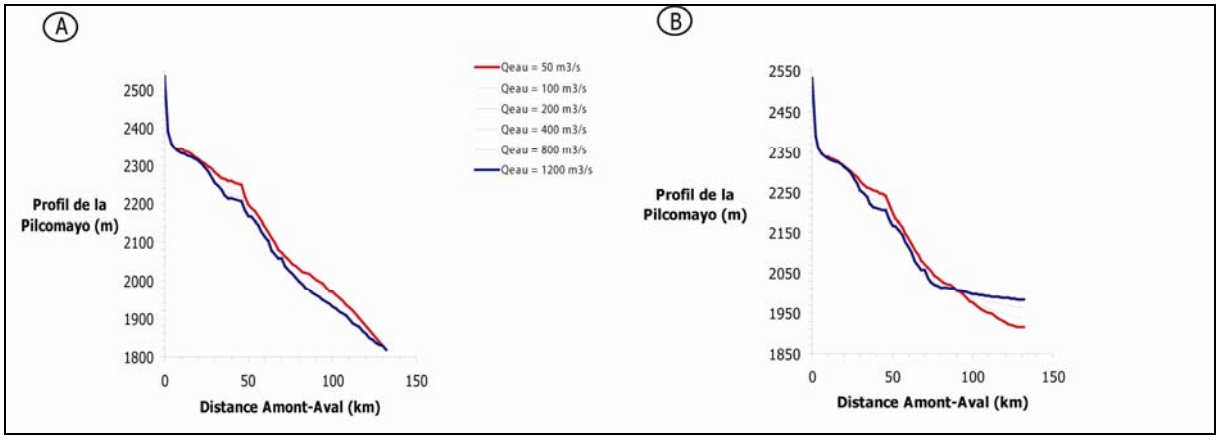


Figure II.23 : Test de l'influence du flux d'eau sur les conditions aux limites. A) flux libre, B) flux nul.

Pour la condition limite aval « flux nul », l'augmentation du flux d'eau entraîne une accentuation de l'érosion en amont et une accentuation de la sédimentation en aval. Ce comportement est logique puisqu'une augmentation du flux d'eau implique une disponibilité plus forte (la disponibilité dépend de la contrainte de cisaillement donc du flux d'eau) et une capacité de transport plus élevée pour la loi d'Einstein. Ainsi, l'érosion est plus forte et le volume de sédiments transporté vers l'aval beaucoup plus important. La condition limite aval imposant un flux nul implique une sédimentation plus élevée quand le flux de sédiments arrivant à l'exutoire augmente.

Pour la condition limite aval « flux libre », l'augmentation du flux d'eau entraîne une accentuation de l'érosion en amont de la même façon et pour les mêmes raisons que dans le cas de la condition limite précédente. En aval, les sédiments érodés sont évacués vers la sortie.

Dans le cas des deux conditions aux limites, le modèle se comporte physiquement de façon satisfaisante. Toutefois, la condition limite aval « flux libre » est la plus réaliste dans notre cas d'étude. En effet, imposer une condition limite telle que « flux nul » reviendrait à supposer que l'écoulement de l'eau et des sédiments sont bloqués et qu'il se forme en amont une sorte de lac.

En conclusion, ces simulations montrent l'importance des conditions aux limites dans la modélisation numérique d'un bassin-versant tel que celui du Pilcomayo

Pour l'étude du bassin-versant du Pilcomayo, nous avons donc choisi d'imposer en amont un flux de sédiment nul et en aval un flux libre. Ce choix équivaut à considérer aux frontières du bassin une altitude fixe.

III.4. Analyse du comportement du modèle en érosion et sédimentation

III.4.1. Le comportement bimodal entre transport limité et disponibilité limitée

Nous avons vu dans le paragraphe précédent, concernant l'érodabilité des sols, qu'il existait, pour des paramètres hydrauliques donnés, une valeur seuil de l'érodabilité à partir de laquelle le bassin-versant passe d'une érosion limitée par le détachement à un régime d'érosion limitée par le transport.

Ce paragraphe veut détailler le comportement bimodal du modèle numérique en fonction de chaque paramètre qui contraint le modèle.

Nous allons démontrer le caractère bimodal du modèle numérique en analysant l'évolution des grandeurs globales du modèle (érosion du substrat, sédimentation moyenne et flux à l'exutoire) en fonction des paramètres principaux du modèle.

Dans un premier temps, nous avons testé l'évolution des bilans sédimentaires en fonction du flux d'eau. Les valeurs prises pour les paramètres principaux sont :

Transport fluvial	K_e =0,5 km²/Ka
Transport le long des versants	K_d = 0,1 km²/Ka
Erodabilité des sols	E=0,25 mm/an/Pa
Granulométrie	d = 1 mm
Temps de la simulation	t= 1000 ans

Le modèle numérique permet, après la simulation, d'obtenir trois grandeurs globales : l'érosion moyenne du bassin, la sédimentation moyenne du bassin et la sortie des sédiments vers l'exutoire (obtenue par la différence entre la quantité de sédiments produite par l'érosion et la quantité de sédiments piégée dans le bassin par sédimentation).

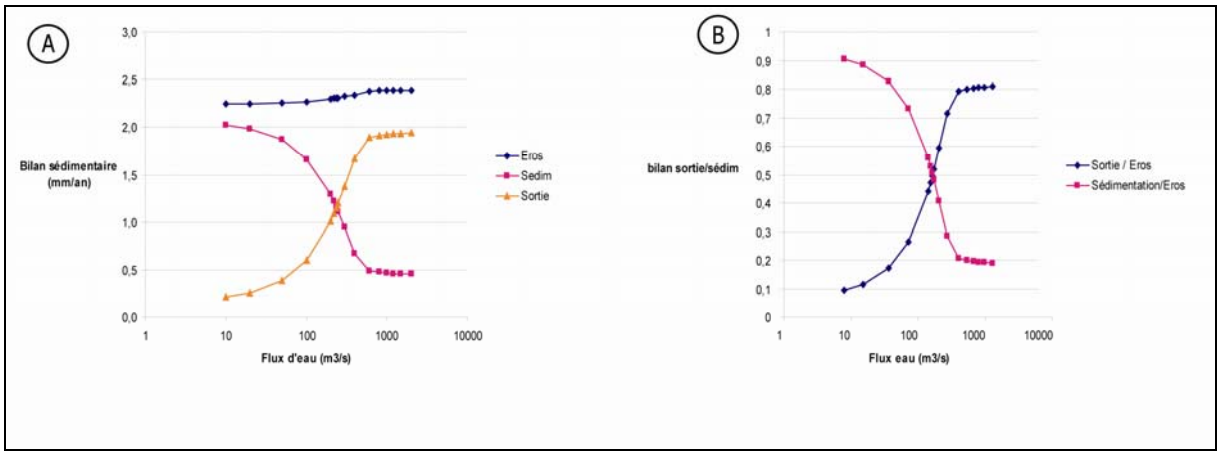


Figure II.24 : Evolution de l'érosion, de la sédimentation et du flux à l'exutoire en fonction du flux d'eau. A) bilan sédimentaire des trois grandeurs, B) adimensionnement de la sortie et de la sédimentation par rapport à l'érosion.

Ces premières simulations indiquent que l'érosion augmente doucement en fonction du flux d'eau, ce qui est logique étant donné que l'érodabilité du substrat est proportionnelle à la contrainte de cisaillement, elle-même fonction du flux d'eau. Dans le détail, cette érosion n'augmente que pour une plage intermédiaire de valeurs, et elle tend vers une constante pour de faibles valeurs aussi bien que pour de fortes valeurs. Ce comportement asymptotique de l'érosion en fonction du flux d'eau suggère un facteur limitant l'intensité de l'érosion qui peut être soit lié au transport (transport limité ou « limited transport »), soit lié à la disponibilité en sédiments (détachement limité ou « limited detachment »).

La deuxième observation repose sur le caractère bivalent du modèle en terme de bilan sédimentaire. En effet, le graphique de droite (Figure II.24) montre l'existence d'un seuil, dont la valeur est d'environ 250 m^3/s, au delà duquel le comportement du modèle numérique change. Avant ce seuil le système n'a pas assez d'énergie pour transporter les sédiments érodés vers l'exutoire, la sédimentation dans le système est prépondérante sur le transport vers l'extérieur du système. Au-delà de ce seuil, le transport à longue distance devient prépondérant et plus de 50 % des sédiments érodés sont transportés vers la sortie du bassin. Il reste toutefois, une faible partie de sédiments de l'ordre de 20 %, qui reste piégée dans le système malgré l'augmentation du flux d'eau.

Nous avons étudié les facteurs limitant l'intensité de l'érosion en faisant varier la valeur du flux d'eau et du coefficient d'érodabilité.

Flux d'eau (m^3/s)	K_e (km^2/an)	K_d (km^2/an)	E (mm/an/Pa)
5-1000	0,5	0.01	0,01-1

Pour différentes valeurs du flux d'eau et du coefficient d'érodabilité, l'érosion moyenne du bassin-versant a été calculée. Ces différentes simulations permettent donc pour chaque couple de valeur (Erodabilité-flux d'eau) d'avoir une valeur d'érosion moyenne et de tracer des courbes isovaleurs de l'érosion moyenne du bassin-versant (Figure II.25).

Chaque point noir (Figure II.25) correspond à une simulation (caractérisée par le couple flux d'eau-érodabilité, les paramètres K_d et K_e étant constant). Pour chaque simulation, on obtient une valeur de l'érosion moyenne (en mm/an) et de la sortie (en mm/an reporté ici en t/s). L'ensemble de ces valeurs permet de tracer des courbes (ou abaques) « d'isoérosion » et « d'isosortie ».

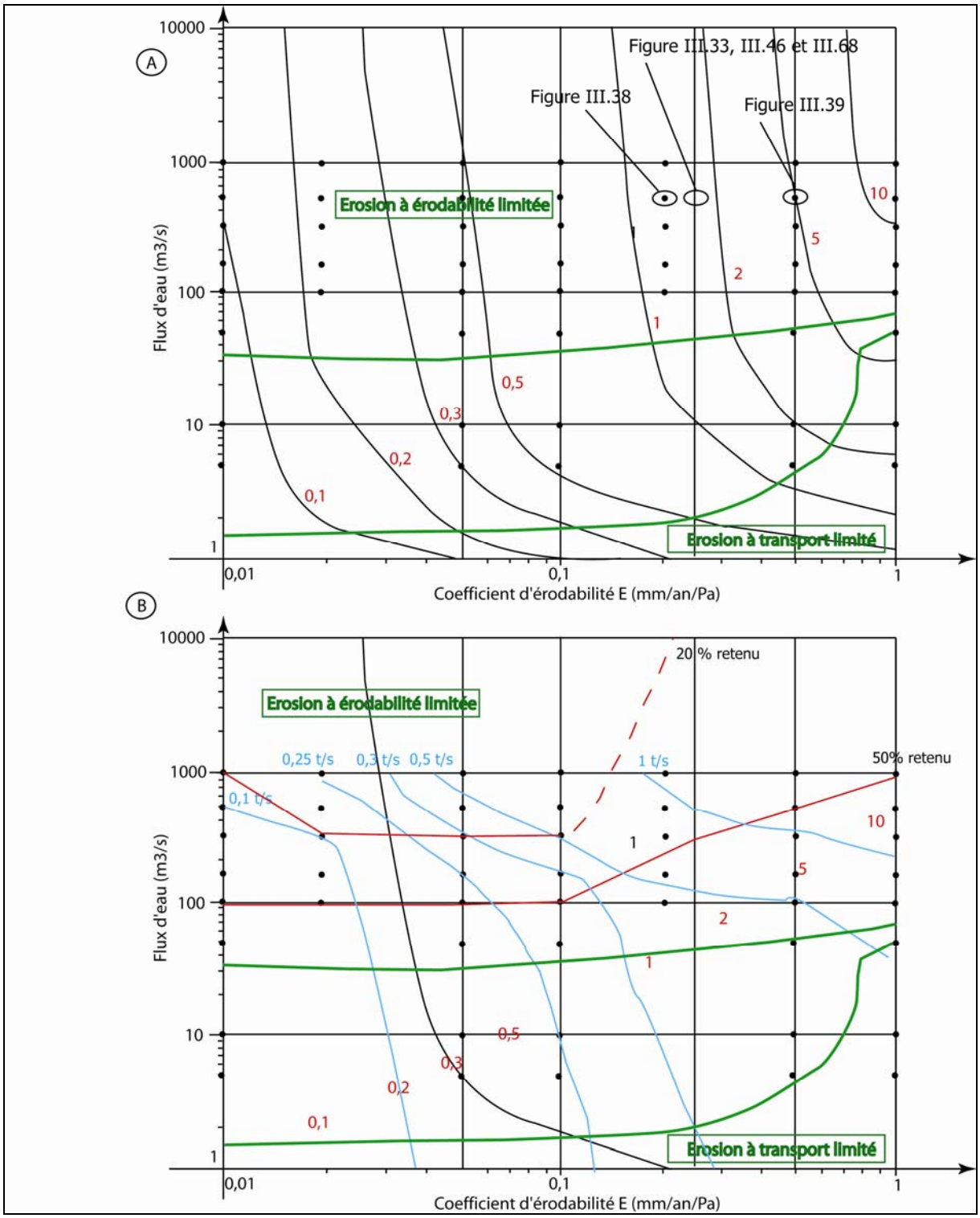


Figure II.25 : A) Courbe d'isovaleurs (courbes noires, valeurs en rouge) de l'érosion moyenne du bassin-versant (mm/an) en fonction de la valeur du flux d'eau et du coefficient d'érodabilité (les points noirs correspondent aux données utilisées et les valeurs en rouge à la valeur de l'érosion moyenne). B) courbes (bleues) représentant le flux en t/s de sédiments qui sort du bassin.

Ce graphique (Figure II.25) met en valeur deux zones différentes. En dessous d'un débit de 30 m^3/s, l'érosion moyenne est sensible au flux d'eau mais peu sensible au coefficient d'érodabilité. Au dessus de 30 m^3/s, l'influence du flux d'eau sur l'érosion moyenne du bassin-versant devient négligeable devant celle du coefficient d'érodabilité.

L'érosion moyenne apparaît pour 1) les fortes valeurs du flux d'eau contrôlées exclusivement par la disponibilité en sédiments, ce qui correspond à une érosion de type « détachment limited » et 2) pour des valeurs faibles de flux d'eau, insensibles à la disponibilité en sédiments, correspondant à une érosion de type « transport limited » (Tucker et Whipple, 2002).

On distingue donc deux domaines bien distincts dans le comportement de COBASE: l'un où l'érosion moyenne est limitée par le transport, l'autre où l'érosion moyenne est limitée par la disponibilité.

Cette analyse suggère un contrôle bimodal de l'érosion moyenne du bassin–versant analogue à celle déjà mise en évidence par l'analyse de l'incision d'un profil en long d'une rivière (Tucker et Whipple, 2002).

Ces simulations ont également permis de tracer des courbes exprimant le pourcentage de sédiments retenus dans le bassin en fonction du flux d'eau et de l'érodabilité. La courbe 50 % des sédiments retenus signifie que 50 % des produits de l'érosion est resté dans le bassin (50 % des sédiments sont sortis du bassin). Quand on augmente le flux d'eau, le pourcentage de sédiments retenus dans le bassin diminue. La capacité à transporter des sédiments augmente avec le flux d'eau. Toutefois, même si on se place dans des conditions particulières (coefficient érodabilité faible et flux d'eau élevé), on ne parvient pas à évacuer tous les sédiments vers l'exutoire. Ainsi, on montre qu'il existe une valeur seuil de pourcentage de sédiments retenus de l'ordre de 15 %.

III.4.2. Le comportement bimodal entre transport à longue distance ou sédimentation dans le bassin-versant

Nous avons effectué une série de simulations en faisant varier chaque paramètre principal du modèle numérique (E, K_d, K_e) et le flux d'eau.

Sur les courbes suivantes (Figure II.26), quand un paramètre varie les autres paramètres ont une valeur moyenne définie dans le tableau ci-dessous.

Transport fluvial	K_e =0,5 km²/Ka
Transport le long des versants	K_d = 0,1 km²/Ka
Erodabilité des sols	E=0,25 mm/an/Pa
Granulométrie	d = 1 mm
Temps de la simulation	t= 1000 ans

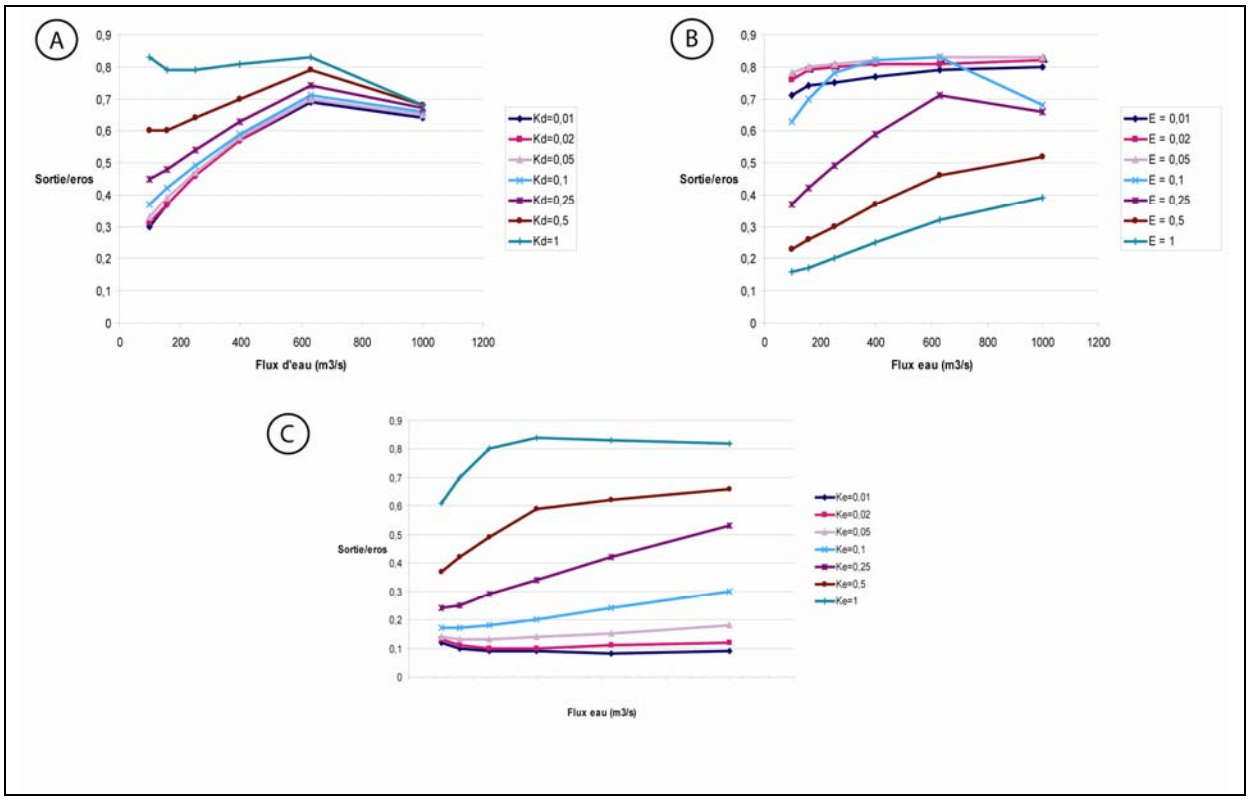


Figure II.26 : Comparaison de l'évolution du rapport Sortie/Erosion en fonction des trois paramètres principaux contrôlant les équations du modèle COBASE. A) coefficient de diffusion, B) coefficient d'érodabilité, C) coefficient d'Einstein

Sur les graphiques ci-dessus, nous représentons le rapport sortie/érosion afin de mieux appréhender le rôle de chaque paramètre dans l'évacuation des sédiments du bassin vers l'exutoire. Quand le rapport érosion/sortie est supérieur à 0,5, le transport de sédiments est efficace. Quand ce rapport est inférieur à 0,5, les sédiments sont plus difficilement transportés vers l'exutoire et l'énergie du système est trop faible pour évacuer l'ensemble des sédiments érodés.

L'augmentation du coefficient de diffusion influence le transport des sédiments en dehors du bassin pour des flux d'eau faibles. Quand le flux d'eau est élevé, le rapport sortie/érosion est peu sensible à la variation du coefficient de diffusion (Figure II.24 A)

Pour une valeur K_d supérieure à 0,25, plus de 50 % des produits de l'érosion sont évacués quelque soit la valeur du flux d'eau. On observe un maximum de toutes les courbes pour une valeur de flux d'eau valant 630 m^3/s. L'augmentation du flux d'eau facilite le transport fluvial des sédiments (via la loi d'Einstein) et contribue également à l'alimentation du bassin en sédiments via l'augmentation de l'érodabilité (fonction de la contrainte de cisaillement). Cependant au-delà de ce seuil, le flux d'eau contribue plus à alimenter le système en sédiments qu'à les transporter vers la sortie.

Le paramètre érodabilité est un paramètre clef du modèle. Il représente l'alimentation du système en sédiments. Au dessus de 0,25 mm/an/Pa, le rapport

sortie/érosion est élevé et dépasse 0,5. La capacité de transport étant supérieure au volume de sédiments disponible, la majorité des sédiments érodés sont transportés vers l'exutoire. Pour un même flux d'eau, la variabilité du coefficient d'érodabilité implique une grande variabilité dans le rapport sortie/érosion. Enfin, la valeur seuil pour le coefficient d'Einstein, pour laquelle plus de 50 % des sédiments sont évacués, est de 0,5 km²/an. On remarquera que pour la courbe Ke=0,5, il existe un même décrochage et une même valeur seuil du flux (630 m^3/s).

A partir de l'ensemble des courbes de la figure II.25, un flux d'eau limite (Q_{el}) a été calculé pour chaque valeur des paramètres K_d, K_e, E (Figure II.27, Figure II.28, Figure II.29), comme étant la valeur limite au-delà de laquelle le rapport érosion/sortie est supérieur à 0,5.

La courbe (Figure II.27) montre qu'en dessous d'une érodabilité de 0,1 mm/an/Pa le système évacue, pour des faibles valeurs (100 m^3/s), une très grande majorité des produits de l'érosion. A partir d'une érodabilité supérieure à 0,1 mm/an/Pa, le flux d'eau limite séparant les deux modes du système augmente fortement. Il n'existe pas de rapport de proportionnalité entre l'érodabilité et le flux d'eau limite : au-delà de 0,5 mm/an/Pa, le flux d'eau nécessaire pour évacuer plus de la moitié des sédiments est important, mais s'accroît peu.

L'érodabilité est donc un paramètre essentiel du modèle et son calibrage est important.

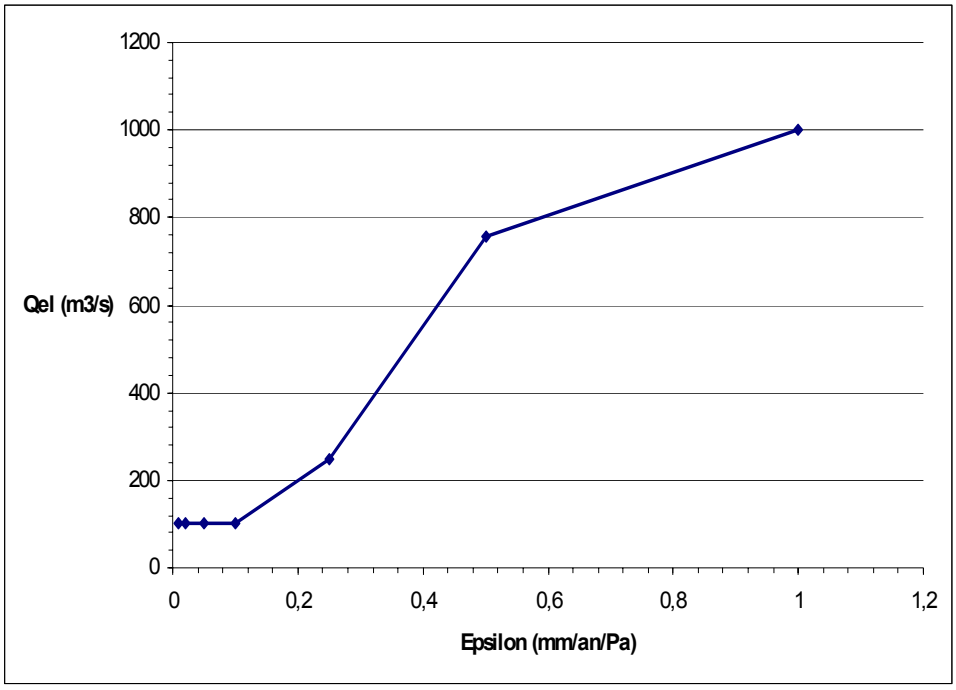


Figure II.27 : Flux d'eau limite nécessaire au transport, hors du système, de la moitié de la matière érodée pour une valeur d'érodabilité donnée

La courbe (Figure II.28) montre clairement trois domaines. Quand K_e est inférieur à 0,1 km²/an, moins de 50% des produits de l'érosion sont transportés hors du

système quelque soit la valeur du flux d'eau. Pour des valeurs de K_e comprises entre 0,1 et 0,5 km²/an, 50% des produits de l'érosion sont transportés hors du système en fonction d'une valeur de flux d'eau seuil. Enfin, pour des valeurs de k_e supérieures à 0,5 km²/an, plus de 50% des produits de l'érosion sont transportés hors du système quelque soit la valeur du flux d'eau.

Quand la valeur du coefficient d'Einstein diminue (par exemple de 0,5 à 0,25 km²/an), la valeur seuil du flux d'eau augmente très rapidement (250 à 900 m3/s). Il n'existe donc pas de rapport de proportionnalité entre K_e et le flux d'eau limite.

Le coefficient d'Einstein joue donc un rôle majeur dans le transport des sédiments vers la sortie du bassin.

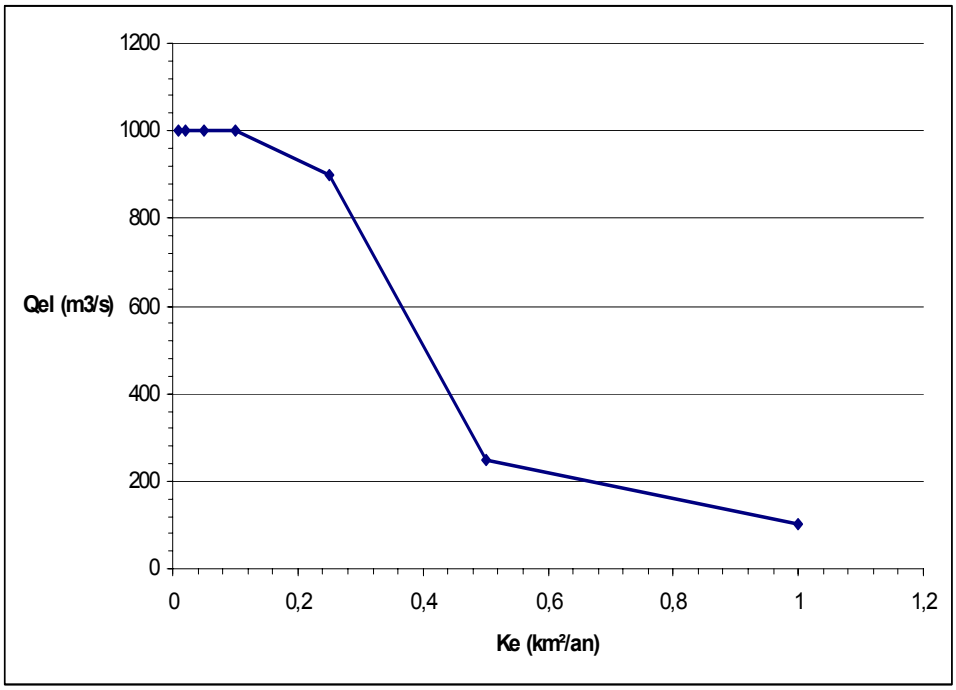


Figure II.28 : Flux d'eau limite permettant le transport hors du système de la moitié de la matière érodée en fonction du coefficient d'Einstein

La courbe (Figure II.29) montre clairement que la valeur du coefficient de diffusion influe assez peu sur le flux d'eau limite. Ainsi, le transport diffusif participe peu au transport des sédiments vers la sortie.

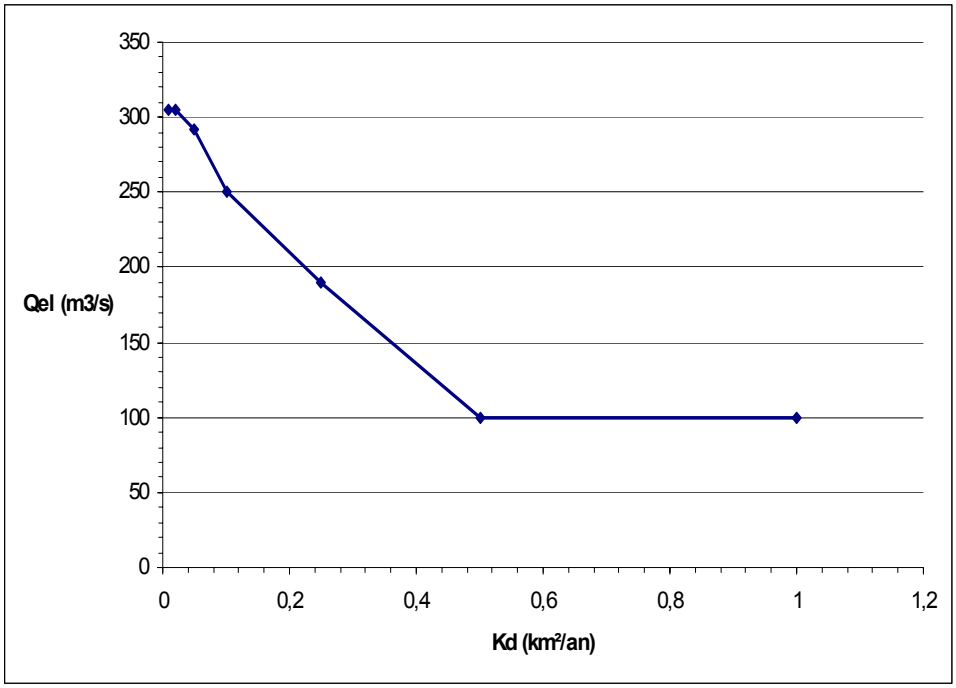


Figure II.29 : Flux d'eau limite entre permettant le transport hors du système de la moitié de la matière érodée en fonction du coefficient de diffusion

En conclusion, le modèle numérique appliqué à la rivière Pilcomayo présente un comportement bimodal. En fonction de la valeur de chaque paramètre et du flux d'eau, soit les sédiments érodés sont en majorité transportés vers la sortie, ou soit l'énergie du système est insuffisante pour transporter tous les sédiments érodés vers l'exutoire.

Le flux d'eau limite séparant les deux domaines (défini par 50% de transport à longue distance) varie rapidement en fonction de l'érodabilité et du coefficient d'Einstein. L'érodabilité est le paramètre clef du modèle numérique puisqu'il définit l'alimentation du système en sédiments. Le coefficient d'Einstein régule l'évacuation des sédiments vers l'exutoire. Le calage de ces deux paramètres est essentiel car ils interagissent entre eux par l'intermédiaire du flux d'eau. En effet, l'augmentation du flux d'eau permet de transporter plus de sédiments mais augmente l'érodabilité (fonction de la contrainte de cisaillement) donc l'alimentation du système en sédiments. Il est donc important de trouver un compromis entre ces deux coefficients.

Le coefficient de diffusion influence assez peu le flux d'eau limite séparant les deux domaines. Le transport gravitaire participe donc assez peu à l'évacuation des sédiments vers la sortie.

III.4.3. Influence respective des lois de transport

Nous avons vu précédemment que le modèle numérique est régi par trois lois. La première contrôle l'alimentation du système en sédiments tandis que les deux autres permettent de transporter, de façon gravitaire et fluviale, les sédiments vers l'exutoire.

Dans ce paragraphe, nous allons tester l'influence respective de ces deux lois de transport sur l'érosion moyenne du bassin-versant et sur le cheminement des sédiments vers l'exutoire. Pour faciliter la compréhension des résultats, nous nous plaçons dans un système à transport limité. Le cœfficient d'érodabilité a été pris à 1 mm/an/Pa de telle façon que le système soit toujours alimenté en sédiments et en stocke une grande partie.

Nous avons effectué deux séries de simulations. La première consiste à prendre une valeur du coefficient de diffusion faible (K_d=0,01 et K_e variable) pour minimiser le rôle du transport gravitaire, et observer l'influence du coefficient d'Einstein pour différentes valeurs du flux d'eau. La deuxième consiste à prendre une valeur du coefficient d'Einstein faible (K_e=0,01 et K_d variable), pour minimiser le rôle du transport fluvial, et observer l'influence du coefficient de diffusion pour différentes valeurs du flux d'eau. L'ensemble des résultats est regroupé dans la figure II.30.

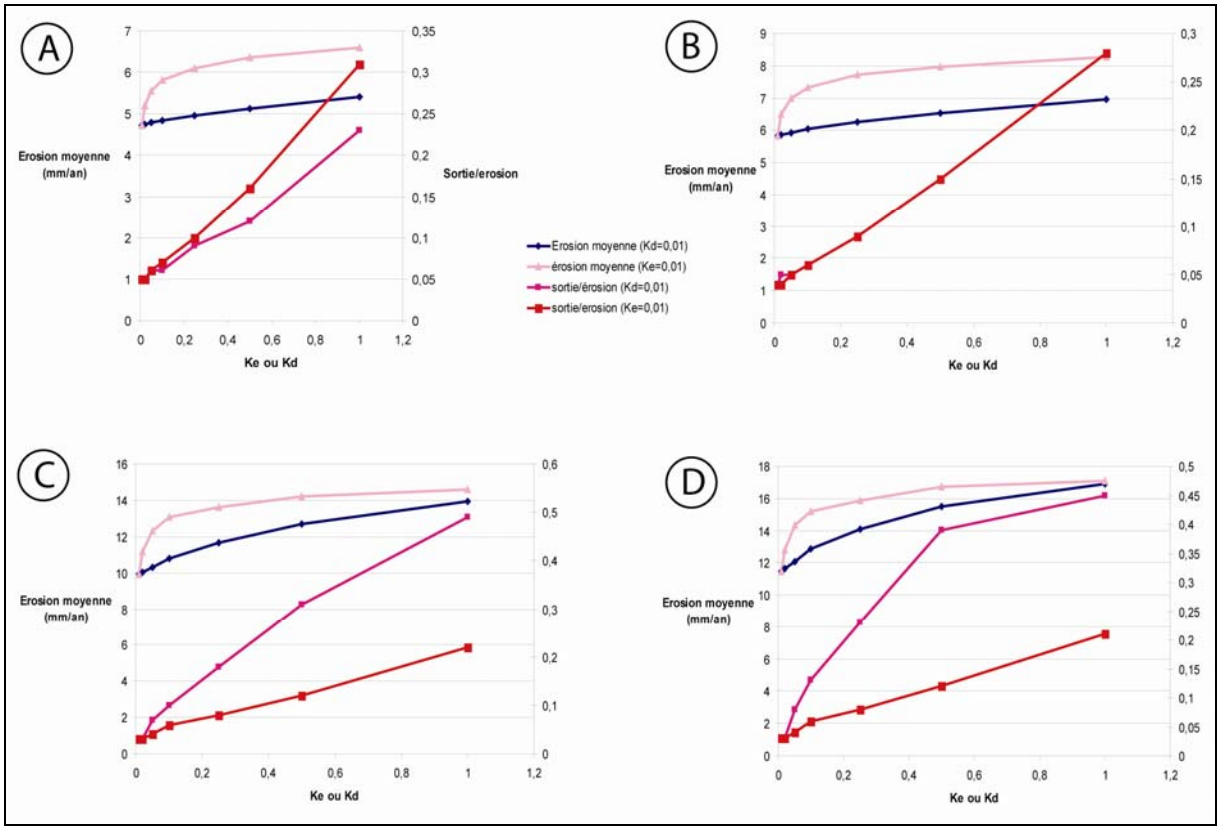


Figure II.30 : Erosion moyenne et sortie/érosion en fonction de K_d et K_e pour des conditions hydrauliques variables
A) Q_e=100 m^3/s, B) Q_e=160 m^3/s, C) Q_e=630 m^3/s, D) Q_e=1000 m^3/s

Pour de faibles flux d'eau (Figure II.30 A et B), le rapport sortie/érosion est plus élevé quand le transport fluvial est minimisé (K_e petit et constant). Pour de forts flux d'eau, le rapport sortie/érosion devient plus élevé quand le transport gravitaire est minimisé (K_d petit et constant). De plus, ce rapport sortie/érosion est identique pour les couples (K_d = x; K_e = 0,01) et (K_d = 0,01 ; K_e = x) pour un flux d'eau égal à 160 m^3/s.
Quand le flux d'eau augmente, l'érodabilité du bassin augmente (via la contrainte de cisaillement) et le système est beaucoup plus alimenté en sédiments. Dans le cas où le coefficient d'Einstein est constant et petit et le coefficient de diffusion variable, le rapport sortie/érosion diminue avec l'augmentation du flux d'eau même pour des valeurs de coefficients de diffusion élevées. A l'inverse, si le coefficient de diffusion est constant et petit et le coefficient d'Einstein variable, le rapport sortie/érosion coïncide avec l'augmentation du flux d'eau.
Le transport fluviatile permet, contrairement au transport diffusif, l'évacuation des sédiments hors du bassin-versant.

En conclusion, les deux lois de transport contribuent de manières significativement différentes au transport des sédiments vers l'exutoire. Nous avons déterminé une valeur seuil, de l'ordre de 160 m^3/s, qui définit deux domaines : dans des conditions hydrauliques inférieures (resp. supérieures) au seuil, le transport gravitaire (transport diffusif) est plus (resp. moins) efficace que le transport fluvial (loi d'Einstein) aussi bien pour l'érosion moyenne du bassin-versant que pour le transport des sédiments vers la sortie.

III.5. Bilan de l'analyse du modèle

Afin d'analyser et comprendre le comportement du modèle, une batterie de tests a été effectuée sur une grille, issue du lissage d'un MNT, définissant la zone amont du Pilcomayo.

Les premières simulations ont montré l'importance des conditions limites. Nous avons imposé un flux de sédiments nul en amont et une sortie libre en aval.

L'analyse du modèle met en évidence son comportement bimodal en terme d'érosion fonction du flux d'eau et de la valeur des paramètres principaux : l'un où l'érosion moyenne est limitée par le transport, l'autre où l'érosion moyenne est limitée par la disponibilité, un résultat déjà mise en évidence par l'analyse de l'incision de profils en long de rivières (Tucker et Whipple, 2002).

Cette analyse a permis également de montrer que le modèle avait un comportement double en terme de transport fonction du flux d'eau et de la valeur des paramètres principaux : pour de faibles valeurs du flux d'eau, la plus grande partie (de l'ordre de 80 %) des produits de l'érosion sédimente dans la zone étudiée ; pour des forts flux d'eau, plus de 80% des produits de l'érosion est transporté à longue distance, hors de la zone étudiée. Nous avons choisi d'étudier le seuil à partir duquel plus de 50 % des sédiments sont transportés à longue distance. La valeur de ce seuil, pour des valeurs moyennes des coefficients de transport et d'érodabilité, est proche de 250 m^3/s si l'on regarde les courbes de la figure II.20. Elle sépare le domaine où le système est en transport à longue distance limité, c'est-à-dire que la disponibilité des sédiments est bien supérieure à la sortie des sédiments vers l'exutoire. Au-dessus de ce seuil, le flux d'eau devient suffisant pour que le système ait suffisamment d'énergie pour évacuer la majorité des sédiments vers l'exutoire.

Enfin, nous avons quantifié l'importance relative des deux modes de transport dans le modèle COBASE : le transport à dominante gravitaire et le transport à dominante fluvial. Pour des valeurs de paramètres donnés, on définit une valeur seuil du flux d'eau séparant ces deux domaines. Pour un flux d'eau inférieur à 160 m^3/s, le transport des sédiments est à dominante gravitaire tandis que pour un flux supérieur le transport est à dominante fluvial.

Les deux limites entre les deux modes de contrôles (respectivement limitant l'érosion ou limitant le transport à longue distance) sont légèrement différentes, ce qui conduit à un comportement du modèle complexe, avec en particulier la possibilité de voir certaines zones du modèle passer de l'érosion à la sédimentation (ou le contraire) en fonction de la variation des paramètres.

IV. Conclusion

Le modèle numérique COBASE est régi par deux lois de transport (fluviatile et gravitaire (le long des versants)) et une loi d'érodabilité. Le transport des sédiments le long des versants s'exprime par une équation de diffusion simple, proportionnelle à la pente. Le transport fluviatile est modélisé par la loi de transport total d'Einstein qui exprime le transport des sédiments par suspension et par charriage. L'équation d'Einstein nécessite la description physique de l'écoulement. Etant donné que nous pouvons nous placer dans un écoulement permanent et uniforme, nous avons décrit la vitesse de l'écoulement à partir de la formule de Manning-Strickler.

La loi d'érodabilité qui exprime un critère d'érosion des sols complète les lois principales du modèle.

Ces lois ont été intégrées au logiciel DIONISOS qui facilite, grâce à son interface, la visualisation des résultats.

Les premières simulations réalisées ont permis de mieux comprendre le comportement du modèle. Les conditions aux limites sont très importantes et nous avons choisi d'imposer un flux de sédiments nul en amont et une sortie libre en aval.

Les premières analyses du modèle montrent un comportement bimodal en terme d'érosion en fonction de la valeur des principaux paramètres et du flux d'eau : l'un où l'érosion moyenne est limitée par le transport et l'autre où l'érosion moyenne est limitée par la disponibilité. Cette disponibilité, régie par une loi d'érodabilité, est un paramètre clef du modèle puisqu'elle contrôle l'alimentation en sédiments de la rivière et de son bassin-versant.

COBASE montre également un comportement double, dépendant des principaux paramètres et du flux d'eau, qui s'exprime soit par une sédimentation dans le bassin, soit par une évacuation des sédiments vers l'exutoire, en dehors du bassin.

Enfin, en fonction du flux d'eau, l'efficacité des modes de transport varie. Pour des flux d'eau faibles le transport est à dominante gravitaire tandis qu'il est à dominante fluviatile pour des valeurs de flux d'eau élevées.

Chapitre 3 : Application du modèle numérique COBASE à la rivière Pilcomayo

Résumé:

Ce chapitre décrit, dans un premier temps, les différents paramètres nécessaires à la modélisation numérique de l'évolution du Pilcomayo et de son bassin-versant. Ces paramètres permettent de tester différents scénarios tectoniques et de contraindre le flux d'eau utilisé dans le modèle. D'autres données, telle que l'érosion moyenne, permettent de contraindre les paramètres d'entrée en contrôlant la valeur des paramètres de sortie.

Les différentes simulations numériques ont permis de dégager des enseignements sur l'influence et l'enregistrement de la tectonique et du climat. Elles montrent que la tectonique influence localement le volume et la nature des éléments sédimentés danbs la rivière ainsi que sa morphologie en modifiant la pente de l'écoulement. Le climat modifie régionalement la morphologie de la rivière en contrôlant l'incision ou la sédimentation (de façon quantitative et qualitative) du lit de la rivière.

Ces nouveaux enseignements ont permis de proposer un scénario d'évolution du remplissage sédimentaire à Puente Sucre.

Sommaire chapitre 3 :

I. Introduction _____ *Erreur ! Signet non défini.*

II. Données susceptible de contraindre les paramètres d'entrée du modèle COBASE et d'être comparées aux résultats du modèle COBASE _____ *Erreur ! Signet non défini.*

*II.1. Le climat actuel et passé*_____ ***Erreur ! Signet non défini.***

*II.2. Tectonique*_____ ***Erreur ! Signet non défini.***

II.3. Erosion et taux de dénudation _____ ***Erreur ! Signet non défini.***

II.4. Profil transversal et composition granulométrique de la rivière Pilcomayo ***Erreur ! Signet non défini.***

*II.5. Géométrie des remplissages*_____ ***Erreur ! Signet non défini.***

III. Influence des paramètres tectoniques, climatiques et granulométriques sur l'évolution de la rivière Pilcomayo*Erreur ! Signet non défini.*

*III.1. Un exemple de simulation*_____ ***Erreur ! Signet non défini.***

III.2. Sensibilités des caractéristiques du Pilcomayo _____ ***Erreur ! Signet non défini.***

III.3. Influence de la tectonique sur les caractéristiques du Pilcomayo _ ***Erreur ! Signet non défini.***

III.4. Influence du climat sur les caractéristiques du Pilcomayo _ ***Erreur ! Signet non défini.***

III.5. Influence de la granulométrie sur l'enregistrement des cycles tectoniques et climatiques _____ ***Erreur ! Signet non défini.***

III.6. Analyse des éléments architecturaux dans les remplissages de la rivière pour comprendre l'influence du climat et de la tectonique _____ ***Erreur ! Signet non défini.***

IV. Interprétations de la formation des terrasses à partir des enseignements tirés du modèle _____ *Erreur ! Signet non défini.*
IV.1. Synthèse des informations liées à la modélisation _____ ***Erreur ! Signet non défini.***
*IV.2. Reconstruction des conditions climatiques et tectoniques du remplissage de Puente Sucre*_____ ***Erreur ! Signet non défini.***

I. Introduction

Le chapitre précédent a permis de construire un modèle simulant l'évolution d'une rivière et de son bassin-versant. Nous allons appliquer le modèle COBASE à un bassin théorique proche de la rivière Pilcomayo (issu d'un modèle numérique de terrain) et essayer de comprendre comment la tectonique et le climat s'enregistrent dans l'évolution du bassin. Dans un premier temps, nous devons contraindre les paramètres d'entrée du modèle, à savoir la valeur des coefficients de transport et la valeur du flux d'eau utilisées dans le modèle. Une fois tous les paramètres contraints, différents scénarios tectoniques et climatiques seront testés avec une seule granulométrie puis plusieurs granulométries.

Les résultats obtenus à partir des expériences numériques permettront de tirer des enseignements sur l'enregistrement de la tectonique et du climat dans le bassin-versant et plus exactement dans les sédiments du Pilcomayo. Les « règles » obtenues seront ensuite appliquées au remplissage sédimentaire de Puente Sucre afin de retracer son histoire.

II. Données susceptible de contraindre les paramètres d'entrée du modèle COBASE et d'être comparées aux résultats du modèle COBASE

Le modèle numérique COBASE est basé sur trois équations soit trois paramètres à calibrer : le coefficient d'érodabilité (érosion des sols), le coefficient de diffusion (transport sur les versants) et le coefficient d'Einstein (transport fluviatile et ruissellement). Une fois ces trois paramètres calibrés, deux paramètres d'entrée viennent compléter le modèle : le flux d'eau (sous forme de précipitations) et la tectonique, sous forme de cartes de surrection. Le modèle COBASE permet d'obtenir la valeur de l'érosion moyenne, de la sédimentation moyenne du bassin-versant et de la sortie à l'exutoire.

Nous allons maintenant détailler les informations permettant de préciser directement la valeur du flux d'eau et de la surrection tectonique dans cette région, ainsi que les données permettant de préciser indirectement (par essai/erreur dans la modélisation) les trois paramètres fondamentaux du modèle. Ces informations portent sur le taux d'érosion moyen dans le bassin-versant et l'histoire du comblement de la vallée du Pilcomayo.

II.1. Le climat actuel et passé

Le climat est un paramètre clef de la modélisation puisqu'il engendre un flux d'eau qui va contrôler la hauteur et la vitesse de l'écoulement dans la rivière et ainsi l'énergie de transport des sédiments vers l'aval.

II.1.1. Les précipitations actuelles dans le bassin-versant du Pilcomayo et dans la zone d'étude

a- Climat et précipitation sur le territoire bolivien et dans la zone d'étude

Les nombreuses études réalisées sur le climat actuel de la Bolivie ont débuté à la fin du siècle dernier avec les premières expéditions scientifiques dans les Andes et sur l'Altiplano (Neveu-Lemaire, 1904 ; Monheim, 1956 ; Carmouze et al., 1983 ; Francou et Pizarro, 1985 ; Roche et al., 1992).

Les études effectuées sur les bassins boliviens ont été réalisées en majorité par le PHICAB (Programa HIdrologico y Climatologico de la cuenca Amazonica de Bolivia) dans le cadre du PHI (Programa HIdrologico) de l'Unesco, comme l'Altiplano (Lozada, 1985 ; Mariaca, 1985) et le haut bassin de la rivière Pilcomayo (Arellano, 1988 ; Frias, 1989).

La carte des précipitations (Figure I.16, chapitre 1) indique de façon claire que la portion étudiée du bassin-versant du Pilcomayo (région de Sucre) est arrosée de façon homogène. Nous pouvons donc appliquer une précipitation homogène sur toute la région pour notre modélisation. Bien que la variabilité spatiale soit faible et

négligeable sur notre zone d'étude, il n'en est pas de même pour la variabilité temporelle.

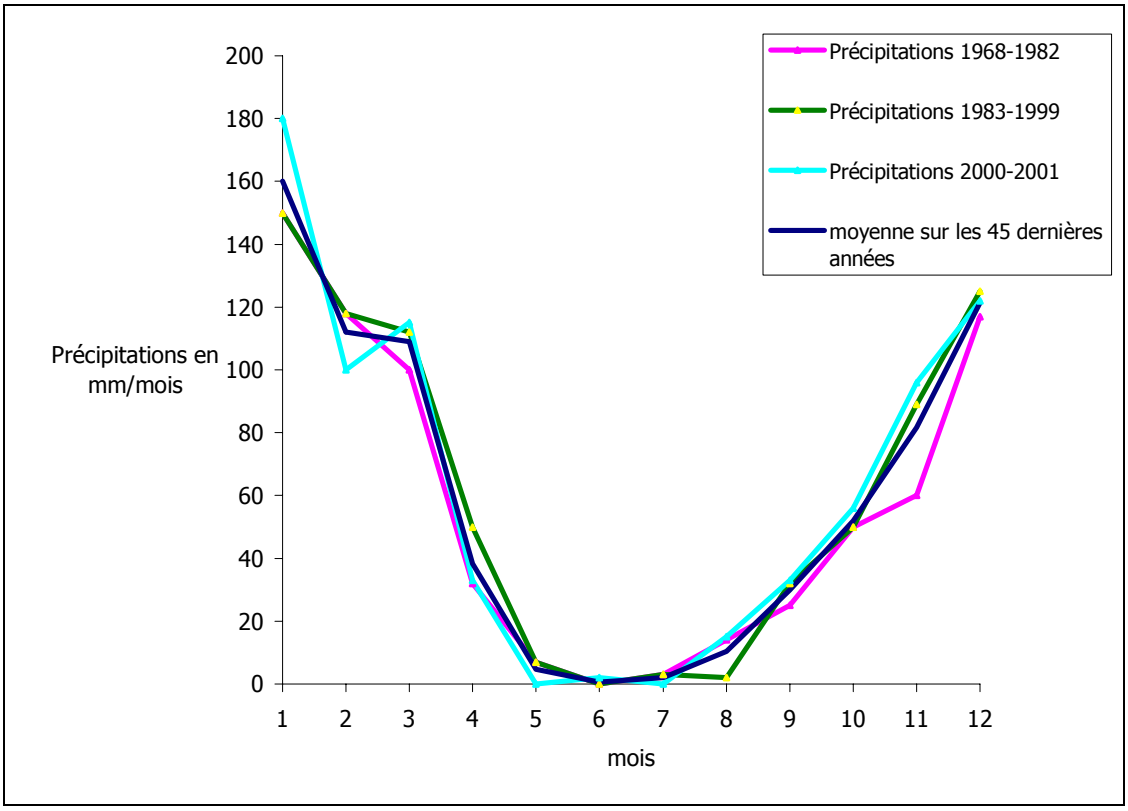


Figure III.1 : Distribution mensuelle des précipitations pour la ville de Sucre (Bolivie) d'après les données de l'AASANA et du site Internet : http://french.wunderground.com/global/stations/85283.html

Les précipitations mensuelles moyennes relevées dans la station de Sucre depuis 1968 jusqu'à nos jours montrent clairement l'alternance période sèche et période humide (Figure III.1). La moyenne annuelle des précipitations sur la région de Sucre est de 650 mm/an.

b- Précipitations et débits hydrauliques dans la station de Villa Montes et Sucre

Entre 1977 et 1982, des mesures de débit ont été effectuées, dans la station de jaugeage de Villa Montes, par l'organisme SENAMHI (SErvicio NAcional de Meteorologia e HIdrologia). De même, Guyot et al. (1990), en collaboration avec l'organisme SENAMHI, ont effectué des prélèvements sur la même station de jaugeage et ont réalisé un ensemble de courbes mettant en évidence la distribution mensuelle du flux d'eau à Villa Montes.

A partir de l'ensemble de ces données, nous avons tracé une courbe moyenne du flux d'eau du Pilcomayo à Villa Montes (Figure III.2).

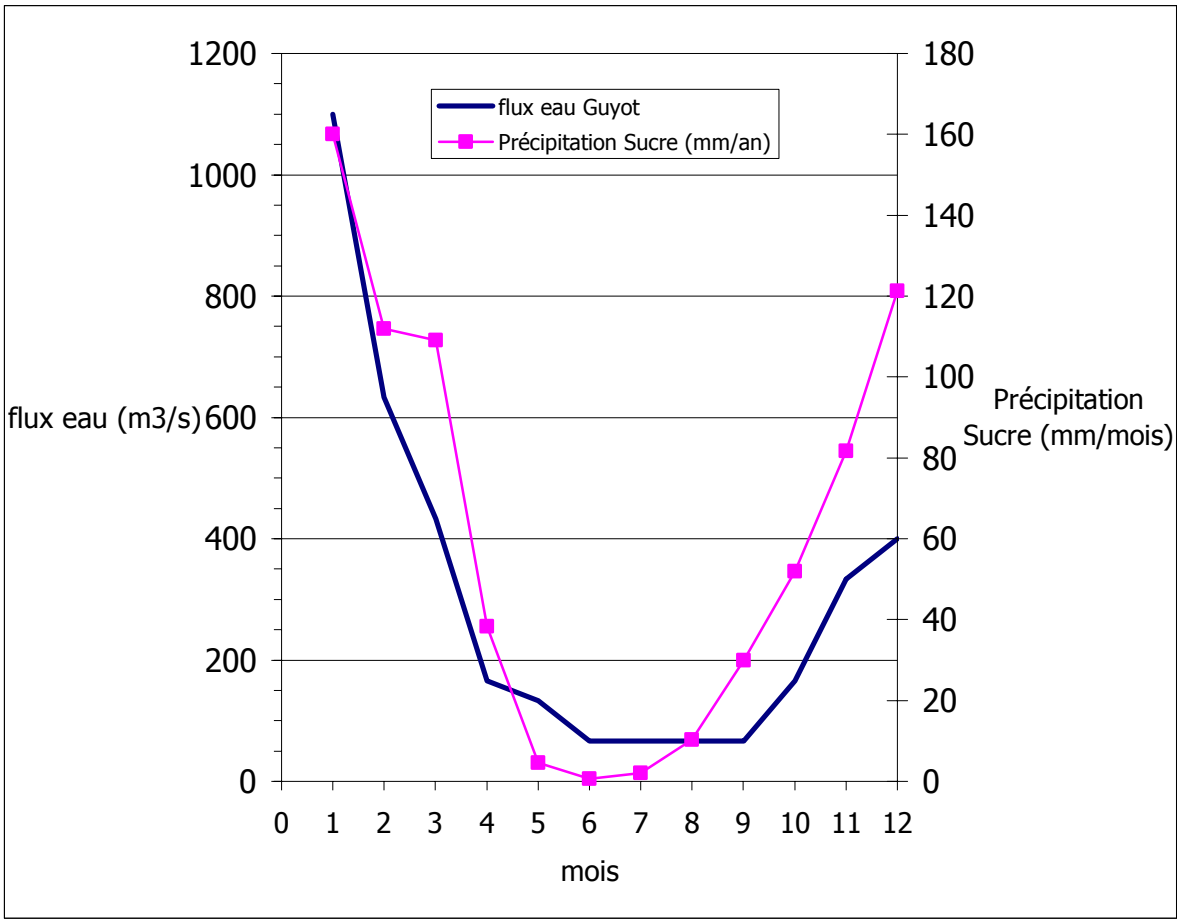


Figure III.2 : Distribution mensuelle du flux d'eau pour la ville de Villa Montes d'après les données du SENAMHI et de Guyot et al. (1989, 1990)

Le débit moyen annuel du Pilcomayo au niveau de Villa Montes est estimé à environ 300 m^3/s.

Il existe actuellement aucune donnée concernant les valeurs de flux d'eau du Pilcomayo dans la région de Sucre. Les seules informations concernent les précipitations annuelles moyennes estimées à environ 650 mm/an. Les précipitations moyennes annuelles à Villa Montes sont de l'ordre de 500 mm/an (données de Météo France) soit 35 % de moins que celles de Sucre. Les précipitations estimées par Filizola (2002), sur deux stations situées dans notre zone d'étude, sont de l'ordre de 500 mm/an. A partir de ces mêmes données, on peut estimer un flux d'eau moyen annuel de 100 m^3/s.

Par extrapolation, on peut estimer le flux d'eau moyen annuel à Sucre de l'ordre de 100 m^3/s (sachant que la rivière Pilaya draine environ la moitié du bassin-versant). A défaut d'avoir des données plus précises, ce flux d'eau se veut être un ordre de grandeur plus qu'une référence.

La comparaison des distributions mensuelles des précipitations à Sucre (Figure III.1) et du flux d'eau à Villa Montes (Figure III.2) montre une forte similitude suggérant que la répartition annuelle des pluies est homogène sur l'ensemble du bassin-versant.

Il existe un léger décalage entre les minimums de précipitations enregistrés à Puente Sucre et le flux d'eau à Villa Montes. Ce léger décalage est sûrement lié à l'influence de l'affluent du Pilcomayo : la rivière Pilaya. Ce décalage ne représente pas un problème particulier dans la modélisation car le flux d'eau est moyenné et les simulations sont effectuées sur des périodes très importantes (plusieurs milliers d'années).

c- Carte des précipitations introduite dans COBASE

A partir de la distribution mensuelle des précipitations dans la région de Sucre sur les quarante dernières années (Figure III.1), on en déduit une courbe moyenne des précipitations (Figure III.3).

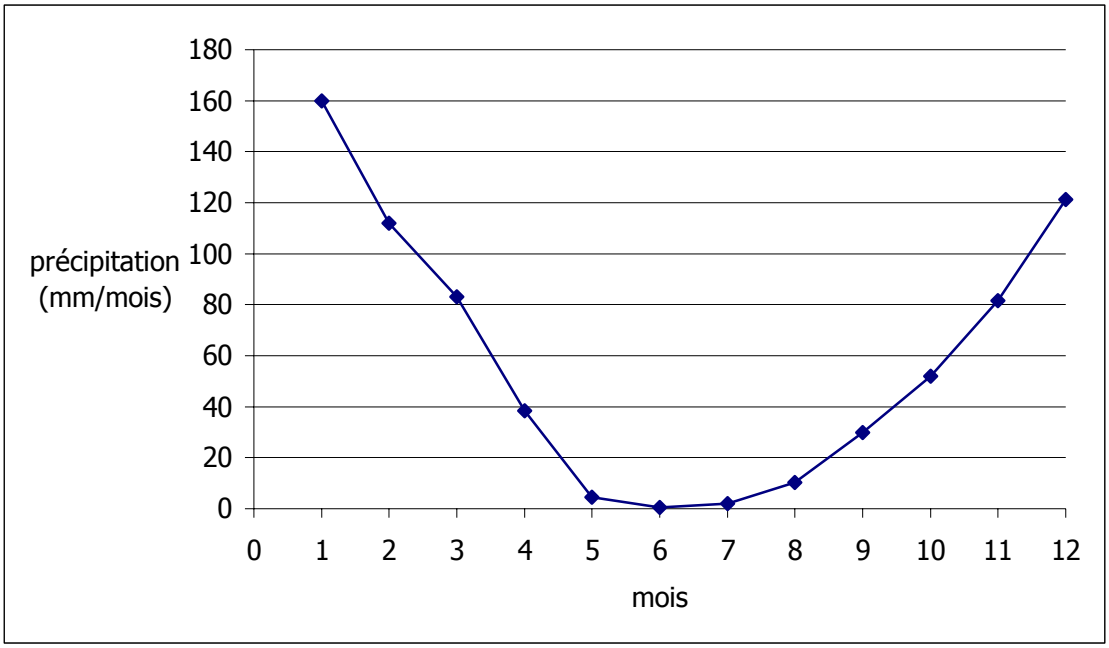


Figure III.3 : Courbe de précipitation annuelle moyenne pour la région de Sucre

En supposant que la répartition annuelle des précipitations est identique entre les stations de Villa Montes et Sucre et en tenant compte de la valeur moyenne des précipitations sur l'année dans la région de Sucre, on en déduit une courbe de flux d'eau annuel (Figure III.4).

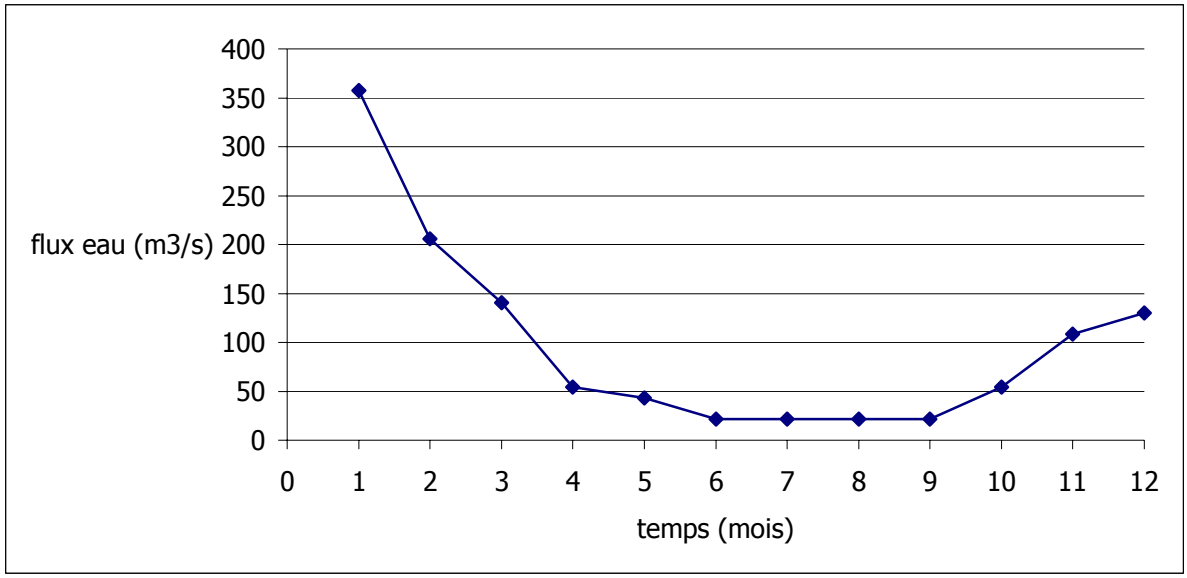


Figure III.4 : Courbe de flux d'eau annuel moyen pour la région de Sucre déduit de la courbe de précipitation

Les flux d'eau estimés à Sucre, moyennés sur une cinquantaine d'années, ne sont pas très élevés et ne peuvent suffire pour transporter des galets de diamètres pluricentimétriques. Il est donc fort probable que les galets grossiers sont transportés uniquement pendant les périodes de crues centenales ou millénales. Pour pouvoir transporter des galets très grossiers (de l'ordre de 10 cm), il faut générer des flux d'eau supérieurs à 1000 m^3/s. Nous supposons donc que le flux d'eau moyen « efficace » au transport des sédiments dans la rivière correspond à la valeur du flux d'eau d'une crue centenale dans la région de Sucre. L'analyse de la variation des précipitations sur les 45 dernières années dans la région de Sucre montre qu'il existe un écart supérieur à 300 % entre les précipitations annuelles maximales et les précipitations annuelles moyennées sur 45 ans (paragraphe II.3.2, chapitre 1). Ainsi, avec un flux d'eau moyen estimé à environ 100 m^3/s, on peut raisonnablement estimer que la valeur moyenne annuelle du flux d'eau pendant la crue centenale avoisine 400 m^3/s. En supposant enfin que la répartition des pluies sur l'année, hors période de crue et pendant période de crue est similaire, on en déduit une courbe annuelle de flux d'eau correspondant à la période de crue centenale.

La courbe annuelle de flux d'eau, correspondant à une période de crue centenale, de la région de Sucre a été introduite dans COBASE sous une forme simplifiée (Figure III.5). Le flux d'eau moyen annuel est de 400 m^3/s et est situé à l'exutoire du bassin étudié, à quelques kilomètres au Sud de Sorama (point E sur la carte figure I.11, chapitre 1). Le flux d'eau sur le reste du bassin-versant est déduit par la connaissance en chaque point de la grille de l'aire drainée.

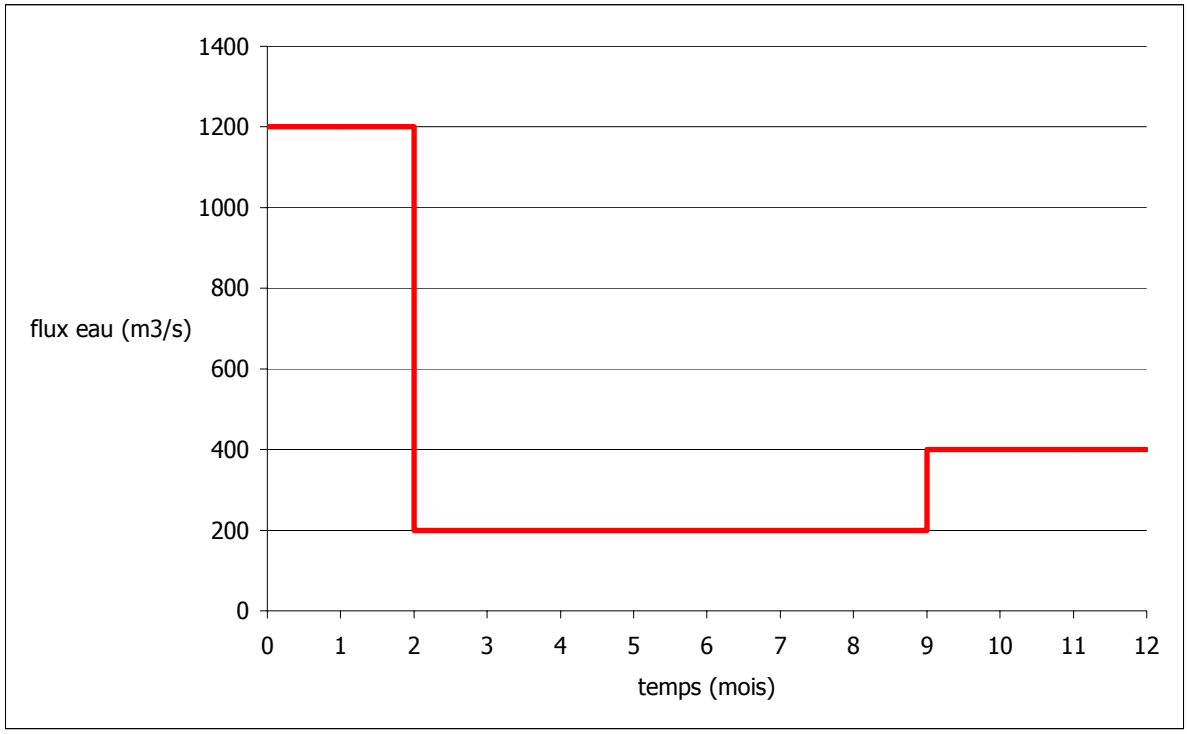


Figure III.5 : Courbe de flux d'eau simplifiée introduite dans le modèle COBASE

II.1.2. Paléoclimat mondial et bolivien

Nous nous sommes intéressés dans ce paragraphe à l'évolution du climat au cours de ces 100 000 dernières années à l'échelle de l'hémisphère (hémisphère Sud), du continent (continent Sud américain) et du pays (Bolivie) pour mettre en évidence des changements globaux du climat.

a- Climat mondial

Le Quaternaire est divisé en deux périodes : le Pléistocène (2 Ma – 10 000 ans BP) et l'Holocène (10 000 ans – actuel). De nombreux forages ont été effectués au cours de ces dernières décennies afin de décrypter les variations climatiques au cours du Quaternaire.

La plus grande base de données sur le climat mondial passé provient de la carotte de glace de Vostok (Est de l'Antarctique). Des mesures géochimiques (gaz à effet de serre, CO_2 et CH_4) ont été réalisées jusqu'à une profondeur de 3350 mètres et les résultats ont montré que l'âge de la glace atteignait approximativement 420 000 ans couvrant ainsi 3 périodes glaciaires et interglaciaires (Lorius et al., 1985 ; Barnola et al., 1987 ; Jouzel et al., 1987 ; Chapellaz et al., 1990 ; Petit et al., 1997). La courbe (Figure III.6) montre l'enregistrement des températures sur une période de 160 000 ans grâce à un forage de 2100 mètres depuis la surface.

La courbe des températures a été construite à partir de la composition isotopique des paléoprécipitations (Lorius et al., 1985 ; Jouzel et al., 1987) et a été dessinée en fonction de la température moyenne actuelle (-56°C).

La dernière période interglaciaire (130 000 ans) a des températures plus élevées que la période actuelle. A partir de 130 000 ans jusqu'à 110 000 ans, les températures ont baissé jusqu'à atteindre -6°C en dessous des valeurs actuelles, puis à partir de 110 000 ans jusqu'à 20 000 ans, les températures de l'Antarctique ont oscillé. Entre la dernière phase interglaciaire qui débute il y a 10 000 ans et la dernière phase glaciaire, une période de transition (appelée en Europe Dryas jeune) se caractérise par une phase de refroidissement intense.

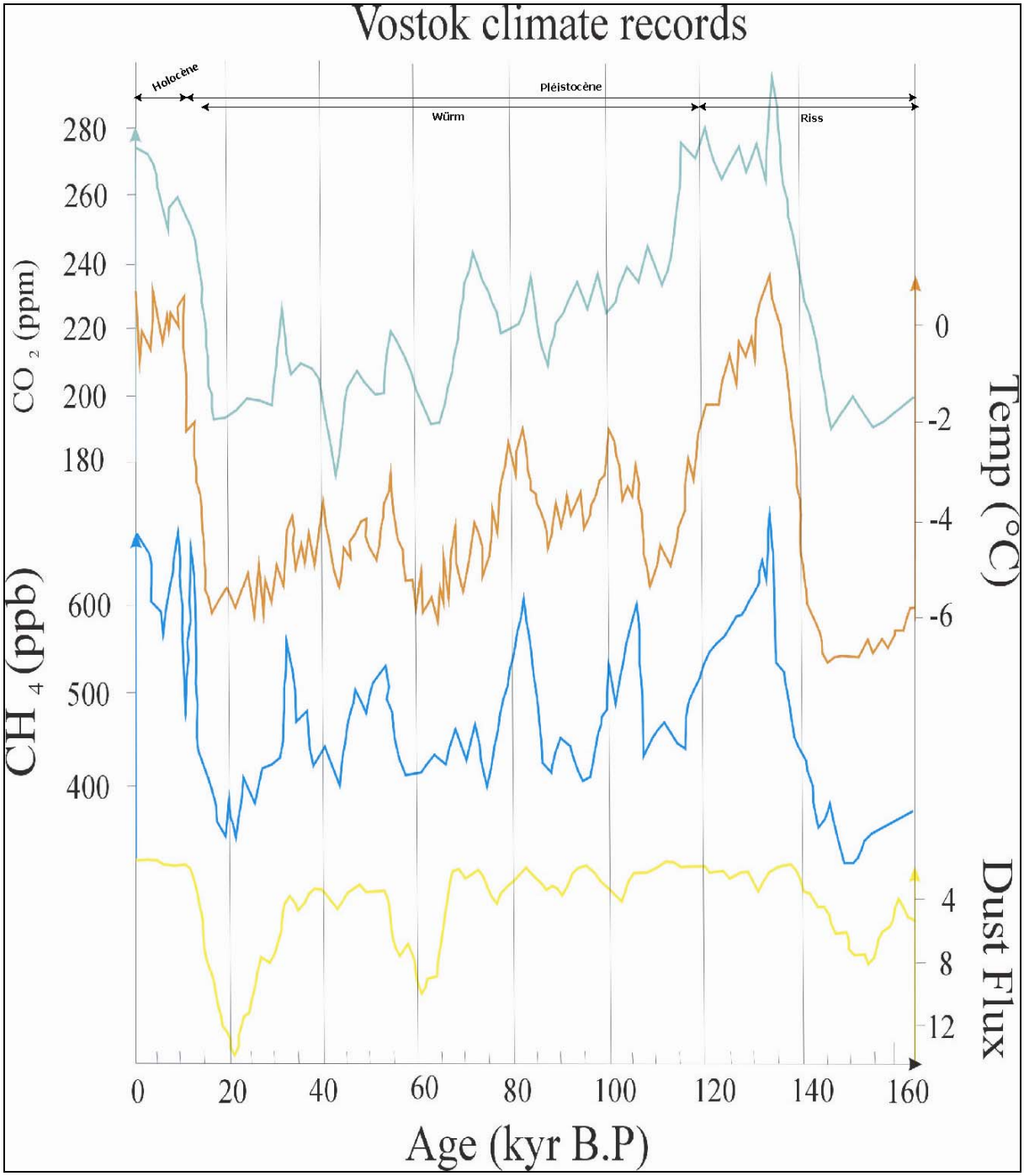


Figure III.6 : Enregistrement des variations du climat à partir de la carotte forée à Vostok (Antarctique Est) (Lorius et al., 1985 ; Barnola et al., 1987 ; Jouzel et al., 1987 ; Chapellaz et al., 1990 ; Petit et al., 1997).

b- Enregistrement des calottes glaciaires d'Amérique du Sud

Dans la même optique que les forages réalisés en Antarctique et au Groenland, un ensemble de missions a été entrepris dans les Andes centrales afin de réaliser des forages dans les glaciers péruviens et boliviens pour décrypter le climat passé.

- *Calotte glaciaire du Pérou (Huascaran)*

En 1993, deux carottes glaciaires ont été forées jusqu'au substratum au Pérou (9,11° S ; 77,61° W) dans le glacier de Huascaran culminant à 6048 m d'altitude (Figure III.7). Ce glacier est distant d'environ 1800 km de la ville de Sucre. Ces deux carottes ont enregistré les variations du climat et de l'environnement depuis la dernière période glaciaire (il y a environ 20 000 ans) jusqu'à l'actuel.

Figure III.7 : Localisation des glaciers de Huascaran (Pérou), de Sajama (Bolivie) où ont été effectués les forages (Thompson et al., 1995)

L'enregistrement du δO^{18} a montré que les températures dans les Andes, pendant la dernière phase glaciaire, étaient beaucoup plus basses (d'environ 8 °C) que celles d'aujourd'hui (Thompson et al., 1995 ; Thompson et al., 2000).

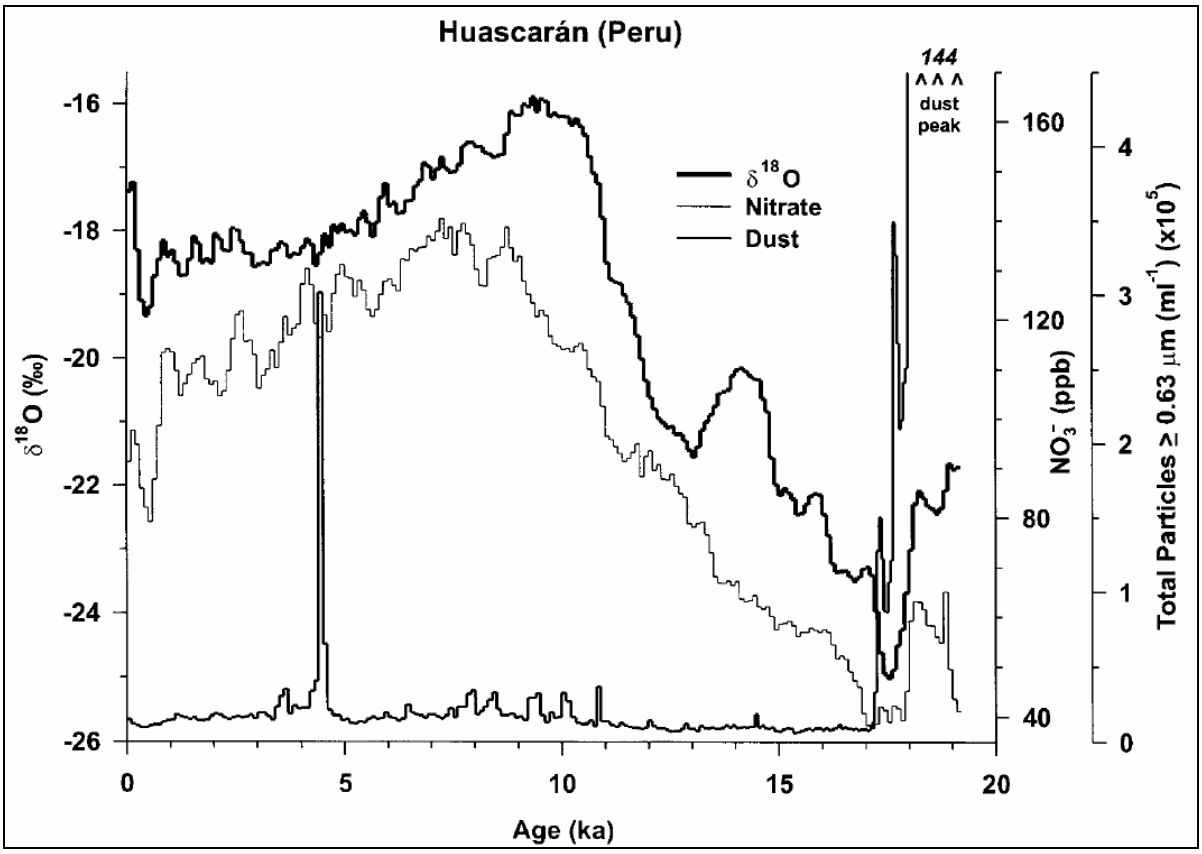


Figure III.8 : Enregistrement du δO^{18}, du nitrate et des particules de poussière dans la carotte glaciaire de Huascaran (Pérou). Modifié d'après Thompson et al. (1995)

La chute brutale du δO^{18} (environ 6,3 ‰) enregistrée sur la carotte entre la dernière période glaciaire et l'Holocène coincide aux chutes observées pour les mêmes périodes sur la carotte glaciaire, Dome C, d'Antarctique (Petit et al., 1981 ; Thompson et Mosley-Thompson, 1981) et celle du Groenland, GISP2 (Grootes et al., 1993) bien que cette dernière ne se trouve pas dans le même hémisphère. Ces brutales variations sont donc à l'échelle mondiale.

D'autres informations paléoenvironnementales concernant la dernière période glaciaire ont été enregistrées dans les carottes. En effet, il y a eu de fortes concentrations de poussières, près de 200 fois plus élevées que pendant l'Holocène. Cette observation a été également vérifiée sur les carottes polaires (Mosley-Thompson, 1994) et la carotte Dundee Ice Cap, Chine (Thompson et al., 1989). La forte concentration de poussières pendant la dernière période de glaciation, enregistrée par la carotte de Huascaran, est cohérente avec la reconstruction climatique de l'Amérique du Sud tropicale réalisée et suggère une humidité atmosphérique et des précipitations plus faibles (Clapperton, 1993).

➢ *Carotte glaciaire de Sajama (Bolivie)*

Suite à la campagne de forage de 1993 au Pérou, une nouvelle mission a été réalisée en Bolivie en 1996-1997 sur le glacier de Sajama (situé à environ 500 km de Sucre), le sommet le plus haut de Bolivie (Figure III.9).

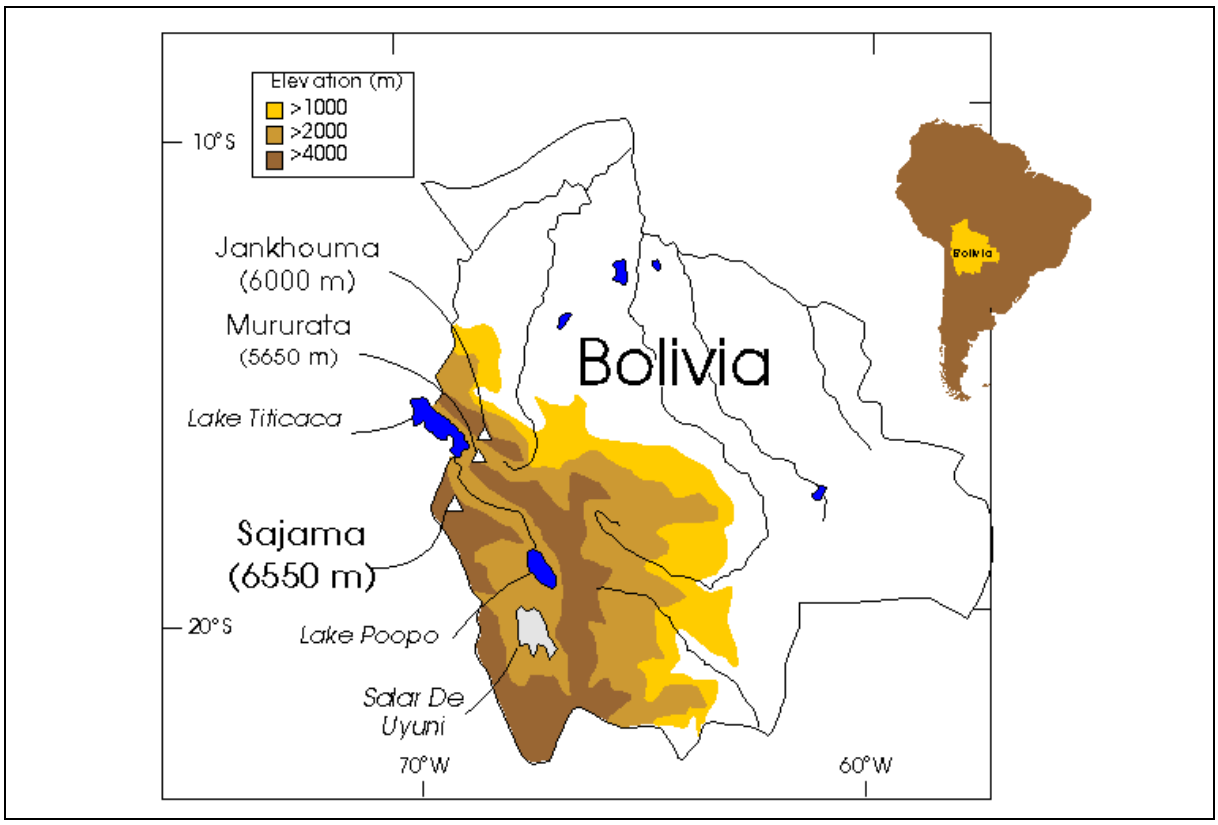


Figure III.9 : Localisation du volcan éteint de Sajama en Bolivie (Thompson et al., 1998)

Deux carottes ont été forées en 1997 (Thompson et al., 1998) du sommet de la calotte glaciaire (6542 m) jusqu'au substratum (18°06'S ; 68°58'W). La calotte glaciaire recouvre complètement le volcan éteint de Sajama situé à la frontière du large désert de l'Altiplano.

L'enregistrement du δO^{18} dans la carotte de Sajama (Figure III.10) met en évidence deux périodes : la dernière glaciaire qui s'étend jusqu'à 11 000 ans et la période Holocène. Cette période Holocène est caractérisée par une période chaude et humide. Au cours de la dernière période glaciaire, la variation du δO^{18} met en évidence des variations climatiques. En effet, cette période se caractérise globalement par un climat froid et sec. Toutefois, on observe un pic de δO^{18} entre 15 500 et 14 000 ans BP (Before Present) significatif d'un réchauffement et un pic de dépôt d'aérosols solubles attestant une période humide.

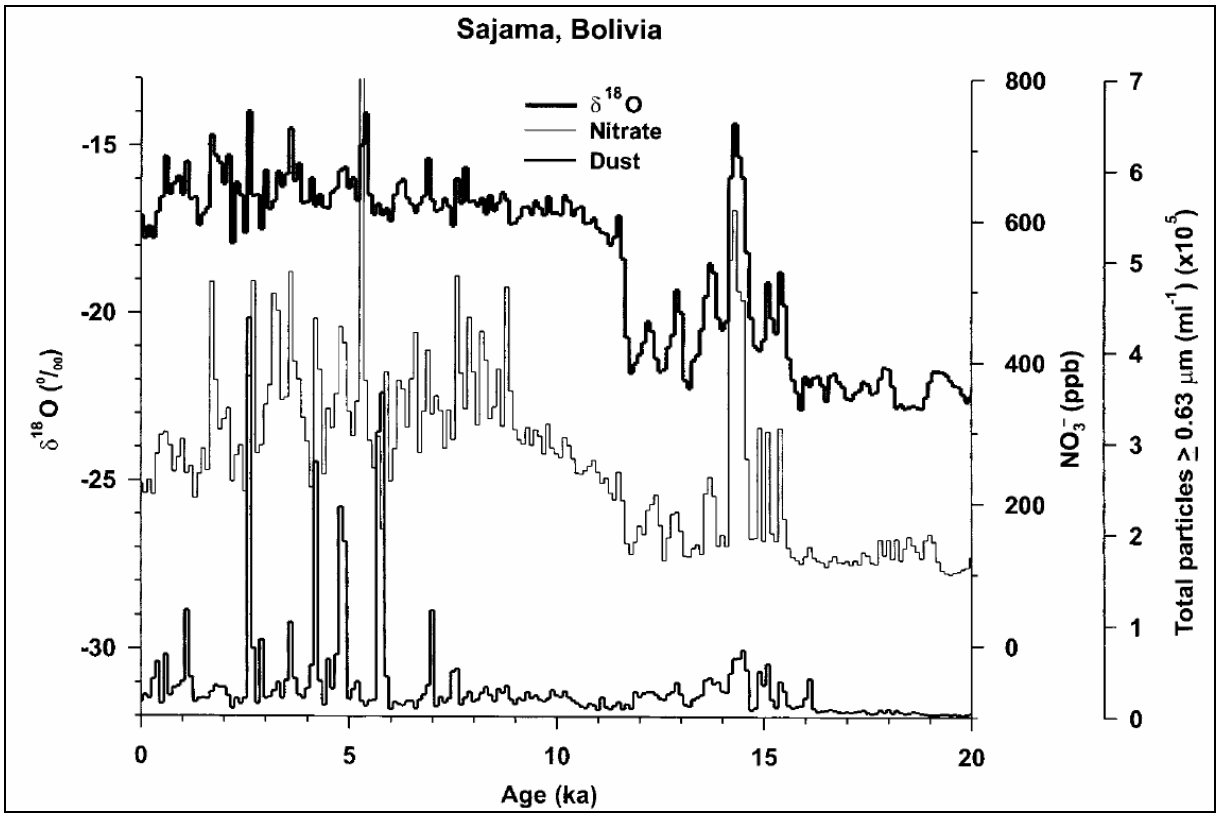


Figure III.10 : Enregistrement du δO^{18}, du nitrate et des particules de poussière dans la carotte glaciaire de Sajama (Bolivie). Modifié d'après Thompson et al., 1998.

Suite à cette période chaude et humide, les conditions climatiques s'inversent similairement à celles observées au Nord de l'Atlantique (Peteet, 1995) lors du Dryas jeune. Les basses températures à cette période s'accompagnent de fortes précipitations. En effet, les études palynologiques, glaciaires et géologiques faites dans les Andes (Hastenrath et Kutzbach, 1985 ; Kessler, 1985 ; Seltzer, 1992, 1994) ont confirmé que la montée du niveau du lac Tauca ne provenait pas de la fonte des glaciers mais d'une augmentation des précipitations sur l'ensemble de l'Altiplano. Cette phase humide enregistrée dans la carotte glaciaire est appelée phase Tauca et dure de 15 000 à 11 500 ans BP (Clapperton, 1993).

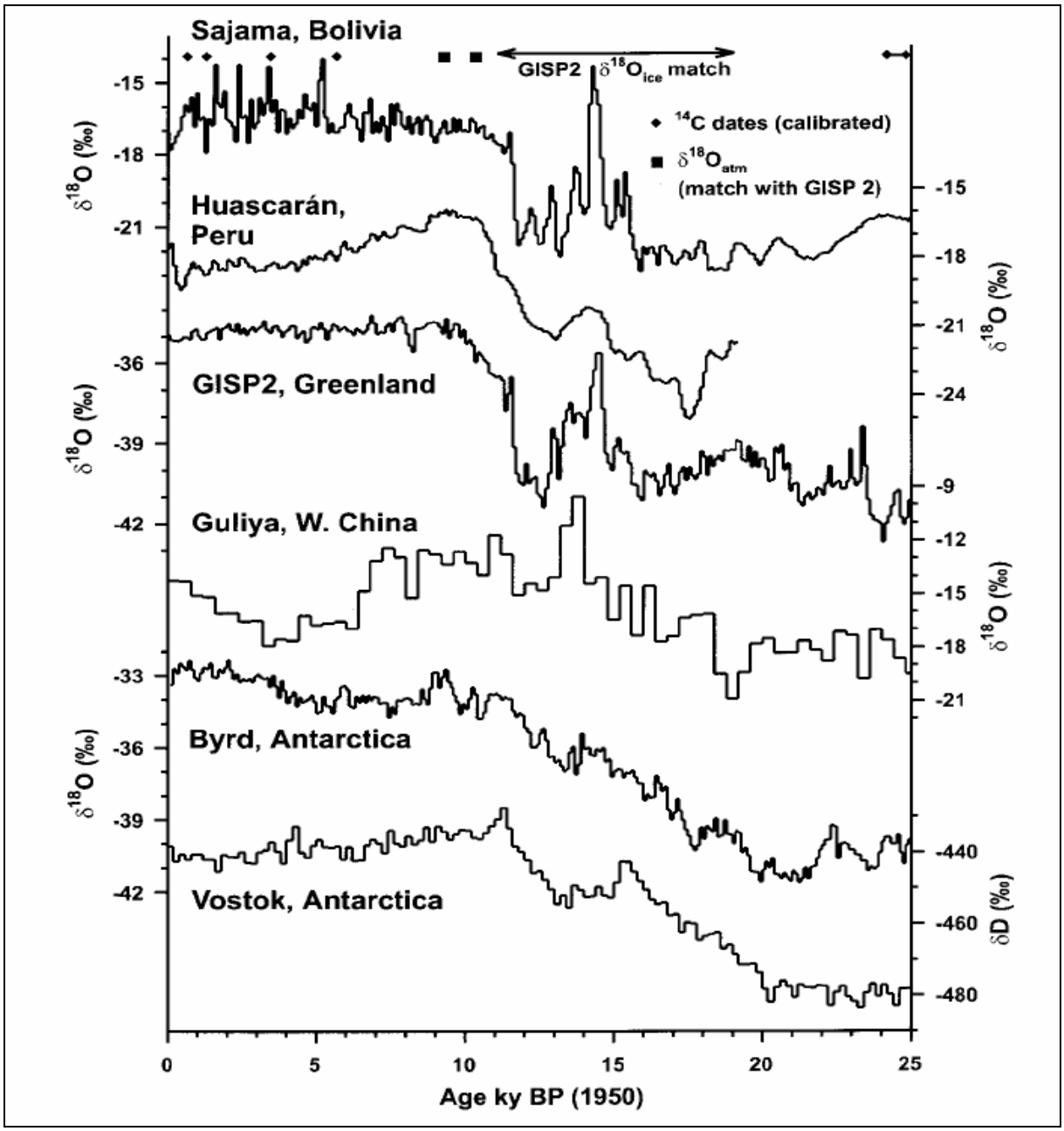


Figure III.11 : Evolution du δO^{18} enregistré dans différentes carottes glaciaires mettant en évidence la dernière période glaciaire et la période de déglaciation (Holocène). Modifié d'après Thompson et al., 1998

La variation du δO^{18} entre la dernière période glaciaire et l'Holocène enregistrée dans les glaces du volcan de Sajama est similaire (Figure III.11) à celle enregistrée sur les carottes péruviennes mais aussi antarctique, chinoise (Alley et al., 1997 ; Thompson et al., 1997) et même Groenlandaise (GISP2).

b- Analyse des variations des lacs et paléolacs boliviens et datations des glissements de terrains

De nombreux travaux réalisés dans les Andes de Bolivie, du Pérou et de l'Argentine, basés sur les observations stratigraphiques concernant les lacs de l'Altiplano (Servant et Fontes, 1978 ; Lavenu et al., 1984 ; Hastenrath et Kutzbach, 1985 ; Wirrman, 1987 ; Wirrman et Oliveira Almeida, 1987) ont montré l'existence de profonds changements climatiques au cours des 25 000 dernières années.

- ***Étude des lacs et paléolacs***

L'analyse quantitative des variations du niveau des lacs et paléolacs a permis de distinguer trois phases humides depuis la fin du Pléistocène.

- La phase Tauca (-15 500 à -12 000 ans BP)

Le paléolac Tauca a recouvert au Sud de l'Altiplano, pendant la fin de la période glaciaire, une superficie estimée à environ 53 000 km² (Servant et Fontes, 1978). Ce paléolac est le vestige d'une période humide qui a débuté il y a 15 500 ans et qui s'est terminée il y a 12 000 ans. Des études effectuées sur d'autres bassins endoréiques (lagune Lejia au Chili (Grosjean, 1994), Altiplano (Hastenrath et Kutzbach, 1985) proches du paléolac Tauca) montrent que le maximum lacustre est situé entre 13 000 et 12 000 ans BP.

La phase Tauca est composée de plusieurs petites phases caractérisées par des particularités stratigraphiques et physico-chimiques (Sylvestre et al., 1999).

- Phase post-Tauca (événements Ticana et Coipasa)

Sylvestre et al. (1999) ont montré que les dépôts de sédiments, enregistrés dans les salars de Uyuni et de Coipasa, se sont déposés au cours d'une période sèche post phase Tauca qui a duré environ 1000 ans. Cette phase fait la transition entre le Pléistocène et l'Holocène mais également la transition entre la phase Tauca et la phase Coipasa.

La phase Coipasa est une phase lacustre qui s'est enregistrée en marge du salar Uyuni-Coipasa à 3660 m d'altitude. Cette phase humide modérée est comprise entre 11 000 et 8000 ans BP.

- Holocène moyen (8000-4000 ans BP)

Wirrmann et Almeida (1987) ont étudié cette période à partir de l'analyse du niveau du lac Titicaca et de ses dépôts lacustres. Ils ont mis en évidence que pendant cette période le niveau du lac était plus bas qu'actuellement. Cette baisse importante du niveau lacustre correspond à une période sèche. Cette période sèche se retrouve également dans la forêt amazonienne brésilienne (Soubies, 1979-1980), en Colombie (Van der Hammen, 1974) et dans les îles Galápagos (Colinviaux, 1972).

➢ Phase Titicaca (4000 ans BP-actuel)

La phase Titicaca est la phase la plus humide de l'Holocène. Elle se traduit par une montée rapide du niveau du lac Titicaca. Talbi et al. (1999) ont estimé les valeurs des précipitations au cours de l'Holocène dans la région du lac Titicaca en se basant sur un bilan hydrologique à l'échelle du bassin (Figure III.12).

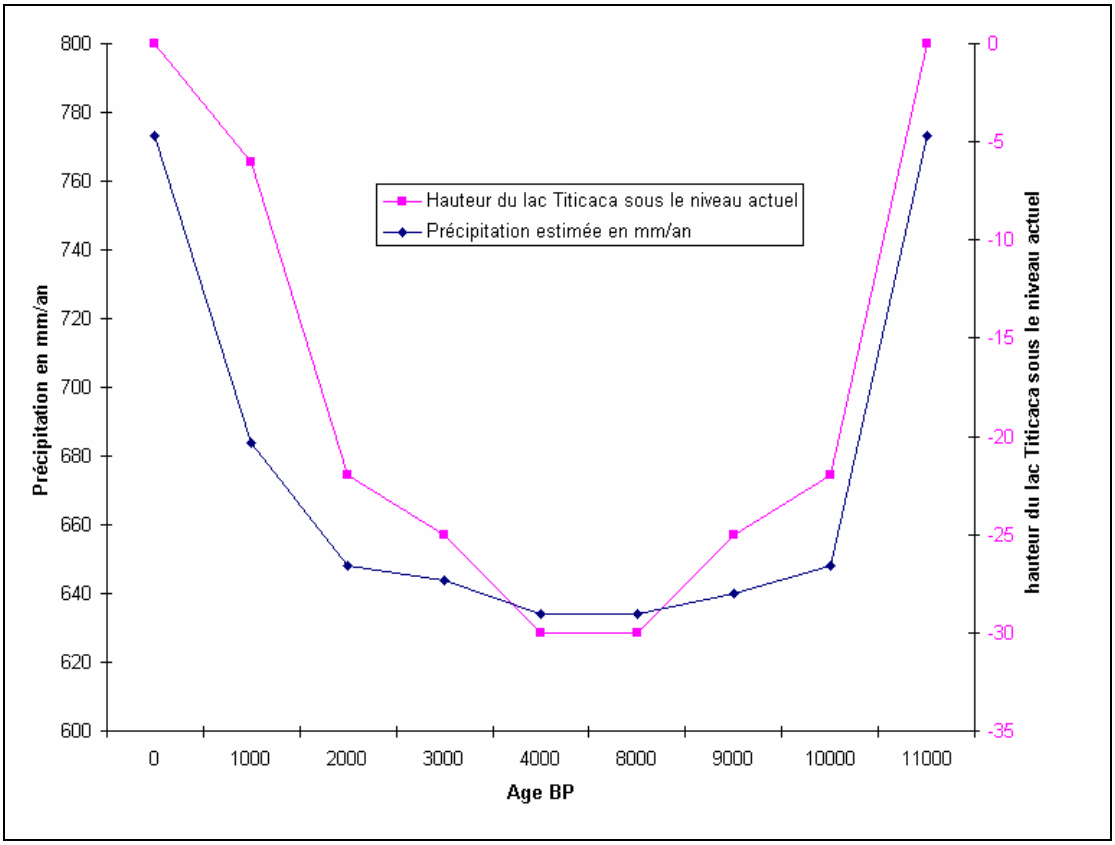


Figure III.12 : Evolution de la hauteur du niveau lacustre du lac Titicaca et estimation des précipitations pour la période 11 000 ans à l'actuel (Talbi et al., 1999).

- ***Etude des glissements de terrain***

Trauth et al. (2003) ont analysé la chronologie des glissements de terrains dans la cordillère argentine pendant le Quaternaire. Ils montrent que deux grands ensembles de glissements de terrains se sont produits entre 40 000 et 25 000 ans et entre 5000 ans BP et l'actuel. Ces deux grands événements coïncident avec la phase humide Minchin et la phase Titicaca. Ils correspondent aux périodes où les oscillations du Sud de El Nino (ENSO) étaient les plus actives. Toutefois, il n'y a pas d'évidence pour les périodes humides Tauca et Coipasa d'activités intenses de glissements de terrains (Figure III.13).

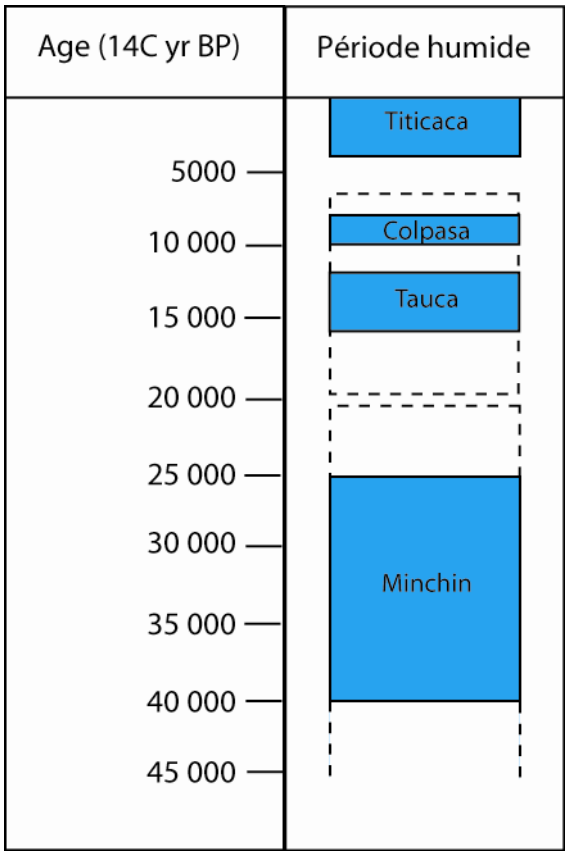


Figure III.13 : Cycles périodes sèches et humides d'après les études des lacs et paléolacs boliviens, péruvien et argentins (Trauth et al., 2003)

c- Résumé sur le climat passé du bassin-versant du Pilcomayo

Les grandes variations climatiques enregistrées dans les carottes glaciaires (Antarctique, Bolivie, Pérou etc..) et dans les niveaux des lacs ou paléolacs d'Amérique du Sud sont similaires. Elles témoignent des grands changements globaux du climat à l'échelle mondiale. Par contre dans le détail, la comparaison entre les différents enregistrements acquis dans les Andes témoigne de variations climatiques complexes à l'échelle des Andes.

Cependant les phases humides mises en évidence par les remplissages lacustres et les glissements de terrains ont été enregistrées aussi bien dans les lacs boliviens que dans le Nord de l'Argentine. La rivière Pilcomayo étant située entre ces deux zones, nous nous référerons dans notre modélisation aux phases humides enregistrées par les lacs. Par ailleurs, il faut noter que l'écart entre une phase humide et une phase sèche peut être assez faible, avec une moyenne des précipitations variant seulement de 25 % (Figure III.12).

II.2. Tectonique

Un des principaux objectifs de la modélisation est d'estimer l'influence d'une éventuelle activité tectonique sur la zone d'étude. Dans ce paragraphe, nous allons définir les zones potentiellement actives (failles, domaines structuraux) afin que les simulations soient les plus réalistes possibles.

II.2.1. Les domaines structuraux

Notre zone d'étude se situe sur deux grands domaines structuraux (Figure III.14) : la cordillère orientale (dans sa majorité) et la zone interandine (synclinal de Incapampa).

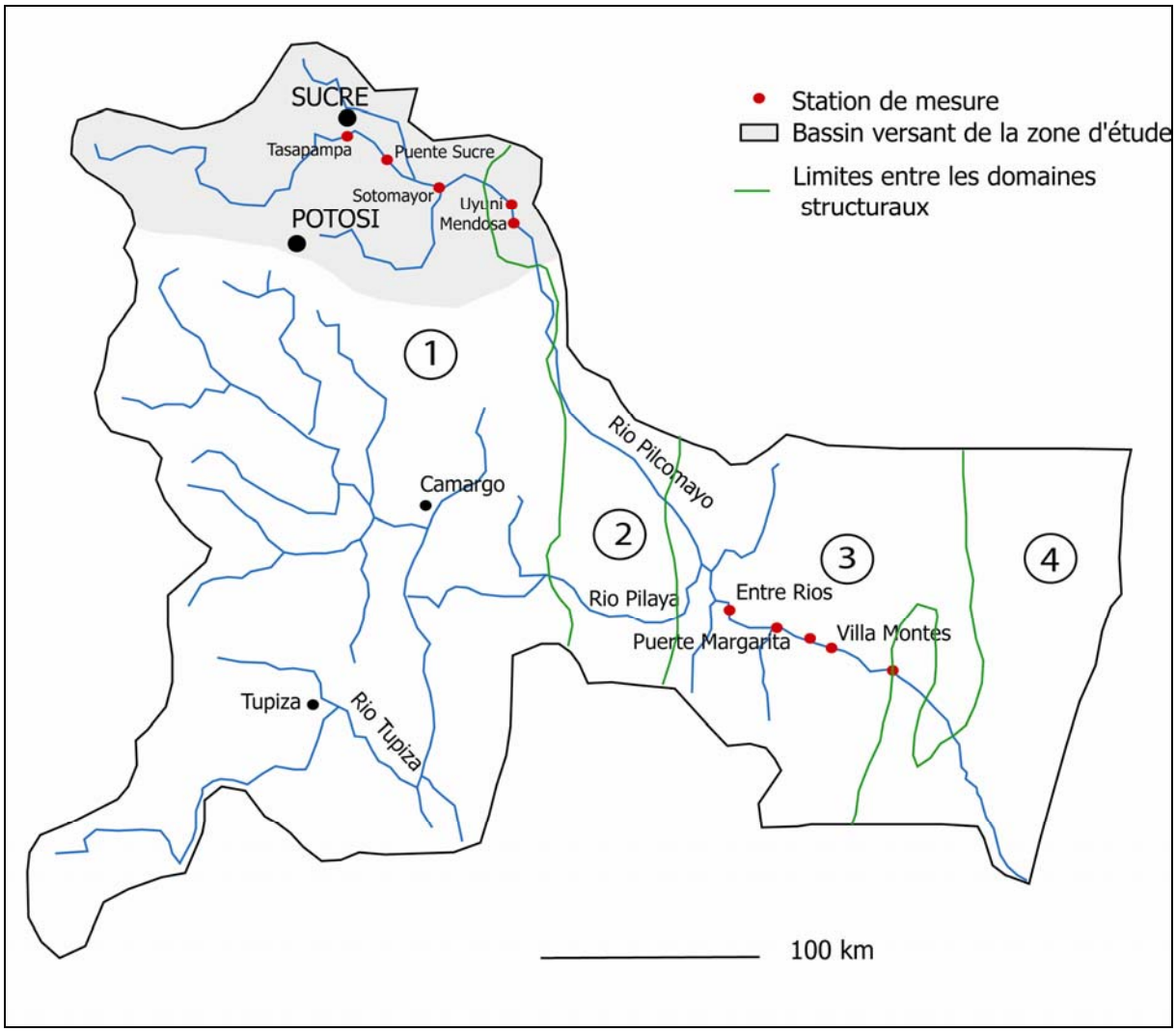


Figure III.14 : Carte du bassin-versant du Pilcomayo représentant la zone d'étude et les différents domaines structuraux : 1) cordillère orientale, 2) zone interandine, 3) zone subandine, 4) plaine du Chaco

De nombreux auteurs ont réalisé des études sur la tectonique des domaines structuraux et plus précisément sur leur surrection.

Le taux de surrection dans la cordillère orientale a été estimé à partir de l'analyse de la paléoflaure dans le Miocène de la région de Potosi. Gregory-Wodzicki (1998) a étudié des feuilles de dicotylédones dont la température moyenne de vie est estimée à 21°C. En tenant compte des cartes paléoclimatiques de cette région bolivienne, l'altitude de vie de ces feuilles devait être aux alentours de 1300 m (+/-1000 m). Sachant que l'altitude actuelle est de 4300 mètres, on estime alors le taux de surrection de la cordillère orientale à environ 0,2-0,3 mm/an. Le climat n'étant pas fonction que de l'altitude, cette méthode reste très approximative et le taux d'erreur est important.

Les derniers travaux les plus significatifs sur le taux de surrection des Andes centrales ont été réalisés par Lamb (2000). Il utilisa des données géodésiques couplées à des données paléomagnétiques et a ainsi pu, pour l'ensemble de la chaîne andine, déterminer des vecteurs horizontaux de déplacement de la plaque Nazca sous la plaque Sud-américaine. En utilisant un modèle de déformation homogène de la croûte, il déduit les mouvements verticaux du champ de vitesses horizontales.

A partir de son modèle, Lamb (2000) propose une différence nette entre le taux de surrection actuel de la zone subandine et interandine (~ 0,4 à 0,5 mm/an) avec la cordillère orientale (~ 0,05 mm/an).

II.2.2. Les failles actives dans la zone d'étude

Les études tectoniques effectuées depuis de nombreuses années s'intéressent principalement à des périodes dont l'age minimum est tertiaire. Or, la période à laquelle nous nous intéressons n'excède pas 100 000 ans. Les différentes informations présentes dans la bibliographie actuelle ne nous permettent pas de savoir si les failles cartographiées sont actuellement actives ou l'ont été ces 100 000 dernières années.

Pendant la campagne de terrain, nous avons observé sur un affleurement localisé entre la ville de Sucre et Puente Sucre (route 77) des failles décalant des couches de sédiments quaternaires (Figure III.15). Ces failles, orientées N25 à N35, sont apparentées à des décrochements et indiquent une activité tectonique récente dans la région puisqu'elles sont contemporaines du remplissage quaternaire.

Ces décrochements restent difficiles à quantifier. Cependant, si l'on se réfère aux décrochements également identifiés par Lamb (2000) qui décalent une paléosurface analogue à la paléosurface de Tarabuco, le décalage vertical serait inférieur à la dizaine de mètres.

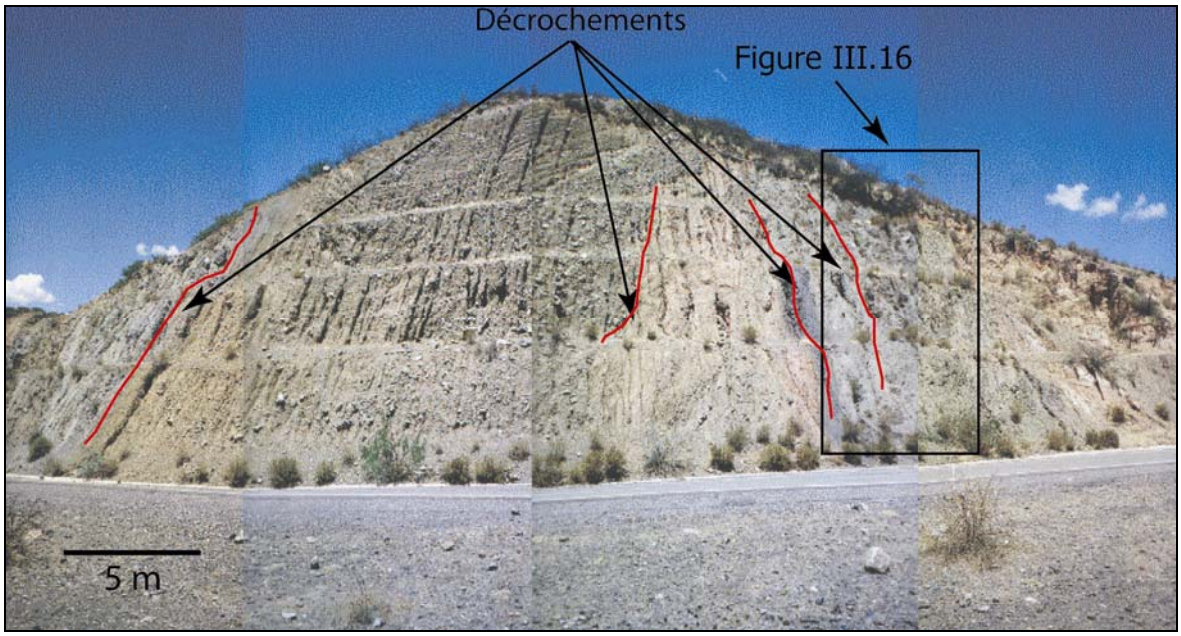


Figure III.15 : Photo d'un affleurement d'age quaternaire mettant en évidence des décrochements sur la route 77 reliant Sucre à Puente Sucre (cordillère orientale)

En regardant plus en détail, on remarque la présence de tuf volcanique injecté (Figure III.16) dans des fentes ouvertes. Ces fentes ouvertes sont orientées N100 à N45. Compte tenu de leurs orientations, on met donc en évidence une activité tectonique en décrochement dextre, avec une composante verticale remontant le compartiment Ouest, que l'on peut considérer comme postérieur au remplissage et au dépôt du tuf (~ 2 Ma).

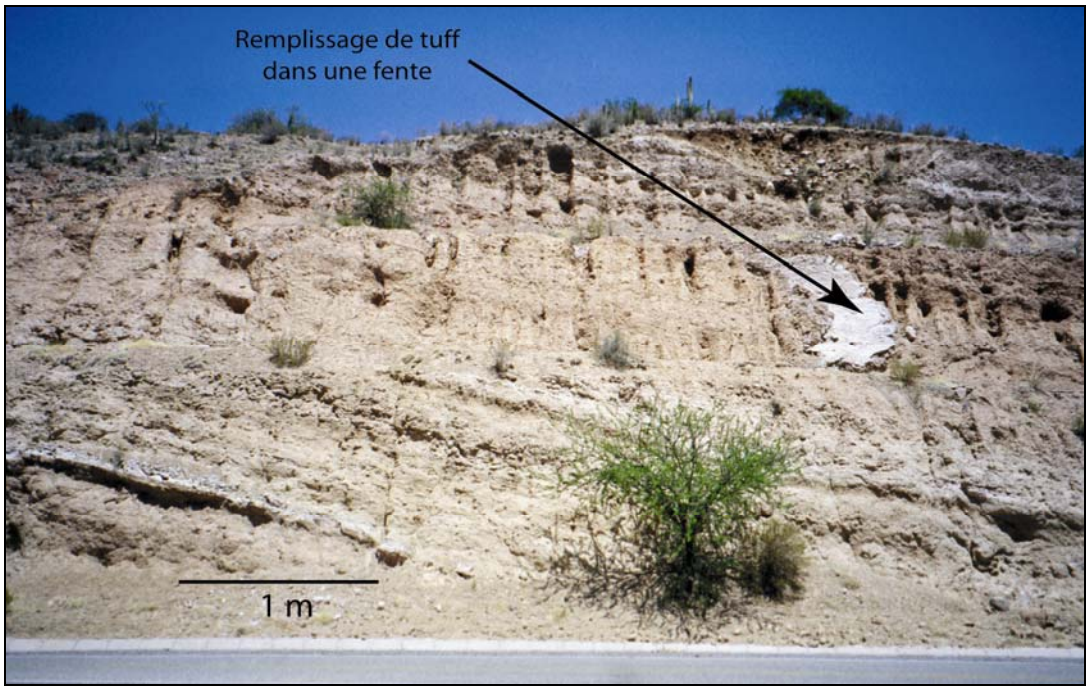


Figure III.16 : Remplissage de tuf dans une fente ouverte dans un affleurement quaternaire (localisation Figure III.15)

II.2.3. Conclusion

Dans notre zone d'étude, on distingue deux types de tectonique récente: 1) une tectonique globale de la croûte qui met en évidence une différenciation du taux de surrection entre la partie Ouest (cordillère orientale) et la partie Est (zone interandine), la partie Est se surélevant plus rapidement que la partie Ouest, 2) une tectonique locale en décrochements, avec une activité d'age quaternaire et un ordre de grandeur des rejets verticaux faibles.

Dans la suite, nous focaliserons la modélisation sur la différenciation du taux de surrection entre la partie Ouest (cordillère orientale) et la partie Est (zone interandine), avec une surrection plus intense de la partie Est et testerons l'activité d'éventuelles failles.

II.3. Erosion et taux de dénudation

II.3.1. Dénudation du relief

a- Traces de fission dans les granites de Potosi

Plusieurs méthodes ont été utilisées pour estimer le taux de dénudation de la cordillère orientale. La première est celle de Benjamin (1987) qui a analysé dans les granites de Potosi des traces de fission. L'étude a été réalisée sur une zone extérieure au bassin-versant du Pilcomayo. La détermination de l'age des granites et l'analyse des traces de fission sur zircon ont permis d'établir le taux de refroidissement lors de la remontée à la surface de ces granites et d'estimer le taux de dénudation de la cordillère orientale dans la région de Potosi (Figure III.17).

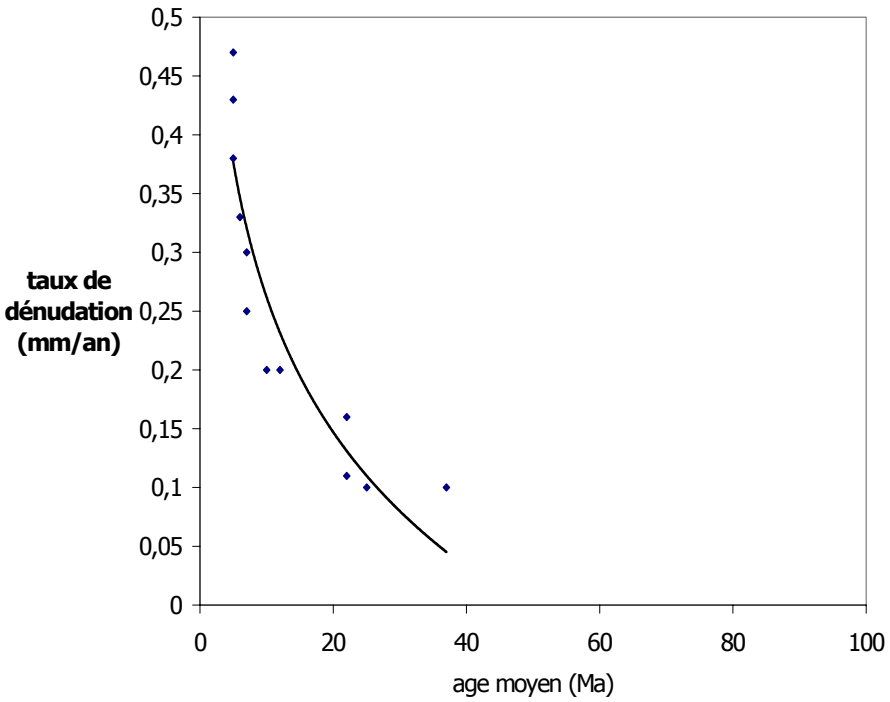


Figure III.17 : Estimation du taux de dénudation du relief à partir des traces de fission effectuées par Benjamin (1987)

Benjamin conclut, par extrapolation, que le taux de dénudation actuel serait d'environ 0,5 mm/an. Bien que cette étude ait été réalisée sur une zone externe à notre bassin-versant, la valeur proposée par Benjamin permet d'avoir un ordre de grandeur plus qu'une référence, tant cette analyse soulève des polémiques sur la méthode employée par Benjamin.

b- Incision des dépôts tertiaires près de la rivière Pilcomayo

Au Nord de la rivière Pilcomayo (région de Sucre), on observe des sédiments tertiaires (age miocène-pléistocène) composés de conglomérats, silts et argiles. Ils correspondent à une surface morphologique bien visible au voisinage de Tarabuco (Figure III.18). Des tufs, situés dans ces remplissages tertiaires (Figure III.19), ont été datés par la méthode $^{39}A_r/^{40}A_r$ (carte géologique de Sucre, GEOBOL Publication SGB série II, 1992). Etant donné que les sédiments situés au-dessus de la paléosurface de Tarabuco semblent provenir d'un paléocours du Pilcomayo (seule rivière la plus proche de ces remplissages), on peut estimer, en calculant la différence d'altitude entre ces sédiments et la rivière Pilcomayo, le taux d'incision dans cette région. Le tableau ci-dessous montre les différents ages des tufs et la différence d'altitude entre leur position actuelle et le niveau du Pilcomayo.

Age des tufs (Ma)	Différence altitude (m)	Taux d'incision (mm/an)
3,4	1000	0,29
3,68	900	0,24
1,72	700	0,4
3,29	1100	0,33
3,28	800	0,24

Le taux d'incision, basé sur cette approche, est estimé à environ 0,2-0,4 mm/an. Ce résultat est très proche de celui proposé par Benjamin (1987).

Figure III.18 : Surface morphologique de dépôts conglomératiques d'age tertiaire située à Tarabuco (60 km de Sucre)

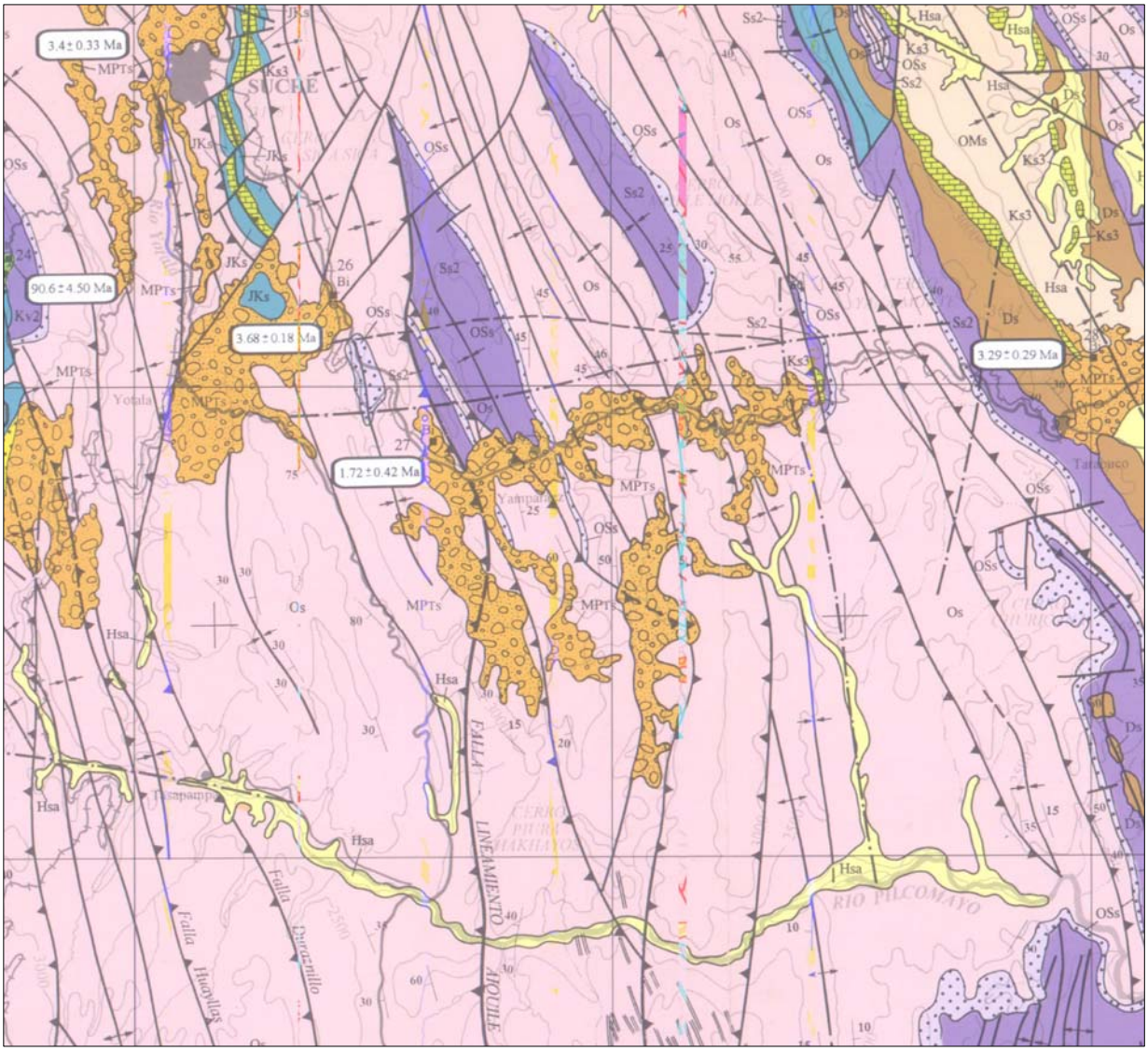


Figure III.19 : Extrait de carte géologique de la région de Sucre (GEOBOL Publication SGB série II, 1992) montrant les différentes mesures effectuées sur des tufs.

II.3.2. Bilan sédimentaire et taux d'érosion de la rivière Pilcomayo

a- Bilan des volumes de sédiments tertiaires déposés

Zubieta (2002) a eu une approche quantitative de l'érosion du bassin du Pilcomayo. Il a supposé que le volume de sédiments provenant de l'érosion du bassin-versant du Pilcomayo était, compte tenu de la topographie de la région, totalement piégé dans le bassin d'avant-pays. Après avoir effectué un bilan du volume de chaque série tertiaire, il a estimé l'érosion moyenne de la chaîne andine à 350 t/an/km², soit environ 0,15 mm/an.

L'approche de Zubieta est très intéressante mais reste pour notre étude très imprécise. En effet, le bilan sédimentaire est effectué sur une période recouvrant 12 millions d'années.

Une autre estimation peut être faite en essayant de calculer le volume de sédiments déposés dans la rivière Pilcomayo à partir de la géométrie des terrasses observées. Si l'on s'intéresse à la rivière Pilcomayo entre Tasapampa et Sorama, on obtient une longueur de drain de l'ordre de 60 km. La hauteur des terrasses observées et la profondeur à laquelle est située le substratum (50 m dans le cas de Puente Sucre) nous amène à une hauteur sédimentée dans la rivière de l'ordre de 100 m. Enfin, la largeur du dépôt des sédiments dans la rivière peut être estimée, en moyenne, à environ 1000 mètres. Ainsi, on peut estimer un volume de sédiments déposés dans la rivière de l'ordre de 6 km^3.

b- Erosion actuelle du bassin-versant du Pilcomayo

L'approche de Guyot et al. (1990) et Filizola et al. (2002) sont totalement différentes de celle de Zubieta (2002). En effet, ils ne mesurent pas le volume de sédiments déposés par la rivière en aval mais le flux de sédiments dans la rivière.

L'étude de Guyot et al. (1990) permet d'estimer l'érosion moyenne du Pilcomayo à 0,36 mm/an sur l'ensemble de son bassin-versant. Filizola et al. (2002) confirment ce chiffre puisqu'ils estiment cette érosion à 0,34 mm/an (2,3 t/s).

Enfin, Filizola et al. ont complété leur étude du flux sédimentaire par une mesure sur d'autres sites en amont du Pilcomayo. Le premier site, situé en amont de Puente Sucre, permet d'estimer l'érosion moyenne du Pilcomayo à 0,76 mm/an (0,4 t/s) et le deuxième, près d'Uyuni, à 0,69 mm/an (0,7 t/s).

II.3.3. Conclusion

Les mesures effectuées dans notre zone d'étude (Filizola et al., 2002) permettent d'estimer l'érosion moyenne actuelle du bassin-versant à 0,7 mm/an.

Si on ne se restreint plus à notre zone d'étude mais au bassin-versant bolivien du Pilcomayo dans sa totalité (jusqu'à la frontière argentine), le taux d'érosion actuel du bassin-versant chute à 0,4 mm/an.

Cette érosion semble avoir augmentée au cours des dix derniers millions d'années passant d'une valeur moyenne ~0,15 mm/an (Zubieta, 2002) à une valeur actuelle ~0,7 mm/an. Cette augmentation est également suggérée par une comparaison entre l'incision depuis quelques millions d'années (0,2-0,5 mm/an) et l'érosion actuelle (0,4-0,7 mm/an). Nous retiendrons donc que l'érosion fluctue au cours du temps, mais dans une plage de valeur relativement étroite (0,2-0,7 mm/an) et que la période actuelle correspond à une intense érosion (0,7 mm/an) (Figure III.20). Dans la suite, nous utiliserons les résultats d'expériences numériques pour comprendre le rôle respectif du climat et de la tectonique sur l'augmentation actuelle de l'érosion.

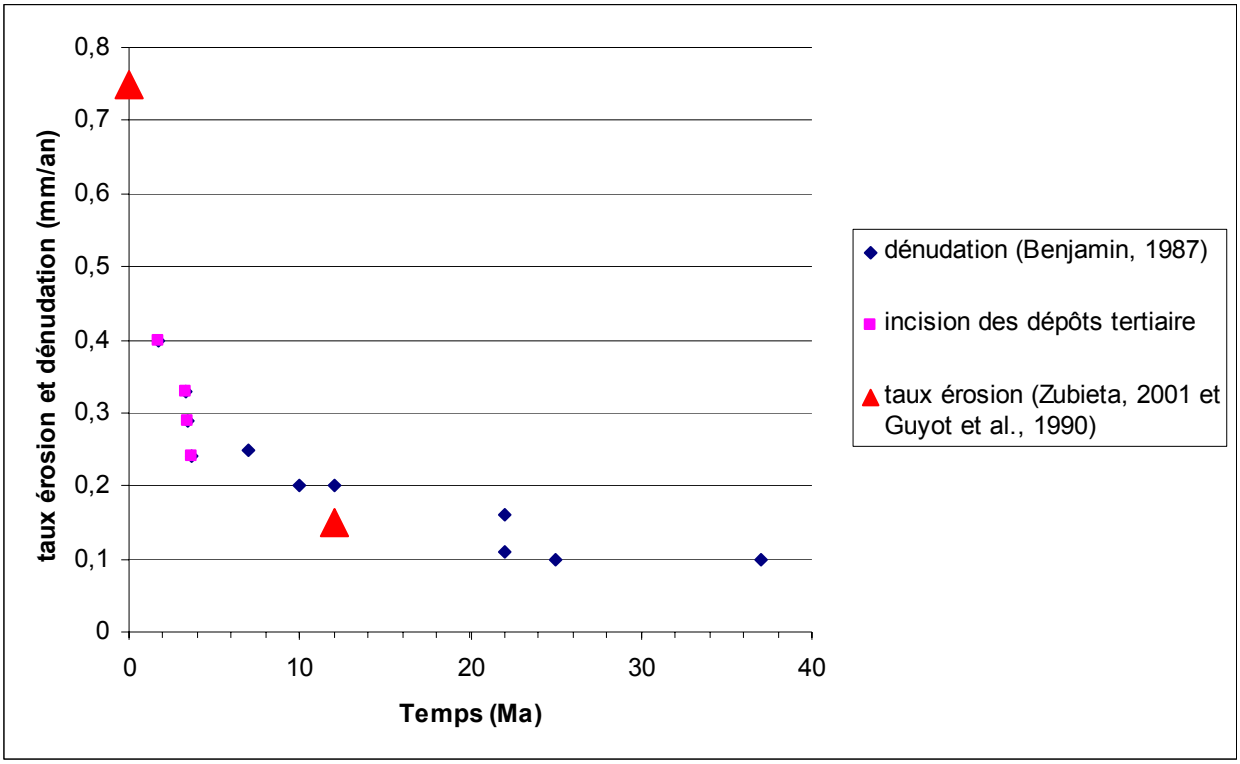


Figure III.20 : Synthèse taux d'érosion et taux de dénudation dans la région du bassin-versant du Pilcomayo

II.4. Profil transversal et composition granulométrique de la rivière Pilcomayo

II.4.1. Profil transversal du Pilcomayo

Les observations faites lors des missions de terrain ainsi que sur les cartes topographiques montrent que le système actuel du Pilcomayo est en tresse (Figure III.21). Ce système indique que l'énergie actuelle de la rivière est élevée.

Figure III.21 : Photo du système en tresse actuel du Pilcomayo (Puente Sucre)

Pendant la période sèche, la rivière occupe que son lit mineur qui se réduit à 1 ou plusieurs chenaux de quelques mètres de largeur (Figure III.22). Lors de la période des pluies, le chenal occupe son lit majeur et peut atteindre une largeur de chenal de 150 mètres.

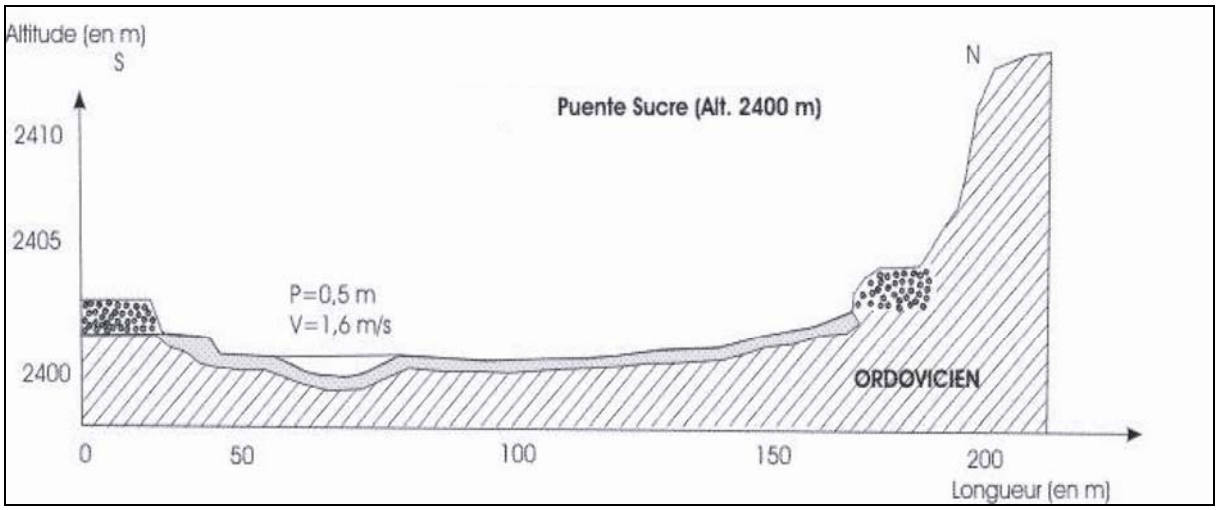


Figure III.22 : Profil transversal du Pilcomayo à Puente Sucre

La rivière est alimentée par des apports latéraux issus des versants. Ces apports latéraux se différencient des éléments roulés du Pilcomayo par leur finesse et leur aspect aplati, semblables à des plaquettes. Cet aspect en plaquette est lié à la nature schisteuse du substratum d'age ordovicien. Ces apports latéraux s'observent aussi bien dans les terrasses que dans les dépôts actuels.

Les observations de terrain ont montré que les dépôts latéraux de versants étaient incisés actuellement par le Pilcomayo (Figure III.23). Ceci tendrait à dire que le Pilcomayo serait actuellement en érosion.

Figure III.23 : Formation de terrasses actuelles, provenant des apports latéraux situés à Puente Sucre (rive droite), incisée par la Pilcomayo

II.4.2. Granulométrie du Pilcomayo

La rugosité de fond d'une rivière est un paramètre essentiel dans la modélisation de l'écoulement de l'eau. Elle est, entre autre, utilisée pour calculer la vitesse d'écoulement de la rivière. Cette rugosité se mesure par la connaissance granulométrique du lit de la rivière. Au cours de la mission de terrain (octobre 2001), quinze sites ont été échantillonnés le long du Pilcomayo afin d'estimer la granulométrie de la charge de fond de la rivière (Figure III.24). L'échantillonnage a été effectué de la manière suivante : les sites choisis sont des barres de galets. La cuirasse de galets a été enlevée et un trou a été creusé sur une superficie d'environ un mètre carré et sur une profondeur égale à deux fois la taille du galet le plus grossier situé dans cette surface de 1 m².

Figure III.24 : Echantillonnage des galets sur la rivière Pilcomayo

Ces échantillonnages effectués le long du Pilcomayo ont permis de tracer des courbes granulométriques (Figure III.26).

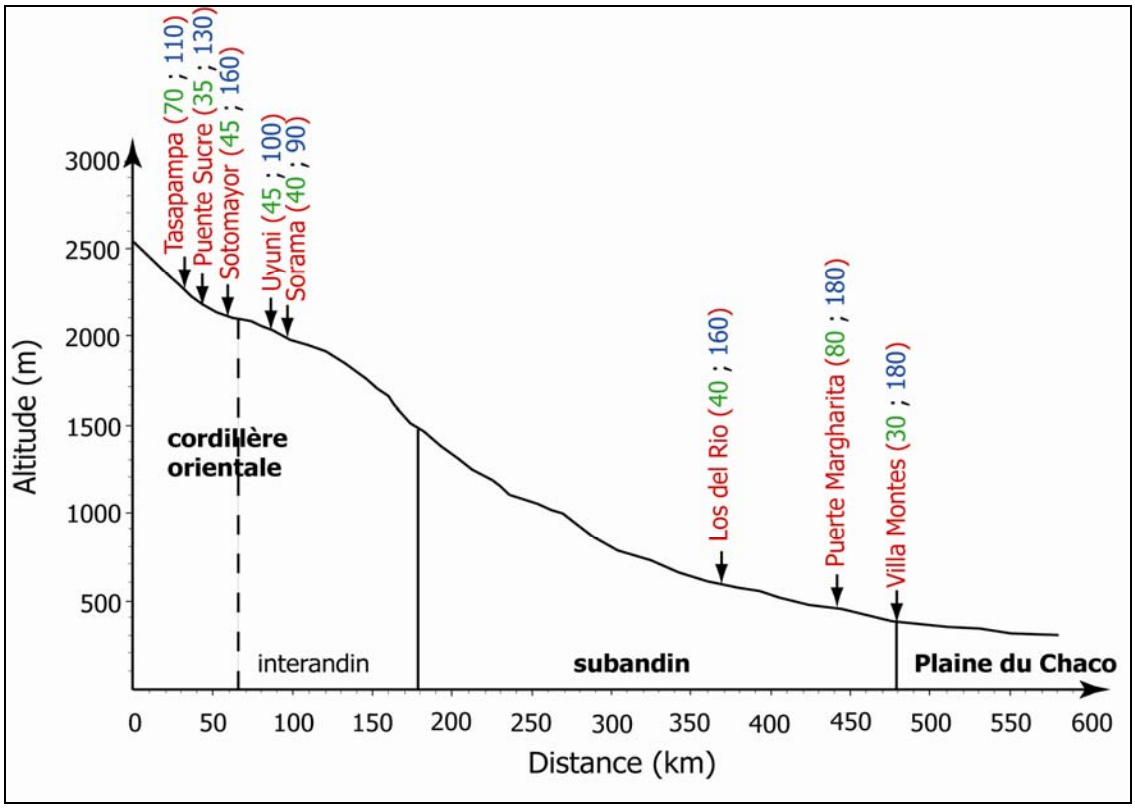


Figure III.25 : Répartition des stations de mesures de la granulométrie sur le profil en long du Pilcomayo (les chiffres en vert représentent le d_{50} en mm et les chiffres en bleu, le d_{90} en mm)

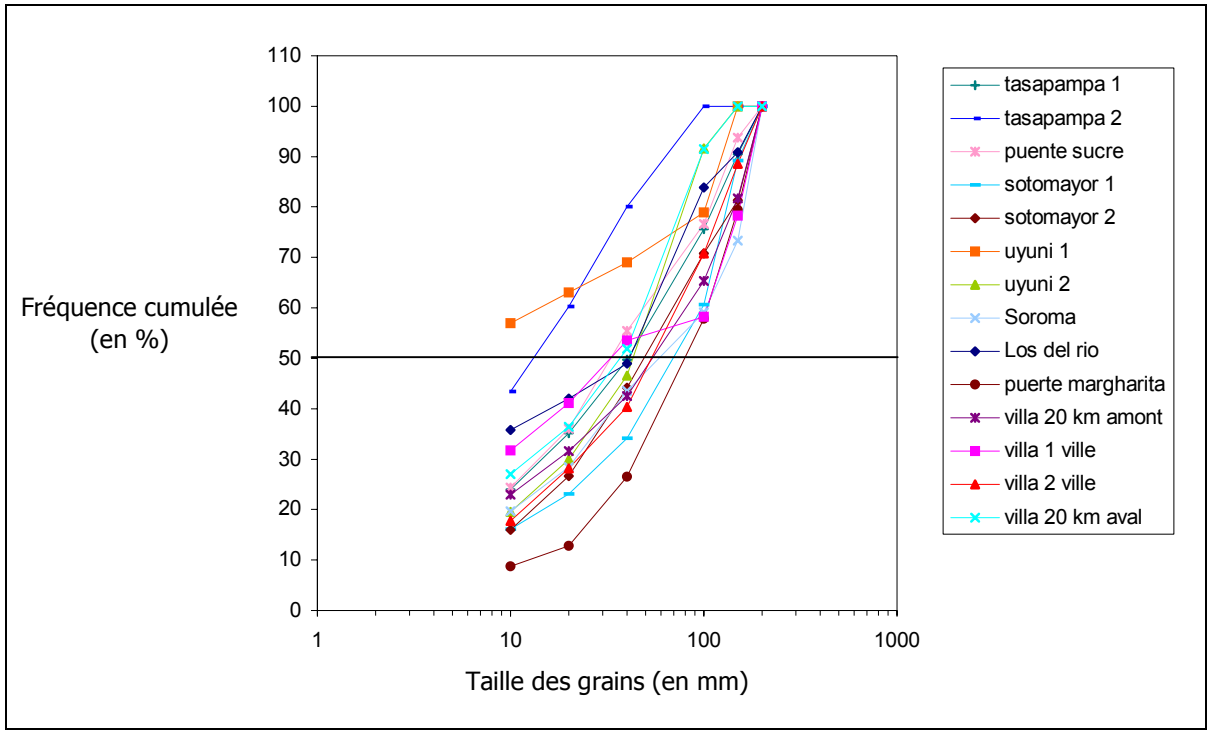


Figure III.26 : Représentation graphique de la fréquence cumulée de la distribution massique des matériaux solides sur différentes stations le long de la rivière Pilcomayo

La granulométrie de la rivière Pilcomayo dans notre zone d'étude (zone amont) est relativement homogène. Le d_{50} est estimé à 60 mm et le d_{90} à 160 mm.

Dans les expériences numériques réalisées par la suite avec COBASE, nous utiliserons la valeur du $d_{50,}$ estimé à 60 mm, pour définir la classe la plus grosse transportée dans notre modèle.

II.5. Géométrie des remplissages

Au cours des deux missions de terrain, de nombreuses observations ont été effectuées sur les remplissages sédimentaires du Pilcomayo. Ces remplissages ont enregistré pendant leur formation les différents événements climatiques, tectoniques et volcaniques. Ils permettent, ainsi, d'établir un scénario type du remplissage du Pilcomayo avec des fourchettes d'ages.

II.5.1. Eléments architecturaux des remplissages

Les remplissages sédimentaires du Pilcomayo sont constitués de plusieurs faciès (Figure III.27) (ou éléments architecturaux) :

- Chenaux
- Plaine d'inondation
- Cônes alluviaux

Les chenaux se caractérisent par la présence de galets moyens à grossiers pluricentimétriques. Dans la rivière Pilcomayo, ces galets peuvent atteindre une taille de 20-25 cm. Dans les affluents du Pilcomayo (Rio Coachile ou Rio Icla par exemple) le diamètre des galets des chenaux peut excéder 50 cm.

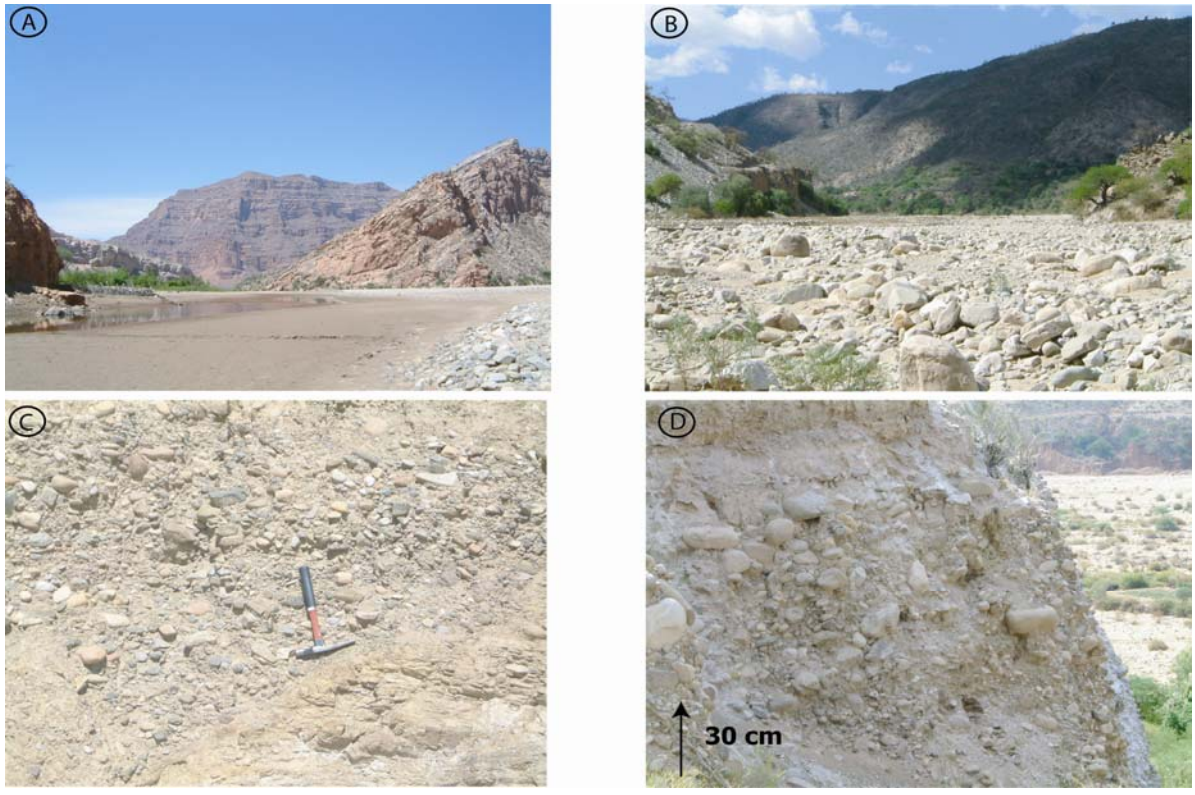


Figure III.27 : Faciès de chenal dans les remplissages du Pilcomayo et ses affluents. A) Barres de sable et de galets dans le Pilcomayo à l'actuel, à Uyuni, B) Barres de galets dans la rivière Icla à l'actuel, à Uyuni, C) Galets dans les remplissages du Pilcomayo à Puente Sucre, D) Galets dans les remplissages de la rivière Icla à Uyuni.

Les sédiments de plaine d'inondation sont très fins (millimétriques) et se caractérisent, dans les remplissages du Pilcomayo, par des teintes claires (Figure III.28). Ces plaines d'inondation témoignent de conditions énergétiques faibles de la rivière ou de zones d'écoulement secondaires.

Lors de l'analyse du remplissage sédimentaire au voisinage du Pilcomayo, nous avons également regroupé les chenaux sableux dans cet élément architectural.

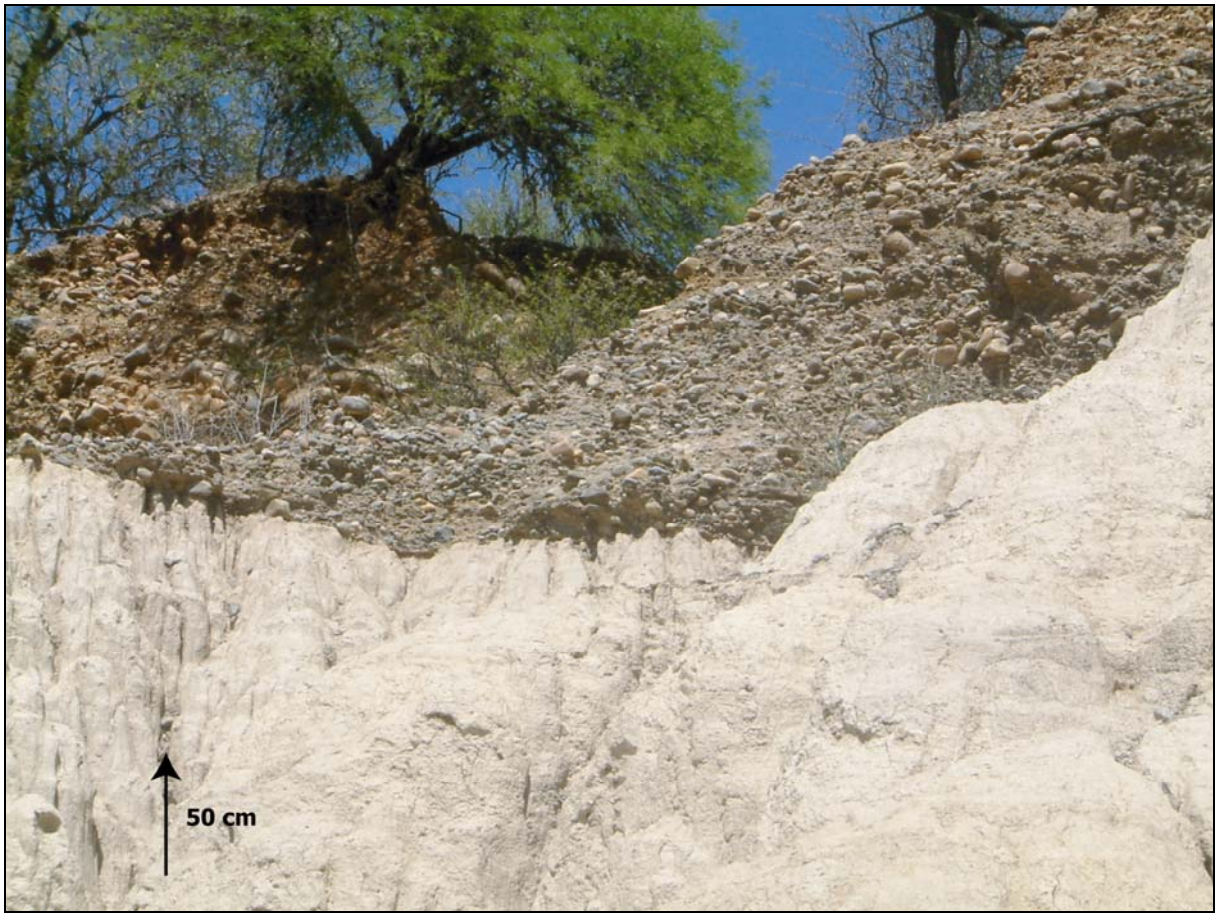


Figure III.28 : Contact entre les sédiments fins de plaines d'inondation et les galets de chenaux dans un des remplissages du Pilcomayo à Puente Sucre (rive droite)

Enfin, les remplissages sédimentaires bordant le Pilcomayo se caractérisent aussi par des cônes alluviaux de sédiments issus des versants. Ces apports latéraux peuvent être sous forme de brèches de pente (éléments pouvant être très grossiers) ou sous forme d'éléments anguleux assez petits (Figure III.29).

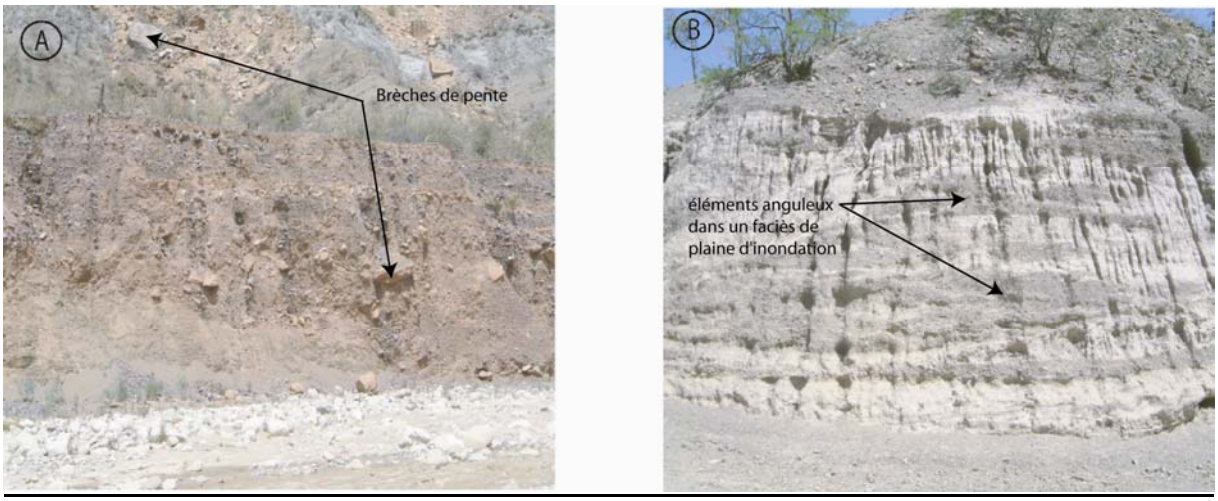


Figure III.29 : A) Brèches de pente (Rivière Icla, quelques kilomètres en amont de Uyuni) et B) Pulses d'éléments anguleux dans les remplissages sédimentaires du Pilcomayo (Puente Sucre).

II.5.2. Datation des remplissages sédimentaires

a- Datation des terrasses du Pilcomayo à partir du niveau de tuf

Pendant la mission de terrain (septembre 2002), un niveau blanc et fin, de plusieurs décimètres à plus d'un mètre, a été observé sur plusieurs sites dans la zone amont du Pilcomayo (Puente Sucre, Sotomayor, Uyuni et Sorama). Cette couche sédimentaire est un niveau de tuf intercalé dans un remplissage conglomératique global. Il est observé à Puente Sucre 45 m au dessus du cours actuel du Pilcomayo et à 24 m à Uyuni (Figure III.30).

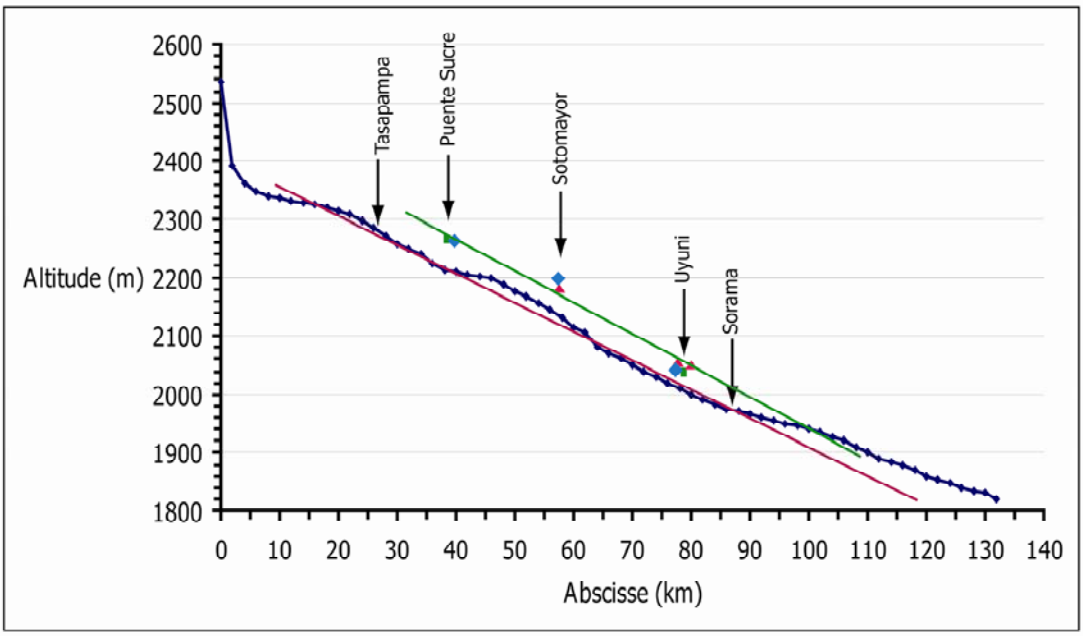


Figure III.30 : Hauteur des tufs au dessus de la rivière : Profil en long de la rivière (courbe bleue) et positionnement des affleurements du tuf (carré vert : tufs intercalés dans les conglomérats ; triangle rouge et losange bleu : tufs intercalés dans les cônes latéraux). La courbe rouge correspond à la pente moyenne du Pilcomayo actuel et la courbe verte à la pente du niveau de tuf, soit la pente de la rivière lors du dépôt du tuf.

Les tufs se sont déposés soit dans le paléolit de la rivière et ont été ensuite recouverts et/ou érodés par les chenaux fluviatiles ou soit sur les cônes alluviaux situés en bordure de la rivière. Dans ce dernier cas, ils ont, en général, été bien préservés. Ils présentent une grande continuité latérale et un pendage vers la rivière lié à celui du glacis sur lequel ils se sont déposés (Figure III.31). Au total, il semble indiquer que la paléo-Pilcomayo avait une pente très proche de la pente actuelle.

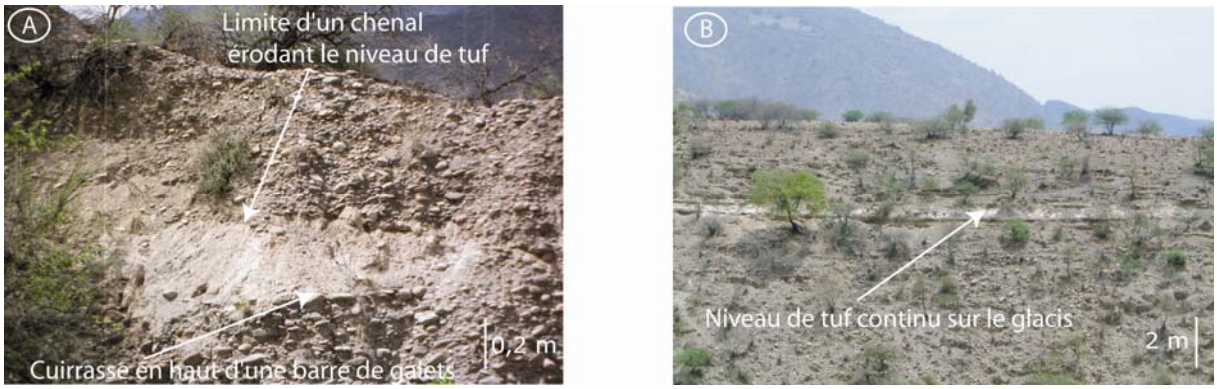


Figure III.31 : Niveau de tuf dans les remplissages sédimentaires du Pilcomayo dans (A) des anciens chenaux fluviatiles et (B) sur des cônes alluviaux à Puente Sucre.

Pour étudier les caractéristiques géochimiques et granulométriques des affleurements de tufs observés le long de la partie amont du Pilcomayo, nous avons utilisé des analyses géochimiques réalisées à Grenoble sur une ICPMS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) et des analyses micro-granulométriques sur un appareil, à Chambéry. Cette analyse quantitative des tufs est une méthode pour tester l'hypothèse d'un événement volcanique unique. Dans le cas d'un résultat négatif, il faudrait s'interroger soit sur un zonage géographique, soit sur l'existence de plusieurs événements successifs. Dans le cas d'un résultat positif, il ne prouve pas strictement l'existence d'un événement unique.

L'analyse des éléments traces dans les tufs montre une faible dispersion pour l'ensemble des analyses. Il semble cependant exister deux familles légèrement différentes caractérisées par une composition géochimique, une granulométrie et un aspect à l'affleurement (plus jaune pour la première famille) légèrement différents.

Il faut noter que l'existence de deux familles semble être liée à deux conditions de dépôts différentes et non pas à deux événements volcaniques diachrones. En effet, la corrélation des coupes sédimentaires indique un relatif synchronisme dans les dépôts des tufs.

La dispersion transversale au niveau de Puente Sucre, mise en évidence par des teintes différentes (de blanc à jaune), apparaît supérieure à la dispersion le long du Pilcomayo, depuis Puente Sucre jusqu'à Uyuni. L'existence de deux familles à Puente Sucre semble donc être liée à deux environnements de dépôts différents.

Compte tenu des conditions de dépôts qui correspondent à un événement catastrophique, de l'homogénéité et d'un contexte sédimentaire relativement semblable (entre 24 et 45 m au dessus du niveau actuel des rivières), nous sommes conduit à considérer qu'il existe un niveau unique de tuf sur toute la zone considérée.

Par ailleurs, l'existence de phénomènes d'altération importants dans les tufs est soulignée par une couleur miel des nombreuses biotites présentes dans les tufs et par une dispersion plus grande des spectres de terres rares au niveau des éléments mobiles. Cette altération rend délicat l'usage des méthodes de datation $^{40}A_r/^{39}A_r$ ou $^{40}K/^{39}A_r$ pour dater ces biotites. De plus, il est probable que l'age de ces tufs est à la

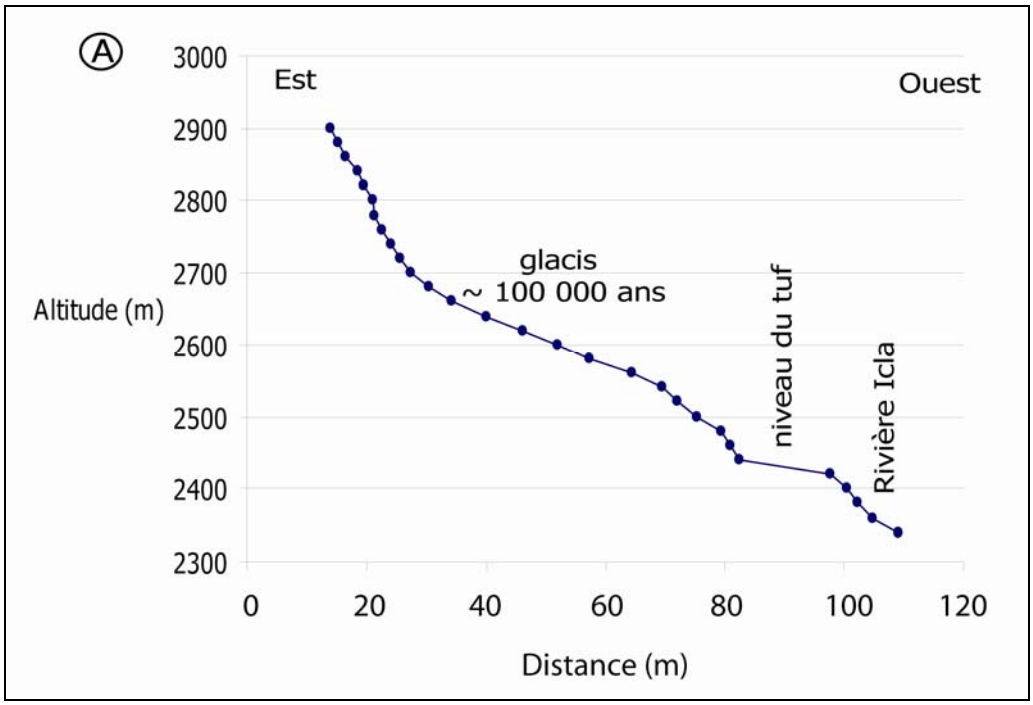
limite d'application des méthodes radiométriques $^{40}A_r/^{39}A_r$ ou $^{40}K/^{39}A_r$. Aussi, cette méthode n'a pas été utilisée. L'usage de la méthode ^{14}C sur un fragment de bois noirci retrouvé dans la fraction tamisée inférieure à 2 mm a été tenté. Un age moderne a malheureusement été obtenu (échantillon LY-11316) et n'est pas significatif.

Nous avons donc cherché une méthode indirecte pour dater ces tufs, en étudiant leur origine probable, et l'age des événements volcaniques de leur source.

Les tufs ont une composition de roches shoshonitiques très riches en K_2O. Ils pourraient être associés à un centre effusif de la province volcanique shoshonitique définie par Kay et al., (1994) au Nord-Est de la Puna et à l'Est de l'Altiplano. Ce volcanisme correspondrait à une fusion du manteau en base de lithosphère (Hoke et al., 1994) à la faveur de délamination et de mouvements convectifs à la base de la lithosphère. L'un des centres volcaniques le plus proche de Sucre est situé à proximité des lacs Popo et du Salar d'Uyuni, et une activité volcanique a été enregistrée entre 12 000 et 20 000 ans (Davidson et al., 1992). Malgré la distance considérable (200 à 250 km) nous supposerons que les tufs rencontrés dans la partie supérieure du Pilcomayo sont associés à ce volcanisme. Compte tenu de l'age des derniers événements volcaniques de cette région, les tufs du Pilcomayo sont compris dans la fourchette 12 000-20 000 ans. D'autres bassins, situés au Sud de la Bolivie (bassin de Tarija), ont été étudiés et leurs séquences sédimentaires analysées et datées (Coltorti et al., 2004). La comparaison du remplissage du bassin de Tarija avec celui du Pilcomayo comporte de nombreuses similtudes. Ainsi, l'hypothèse d'un dépôt de tuf aux alentours de 12 000-20 000 ans semble crédible.

b- Datation du commencement du remplissage du Pilcomayo

L'age du commencement du remplissage alluvial du Pilcomayo ne peut être étudié directement, puisqu'il se trouverait, selon les dires de foreurs autochtones, actuellement à une profondeur d'environ 50 m sous le cours actuel du Pilcomayo. Toutefois, nous avons étudié l'emboîtement latéral de corps sédimentaires le long du Rio Icla (Figure III.32).



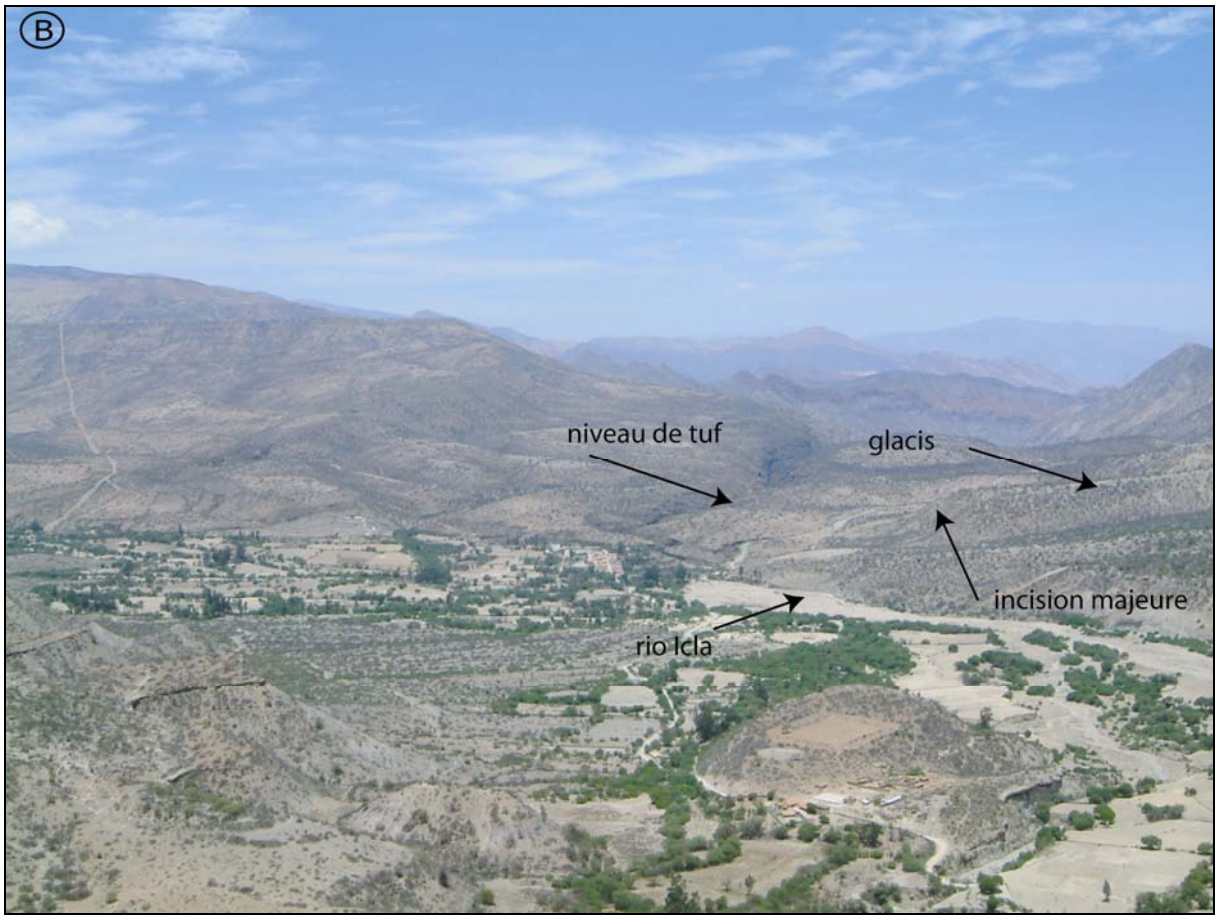


Figure III.32 : Emboîtement du dernier remplissage alluvial du Pilcomayo : A) Coupe ; B) Photo panoramique

Un glacis majeur est fortement incisé (de plus de 100 mètres). Dans cette incision s'emboîte une unité sédimentaire très mince (quelques dizaines de mètres) recouverte par le niveau de tuf. Compte tenu que nous avons supposé qu'il avait existé un seul évènement volcanique, nous proposons que cette unité sédimentaire soit l'équivalent du remplissage majeur du Pilcomayo. A partir d'une datation par l'utilisation du double système cosmogénique ^{10}Be et ^{26}Al sur un gros bloc, l'age du glacis a été estimé à environ 100 000 ans. Ainsi, l'incision majeure et l'équivalent du remplissage majeur du Pilcomayo sont postérieurs à cette date.

II.5.3. Histoire de la formation d'un remplissage sédimentaire du Pilcomayo

Sur la zone étudiée, Puente Sucre constitue le site où l'aggradation enregistrée a été la plus importante et où les données sont accessibles et nombreuses. Les remplissages observés à la fois sur la rive gauche et la rive droite contiennent une mine d'informations permettant de proposer un scénario d'aggradation du Pilcomayo.

a- Analyse du remplissage sur la rive gauche du Pilcomayo à Puente Sucre

Revenons sur le remplissage du Pilcomayo sur la rive gauche à Puente Sucre que nous avions brièvement décrit dans le chapitre 1 afin d'illustrer la complexité de cette aggradation.

Sur la rive gauche du Pilcomayo, à Puente Sucre, cinq logs ont été montés afin de mieux comprendre le remplissage du Pilcomayo. Ils fournissent l'exemple d'une aggradation qui affecte un paléoméandre (Figure III.33).

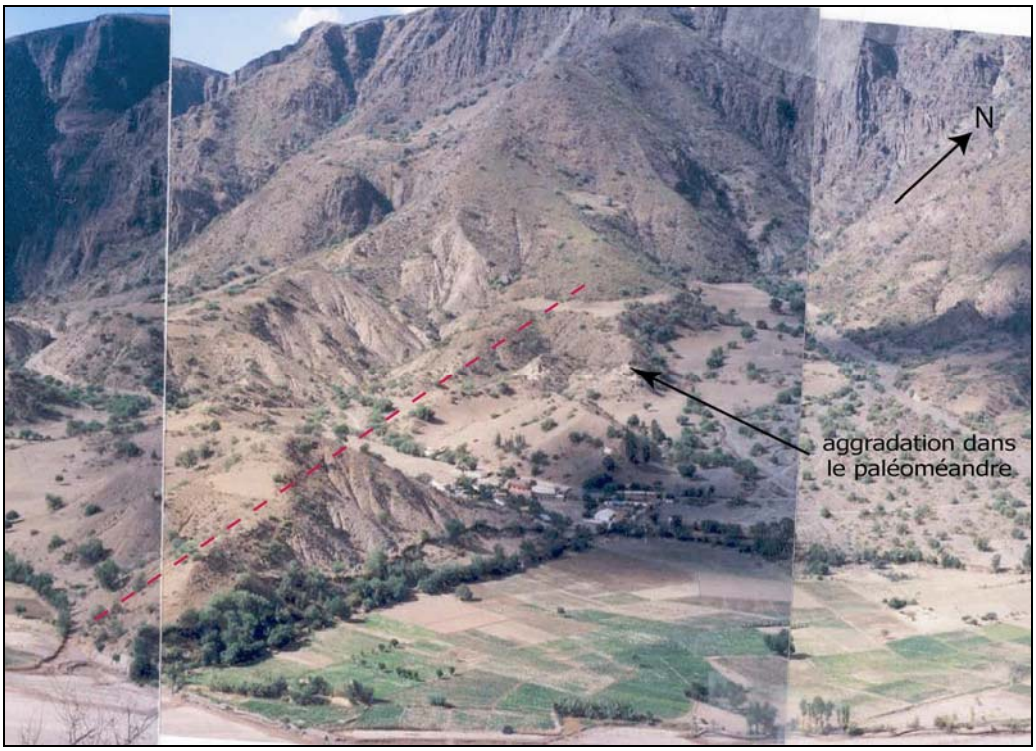


Figure III.33 : Photo de l'aggradation complexe du Pilcomayo sur un versant continu à Puente Sucre (rive gauche). Le trait rouge correspond à la coupe de la figure III.34.

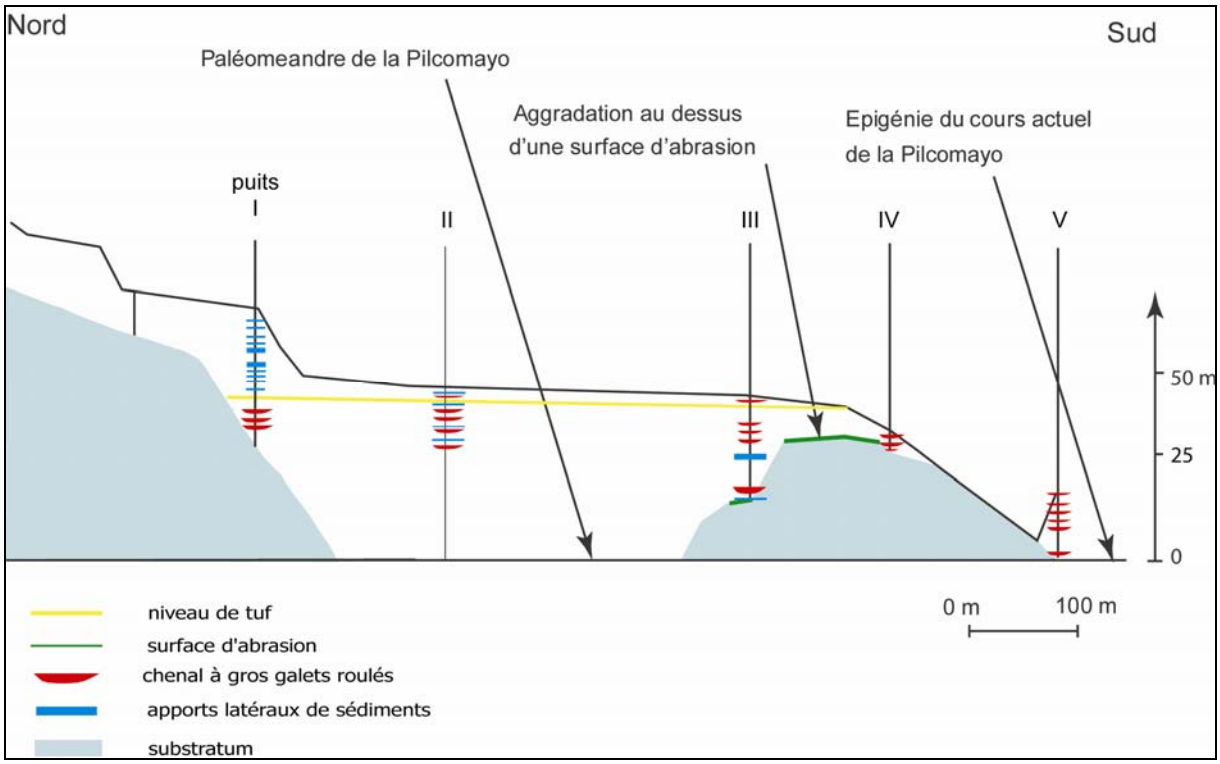


Figure III.34 : Aggradation complexe dans un paléoméandre à Puente Sucre (Rive gauche). La ligne noire continue correspond au profil topographique actuel

Le contact entre le substratum et le remplissage sédimentaire (Figure III.34) montre la présence d'un paléoméandre comblé par des sédiments qui affleurent mal.

Selon des ouvriers qui effectuaient des forages pour la capture de nappes phréatiques, la profondeur minimum du paléoméandre par rapport au niveau actuel de la rivière serait de plus de 50 mètres.

A partir des informations obtenues grâce aux logs sédimentaires, nous avons essayé de proposer des skectches d'évolution du remplissage au cours du temps (Figure III.35).

Dans la partie basale du remplissage, l'aggradation semble s'être faite de manière progressive avec une discordance marquée sur les versants de la vallée préexistante. Le remplissage de ce paléoméandre est marqué par deux surfaces d'abrasion. La première, dont l'extension est limitée à quelques dizaines de mètres, est observée à partir de 16 mètres au-dessus de la rivière (Figure III.34, puits III). La seconde, beaucoup plus grande, se développe entre 32 et 37 mètres au-dessus du cours actuel (Figure III.35, 3) et semble éroder tout l'intrados du méandre pour être ensuite recouverte par une succession de galets extrêmement épais (Figure III.34, entre les puits III et IV, Figure III.35, 4).

Ce remplissage est également marqué par un niveau de tuf continu. Un reste du niveau de tuf est observé 45 m au-dessus du cours actuel, intercalé dans le remplissage conglomératique majeur (Figure III.34, puits III, Figure III.35, 5). Les tufs sont également observés à l'extrados du méandre, où ils forment un niveau continu (Figure III.34, puits I) intercalé dans des niveaux de silts jaunes. Les caractéristiques micro-granulométriques de ces tufs suggèrent la présence d'une

fraction silteuse mélangée avec les cendres très fines, ce qui suggère un dépôt dans des « laisses »argileuses de la rivière.

Le sédiment roulé le plus élevé observé dans cette zone se trouve à 48 m au-dessus du Pilcomayo (Figure III.33, puits III). Un ensemble de dépôts latéraux viennent combler le remplissage de façon épisodique en dessous du niveau de tuf, et de façon plus importante au-dessus dans l'extrados du paléoméandre (Figure III.33, puits I, Figure III.35, 6).

L'ensemble du remplissage sédimentaire est incisé par le Pilcomayo qui vient recouper l'ancien méandre, par un processus d'épigénie, ce qui explique la préservation de l'ancien méandre (Figure III.35, 7).

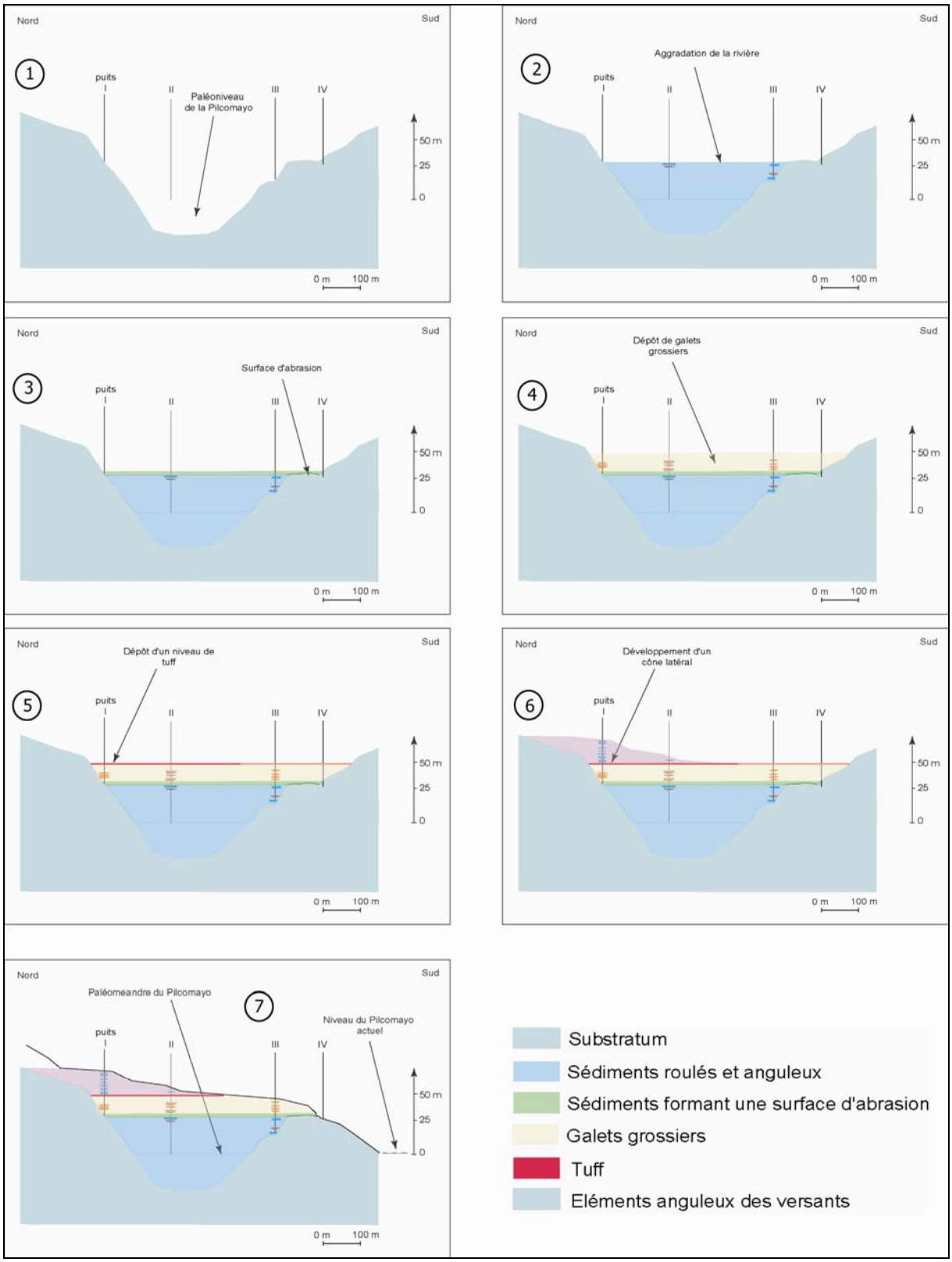


Figure III.35 : Skecthes d'évolution du remplissage du palémoméandre sur la rive gauche de Puente Sucre.

b- Analyse du remplissage sur rive droite du Pilcomayo à Puente Sucre

Sur la rive droite du Pilcomayo à Puente Sucre, un grand nombre d'observations de terrain a pu être effectué et un certain nombre de coupes ont pu être levées dans le détail (Figure III.36). De même, le contact entre le remplissage et le substratum a pu être suivi et analysé en détail.

L'aggradation du cours majeur du Pilcomayo est clairement exprimée dans le puits II (Figure III.36). Cette aggradation affecte également un paléo-affluent latéral qui est rempli de sédiments non roulés (coupes III, VII et VIII) provenant d'apports latéraux.

Des surfaces d'abrasions limitées se développent et sont recouvertes, suivant les cas, par les sédiments roulés du Pilcomayo ou par les sédiments non roulés des tributaires (Figure III.36).

Un corps conglomératique majeur vient recouvrir les sédiments fins des plaines d'inondation (puits III) et les sédiments non roulés des affluents (puits VII). La base de ce corps conglomératique majeur se trouve à 42 m au-dessus du lit actuel de la rivière, dans la partie la plus proche de la partie axiale actuelle du Pilcomayo. Latéralement, ce corps conglomératique prograde latéralement, soit au-dessus des sédiments non roulés des affluents, soit au-dessus d'une surface d'abrasion qui gagne progressivement en altitude lorsque l'on s'éloigne de l'axe du Pilcomayo, jusqu'à être située 50 m au-dessus du Pilcomayo actuel (puits X). Les sédiments roulés situés au-dessus de cette surface d'abrasion atteignent une hauteur de 52 m au-dessus du lit actuel de la rivière.

La géométrie de ce corps conglomératique, associée à la progradation, suggère une forte énergie de transport (accroissement de la granulométrie) et un accroissement de la largeur du Pilcomayo, avec latéralement le développement de surfaces d'abrasion.

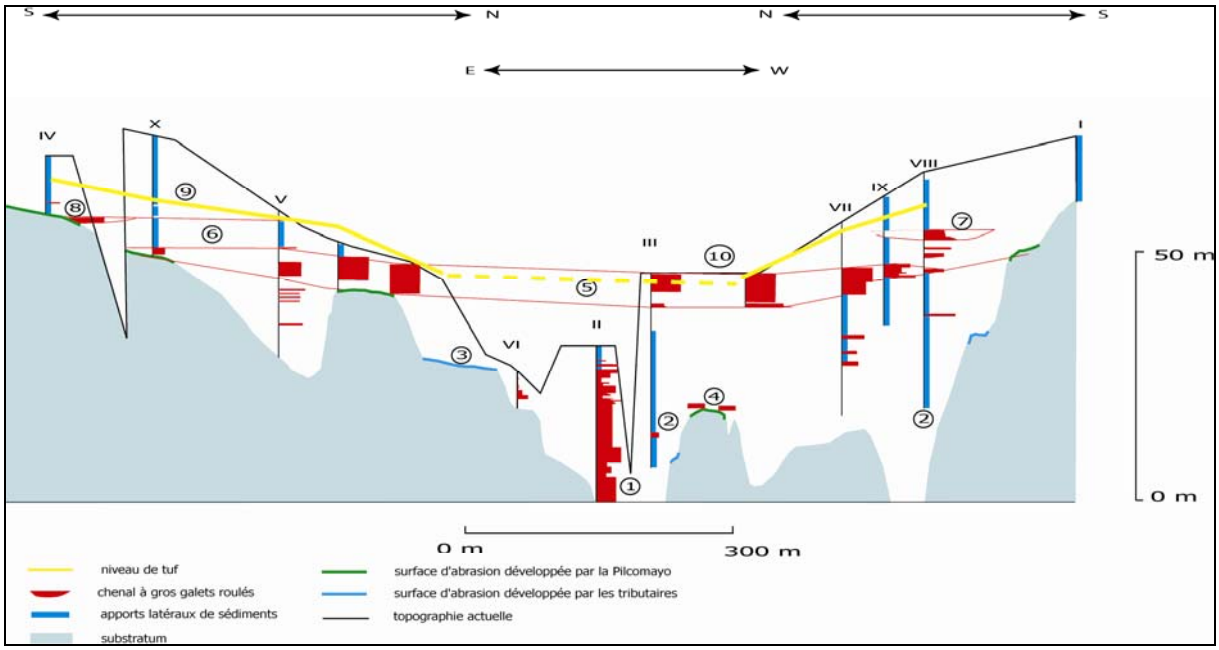


Figure III.36 : Aggradation complexe sur un versant à Puente Sucre (rive droite). La corrélation entre les différentes coupes a été réalisée selon une ligne brisée

suivant d'abord un affluent actuel (orienté (S-N), puis suivant la Pilcomayo (orientée E-W), enfin en remontant un deuxième affluent (orienté N-S)

① Aggradation du Pilcomayo
② Aggradation dans les tributaires
③ Surface d'abrasion développée par les tributaires
④ Surface d'abrasion développée par la Pilcomayo
⑤ Accroissement de l'énergie de transport (accroissement de la granulométrie) et de la largeur du Pilcomayo (développement de surfaces d'abrasion latéralement)
⑥ Progradation d'un cône latéral vers la Pilcomayo
⑦ Chenaux latéraux du Pilcomayo isolés du lit principal
⑧ Niveau maximum du Pilcomayo
⑨ Glacis supérieur
⑩ Topographie lors du dépôt de tuf

Un premier cône latéral vient progader sur le remplissage conglomératique du Pilcomayo (puits X et V). Sa base, dans la partie la plus proche de l'axe actuel de la rivière, est seulement 47 mètres au-dessus du Pilcomayo actuel. Ceci suggère un abaissement du niveau de la rivière avec une érosion du remplissage déposé antérieurement. On peut ainsi en déduire qu'un niveau maximum du Pilcomayo a été atteint mais il reste toutefois difficile à estimer. En effet, des chenaux conglomératiques isolés ont été localement observés, au-dessus de ce cône latéral, à une hauteur de 55 m au-dessus du lit actuel du Pilcomayo (puits IV et VIII). Ils peuvent soit correspondre à des chenaux isolés du Pilcomayo dans un système en tresse alimenté latéralement par le Pilcomayo, soit être des corps sédimentaires très locaux concentrant les galets roulés remobilisés à partir des terrasses de remplissage plus anciennes et beaucoup plus hautes (telle la surface de Tarabuco par exemple).

Cependant, l'étude de la continuité latérale des surfaces d'abrasion suggère la superposition de deux de ces surfaces (au niveau des puits V, X et IV) avec des faciès fluviaux (roulés) au-dessus de ces surfaces. Ceci privilégie l'interprétation d'un niveau maximum du Pilcomayo à 55 m.

Un glacis supérieur vient recouvrir ce niveau maximum du Pilcomayo, et le niveau de tuf s'intercale dans ce glacis (Figure III.31.B).

Sur cette rive, contrairement à la rive gauche, le niveau de tuf n'a pas été vu au contact des conglomérats.

c- Synthèse des deux rives à Puente Sucre

Les observations réalisées sur les rives gauche et droite du Pilcomayo à Puente Sucre permettent de tirer quelques enseignements sur le remplissage sédimentaire.

Tout d'abord, une phase d'aggradation majeure se produit jusqu'à une hauteur minimum égale à 37 mètres. Quelques surfaces d'abrasion se développent latéralement durant cette phase d'aggradation majeure, mais ne s'expriment que localement. Par contre, le remplissage de la vallée se fait à la fois grâce à l'apport de sédiment par le Pilcomayo, mais aussi par l'apport de sédiments non roulés des affluents latéraux (puits II, rive droite).

A partir de 37 mètres, une érosion latérale se développe sur la rive gauche. Elle se traduit par une surface d'abrasion majeure qui semble affecter tout l'intrados du

méandre préexistant, et donc correspondre à la formation d'un lit plus rectiligne et plus large. Sur la rive droite, une surface d'érosion majeure s'étend également latéralement, en remontant progressivement de 40 m à 50 m, associée à une puissante dynamique de la rivière, caractérisée par un corps conglomératique majeur (sédiments roulés grossiers) épais de plus de 5 m au-dessus de cette surface. La hauteur maximum atteinte par ce corps conglomératique est de 52 m au-dessus du lit de la rivière.

Par dessus ce corps conglomératique se développe un cône constitué d'éléments non roulés d'origine latérale, et progradant vers le centre de la vallée actuelle. Cette progradation s'effectue sur une surface inclinée vers le centre de la rivière, probablement une surface d'érosion affectant le toit des corps conglomératiques, et marquant un abaissement de la rivière. Le niveau le plus bas atteint par ce cône latéral est de 47 m par rapport à la rivière actuelle.

Le niveau maximum de la rivière (55 m, puits IV rive droite) est ensuite atteint juste avant le dépôt du tuf. Le niveau du Pilcomayo, lors du dépôt du tuf, est situé 45 m au-dessus du lit actuel (puits III, rive gauche). Sur la rive gauche, au moins 3 m de conglomérats se déposent au-dessus du tuf dans le lit du Pilcomayo (puits III, rive gauche). Sur la rive droite, le corps conglomératique supérieur, dont la base est située entre 42 et 45 m au-dessus de la rivière (puits III, rive droite) et dont la surface supérieure constitue une surface morphologique majeure à environ 48 m au-dessus de la rivière actuelle, pourrait correspondre à une période temporelle soit antérieure, soit postérieure au dépôt du tuf. Ce niveau de tuf est préservé sur la rive droite mais uniquement dans les formations d'origine latérale.

II.5.4. Résumé sur le remplissage du Pilcomayo

En résumé, la vallée du Pilcomayo est dominée, sur des échelles de temps du million d'années, par un phénomène d'incision qui s'effectue avec une vitesse moyenne de l'ordre de 0,4 à 0,5 mm/an, si l'on tient compte de l'incision de la surface de Tarabuco.

Par contre, dans le détail, les terrasses alluviales qui bordent le Pilcomayo montrent que des alternances de périodes d'aggradation et d'incision se produisent depuis au moins 100 000 ans. Les phases d'alluvionnement s'étendent d'une manière relativement synchrone sur plusieurs dizaines de kilomètres de Puente Sucre à Sorama.

Le travail d'analyse réalisé au voisinage de Puente Sucre montre qu'il est possible de distinguer une phase de remplissage « passif » d'une vallée préexistante, suivie de phases d'élargissement de la vallée lors de la formation de surfaces d'abrasion en position latérale par rapport à l'axe de la rivière. Ces surfaces d'abrasion sont recouvertes par des nappes alluviales de galets grossiers et pourraient se développer lors de phases où le transport domine, en l'absence d'incision verticale ou d'aggradation majeure. Enfin, la progradation de cônes alluviaux d'origine latérale sur le lit majeur du Pilcomayo suggère des phases de moindres alluvionnements, voir même d'incision du Pilcomayo. Plusieurs oscillations du niveau de la rivière peuvent ainsi être mis en évidence, mais ne peuvent pas être datées directement. Un niveau

de Tuf, dont nous supposons l'age compris entre 20 000 et 12 000 ans, est proche du niveau maximum de l'alluvionnement et a été depuis lors incisé d'environ 40 m.

Un scénario affiné de la variation du niveau du Pilcomayo a été réalisé à partir de l'ensemble des observations réalisées au voisinage de Puente Sucre. Si les mouvements verticaux sont contraints, le calendrier est hypothétique. L'hypothèse retenue dans la figure III.37 suggère de relier directement les fluctuations du niveau de la rivière aux fluctuations des précipitations cumulées : les périodes humides, définies par des hauts niveaux lacustres (Servant et al., 1978), correspondraient à des périodes d'incision, les périodes sèches à des périodes de sédimentation dans le lit majeur du Pilcomayo. L'incision finale correspondrait à la période humide dite « Titicaca », le remplissage principal correspondant à la période sèche post période humide« Minchin ». Les oscillations du niveau du remplissage, de l'ordre de la dizaine de mètres pourraient alors correspondre aux phases Tauca et Coipasa.

La validité d'un tel scénario « très intuitif » sera discutée plus loin à la suite des résultats des modélisations numériques.

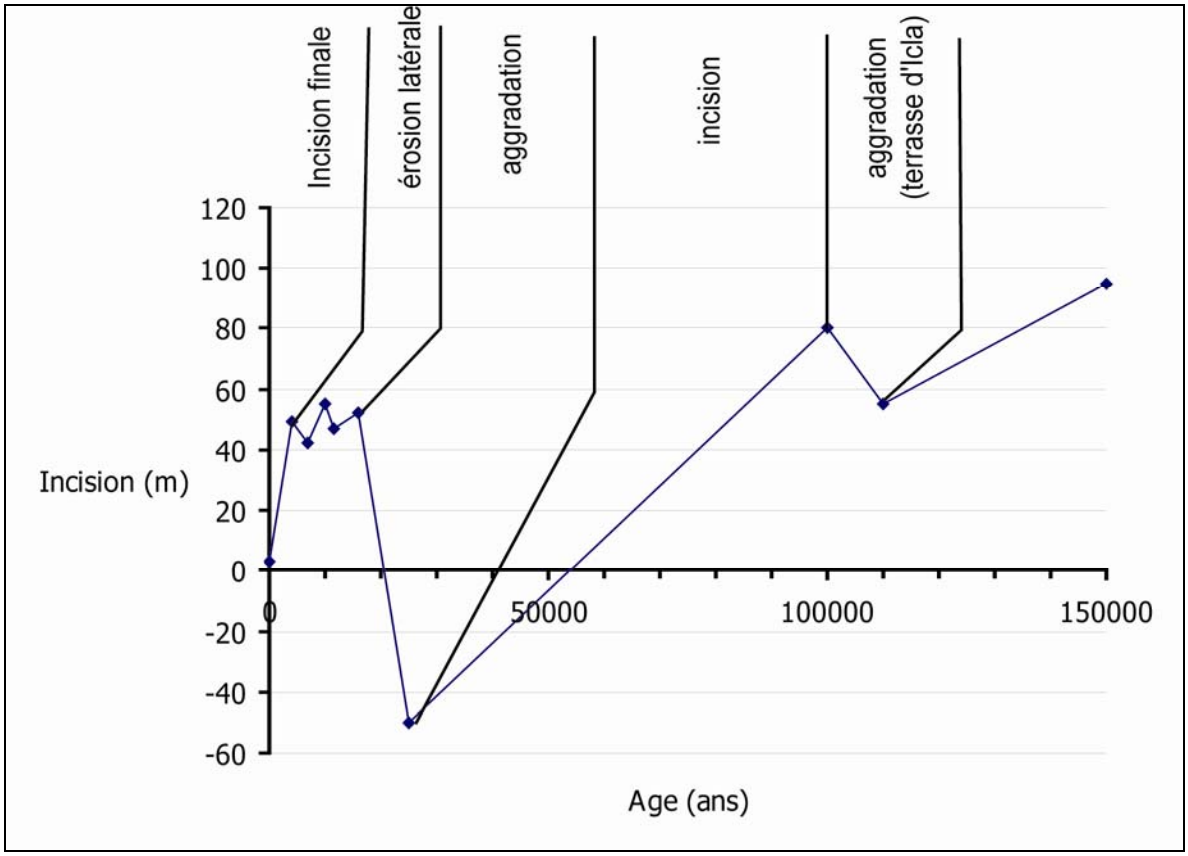


Figure III.37 : Variation du niveau du Pilcomayo au cours du temps. (L'incision nulle correspond à l'état actuel, des valeurs négatives à un niveau du Pilcomayo inférieur au niveau actuel)

III. Influence des paramètres tectoniques, climatiques et granulométriques sur l'évolution de la rivière Pilcomayo

Dans cette partie, nous allons tester l'influence respective de la tectonique, du climat et de la granulométrie sur l'évolution du bassin-versant du Pilcomayo et sur les remplissages sédimentaires dans la rivière.

Pour ce faire, nous allons dans un premier temps analyser le comportement du modèle avec les paramètres de référence définis au paragraphe III.2 (chapitre 2), en particulier en terme d'érosion moyenne de la zone étudiée, en terme de vitesse d'érosion et ou de sédimentation le long de la rivière « Pilcomayo », et enfin en terme de profil en long du « Pilcomayo ».

Une fois la simulation de référence définie, nous avons fait varier d'une part les valeurs des paramètres des équations régissant le modèle (coefficient de la loi de diffusion, de la loi d'Einstein et de la loi d'érodabilité) et d'autre part la valeur du flux d'eau (ou précipitation) et du nombre de granulométrie afin d'observer l'influence de ces paramètres sur les caractéristiques du bassin du Pilcomayo.

Enfin, différents scénarios tectoniques, climatiques et granulométriques ont été réalisés afin de mieux comprendre leur influence sur l'évolution du bassin-versant du Pilcomayo.

Dans ce chapitre les noms propres tels que le Pilcomayo, Sucre ou les noms de stations de référence (Puente Sucre ou Uyuni par exemple) seront mis entre guillemets lorsqu'il s'agira du modèle numérique pour les différencier des vrais sites.

III.1. Un exemple de simulation

III.1.1. Définition de la simulation

Dans un premier temps, nous allons définir une simulation de référence. Nous avons utilisé un flux d'eau constant de 400 m^3/s et une seule granulométrie (1mm). Ce flux d'eau moyen annuel correspond à un flux d'eau moyen d'une crue du siècle (voir commentaires & Figure III.5) à l'exutoire du bassin étudié (quelques kilomètres au Sud de « Sorama »). Les paramètres des équations de base du modèle sont :

K_d=0,1 km²/an
K_e=0,5 km²/an
E=0,25 mm/an/Pa

Nous avons tracé la variation d'altitude au cours du temps pour les cinq puits de référence (« Tasapampa », « Puente Sucre », « Sotomayor », « Uyuni » et « Sorama » (localisés sur la figure II.19, chapitre 2 ; III.14, chapitre 3) et défini les zones en sédimentation (variation positive) et les zones en érosion (variation négative) (Figure III.38).

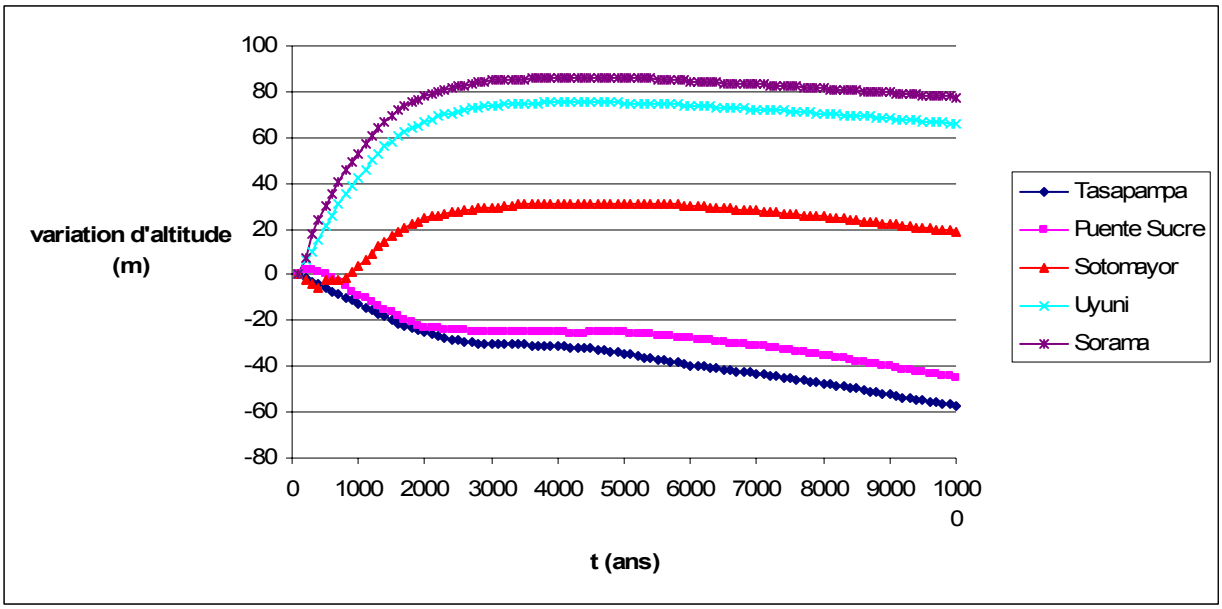


Figure III.38 : Variation des altitudes au cours du temps pour les cinq puits de référence

Le graphique ci-dessus montre clairement une période transitoire d'environ 3000 ans suivie d'une période stable de 3000 à 5000 ans puis une incision progressive commune à tous les puits jusqu'à 10 000 ans, avec une valeur de l'incision de l'ordre de 2 à 4 mm/an.

L'érosion moyenne sur l'ensemble du bassin diminue de façon rapide pendant la période transitoire puis baisse après moins rapidement (Figure III.39).

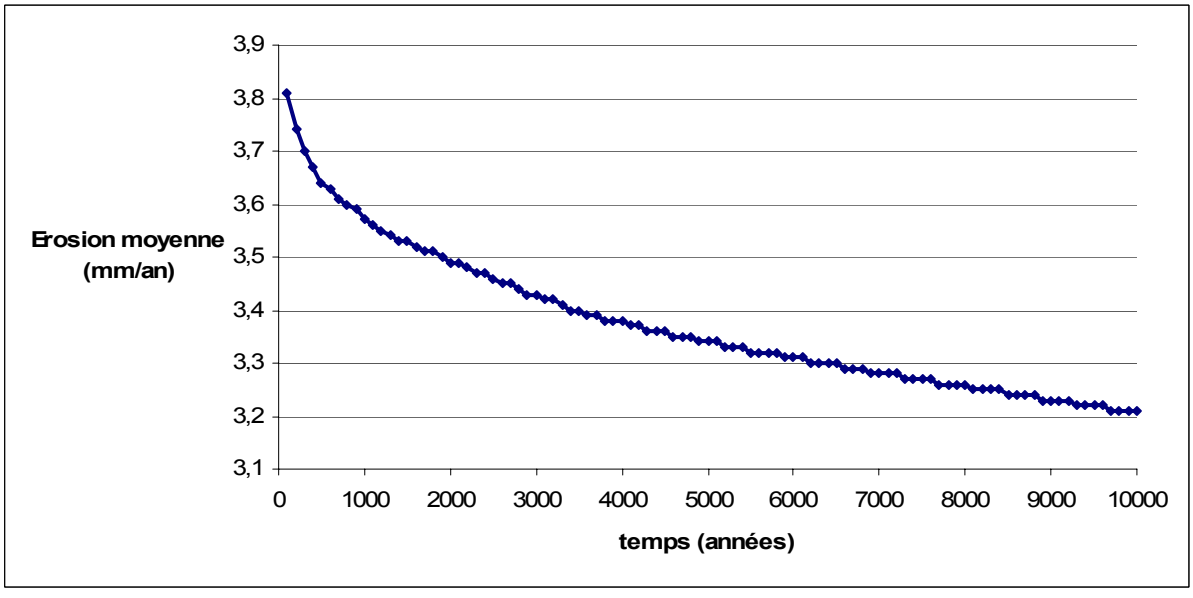


Figure III.39 : Evolution au cours du temps de l'érosion moyenne du bassin du Pilcomayo

Remarque :

L'érosion moyenne ou la sédimentation moyenne est instantanée et est calculée pour chaque maille en faisant la différence entre l'altitude au temps t et l'altitude au temps t+dt (Figure III.40):

Erosion moyenne instantanée : [Z(t)-Z(t+dt)]/dt si Z(t)<Z(t+dt)
Sédimentation moyenne instantanée : [Z(t)-Z(t+dt)]/dt si Z(t)>Z(t+dt)
La sortie de sédiments du bassin est calculée par :

Flux sortant= Erosion – Sédimentation

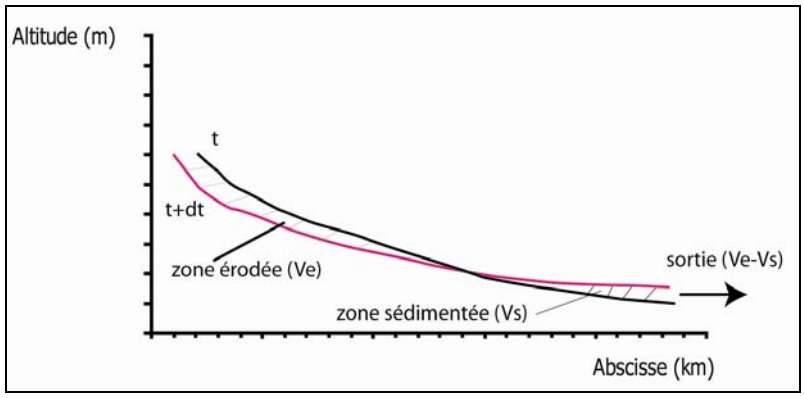


Figure 40 : Schéma de la relation entre l'érosion moyenne, la sédimentation moyenne et le flux sortant

Pour chaque pas de temps (1000 ans), en rejoignant les cinq puits entre eux (Figure III.41), on montre que la période transitoire de 3000 ans résulte du rééquilibrage du profil en long de la rivière et du bassin-versant se traduisant par une intense érosion en amont et une intense sédimentation en aval. Cette période permet d'estomper les irrégularités de la rivière, et au profil en long de converger vers un état d'équilibre.

La pente moyenne entre le puit en amont et le puit en aval passe au cours de cette période transitoire de 5 m/km à 2,5 m/km.

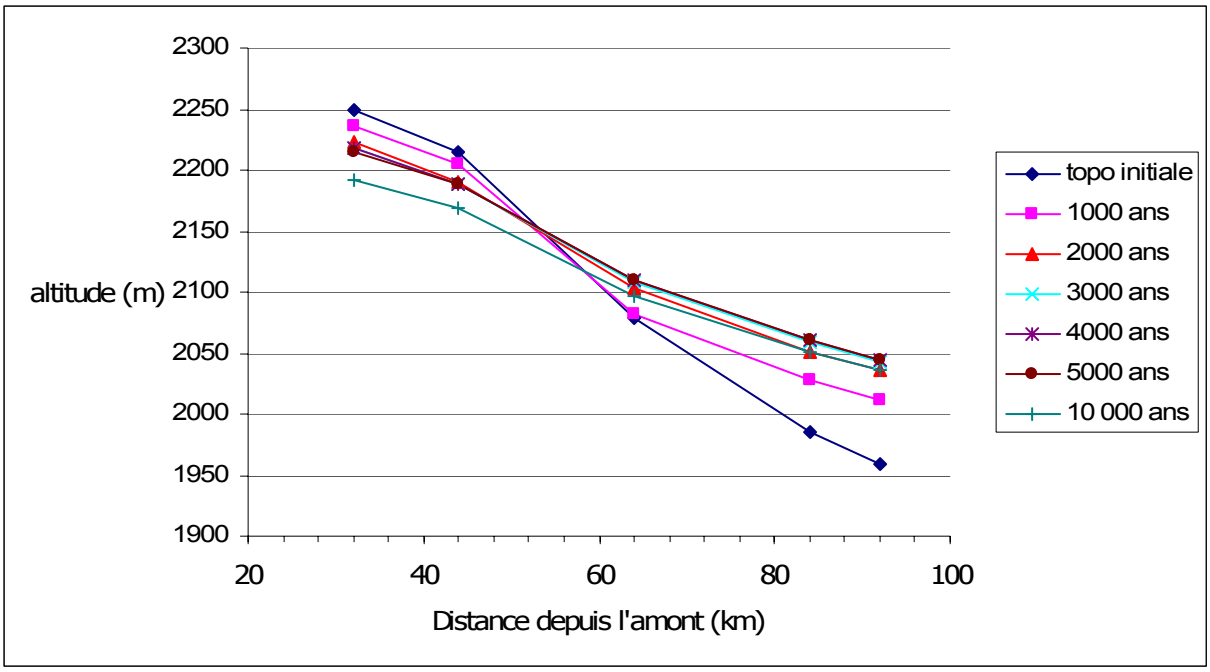


Figure III.41 : Evolution de la pente moyenne au cours de la période transitoire

III.1.2. Implications concernant l'évolution de la rivière Pilcomayo

La comparaison du résultat de cette simulation de référence par rapport aux données géologiques et géomorphologiques concernant le Pilcomayo semble indiquer au moins deux choses :

- Les paramètres retenus prédisent une incision de tout le lit du Pilcomayo dans la mesure où le profil du Pilcomayo a eu le temps de converger vers un état d'équilibre. Ceci semble correspondre assez bien avec la phase d'incision tardive observée pour toutes les terrasses du Pilcomayo (incision postérieure au dépôt du niveau de tuf). L'ordre de grandeur de la vitesse d'incision semble correcte : d'après les données de terrain l'incision post dépôt du tuf est voisine de 2,5 mm/an à Puente Sucre, et de 3 mm/an à Uyuni, alors que le modèle prédit des valeurs comprises entre 2 et 4 mm/an.
- Toutefois, avec ces paramètres, le profil actuel ne semble pas être un profil d'équilibre. En effet, sur tous les segments de la rivière, la pente tend à diminuer au cours du temps. En particulier, la forte pente observée actuellement entre Puente Sucre et Sotomayor tend à décroître dans les expériences, jusqu'à pratiquement égaler la pente des segments en aval ou en amont.

Une question majeure semble donc de comprendre dans quelle mesure le profil actuel de la rivière est en régime transitoire ou s'il peut–être à l'équilibre.

Nous allons donc étudier plus particulièrement la période transitoire, et les processus susceptible d'induire des variations de pentes du profil, particulièrement la forte pente entre Puente Sucre et Sotomayor.

III.2. Sensibilités des caractéristiques du Pilcomayo

III.2.1 Etude de la sensibilité de la période transitoire à la géométrie initiale utilisée

Pour valider notre modèle, il est important de comparer les résultats obtenus avec les mesures effectuées sur le terrain. Notre modèle est contraint par des données actuelles (topographie du bassin-versant) et données passées (érosion moyenne du bassin-versant, hauteur et nature des terrasses). Ceci revient à utiliser comme état initial dans le calcul une topographie qui est en fait un état final.

Ainsi, l'objectif de ce paragraphe est de voir l'erreur faite en prenant l'état final comme état initial, sachant que l'érosion moyenne enregistrée sur le bassin est de l'ordre de sept mètres sur une période de 10 000 ans, soit 0,7 mm/an.

Un bruit de fond a donc été introduit sur la topographie initiale d'une valeur comprise entre 0 et 5 mètres soit une variation moyenne de 2,5 m, et l'érosion moyenne a été calculée (Figure III.42).

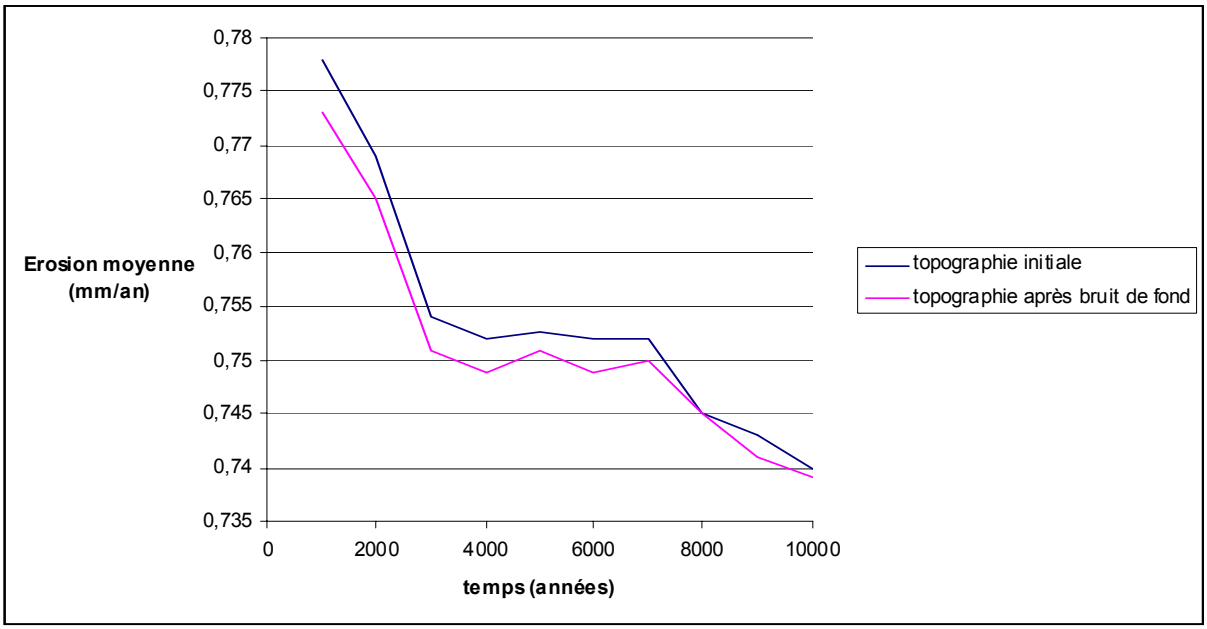


Figure III.42 : Évolution au cours du temps de l'érosion moyenne à partir de deux topographies initiales différentes

L'écart d'érosion moyenne du bassin-versant à partir deux topographies initiales différentes est inférieur à 1 %. À partir de 8000 ans, il n'existe plus de différence entre l'érosion moyenne de la topographie initiale et celle de la topographie dont on a introduit un bruit de fond.

En conclusion, si le temps d'observation est supérieur à 1000 ans, l'écart observé entre l'érosion moyenne de la topographie initiale et celle de la topographie avec bruit blanc est inférieur à 1 %. À l'état initial, le modèle est sensible au bruit blanc mais à partir de 1000 ans cet écart devient négligeable. On peut donc considérer, pour notre pas de temps d'observation, que l'état final peut être pris pour état initial

pour calculer l'érosion moyenne. Les constantes de temps seront discutées dans le paragraphe suivant.

En ce qui concerne l'incision/sédimentation le long du drain majeur du Pilcomayo, le problème est plus complexe puisque l'exemple de la simulation précédente (Figure III.38) montre une période transitoire de plus de 3000 ans durant laquelle l'altitude du drain varie de plusieurs dizaines de mètres. Pour certaines des simulations qui suivent, nous avons donc choisi de calculer d'abord un pseudo-profil d'équilibre (au bout d'une période de 4000 ans) avant d'étudier l'influence de perturbations.

III.2.2 Etude des sensibilités de la période transitoire aux variations des différents paramètres

Nous avons vu précédemment qu'il existait une période transitoire de 3000 ans nécessaire pour que la rivière s'équilibre. Les simulations qui suivent ont pour objectif de déterminer l'influence respective des processus physiques sur la valeur de cette période transitoire. Pour ce faire, nous avons réalisé sept expériences numériques différentes en doublant ou en divisant par deux la valeur des différents paramètres liés aux processus physiques (loi d'érodabilité, loi de diffusion et loi de transport fluviatile d'Einstein).

Afin de comparer les expériences numériques entre elles, pour chaque simulation une courbe moyenne des cinq puits de référence a été calculée et une courbe analytique, voisine de la courbe moyenne, a été tracée (Figure III.43). Cette courbe analytique est une fonction exponentielle qui s'écrit :

$$S(t) \approx a.\left(1 - e^{t/b}\right)$$

Cette fonction est définie par deux paramètres : a en mètre et b en an.

Dans le cadre de cette simulation de référence, les constantes de la fonction exponentielle prennent les valeurs suivantes : $a \approx 27,25\ m$ et $b \approx 1050\ ans$ (Figure III.43).

En définissant la constante de temps T à 95 % de la valeur asymptotique de la fonction exponentielle, on obtient T~3b, soit T~3200 ans.

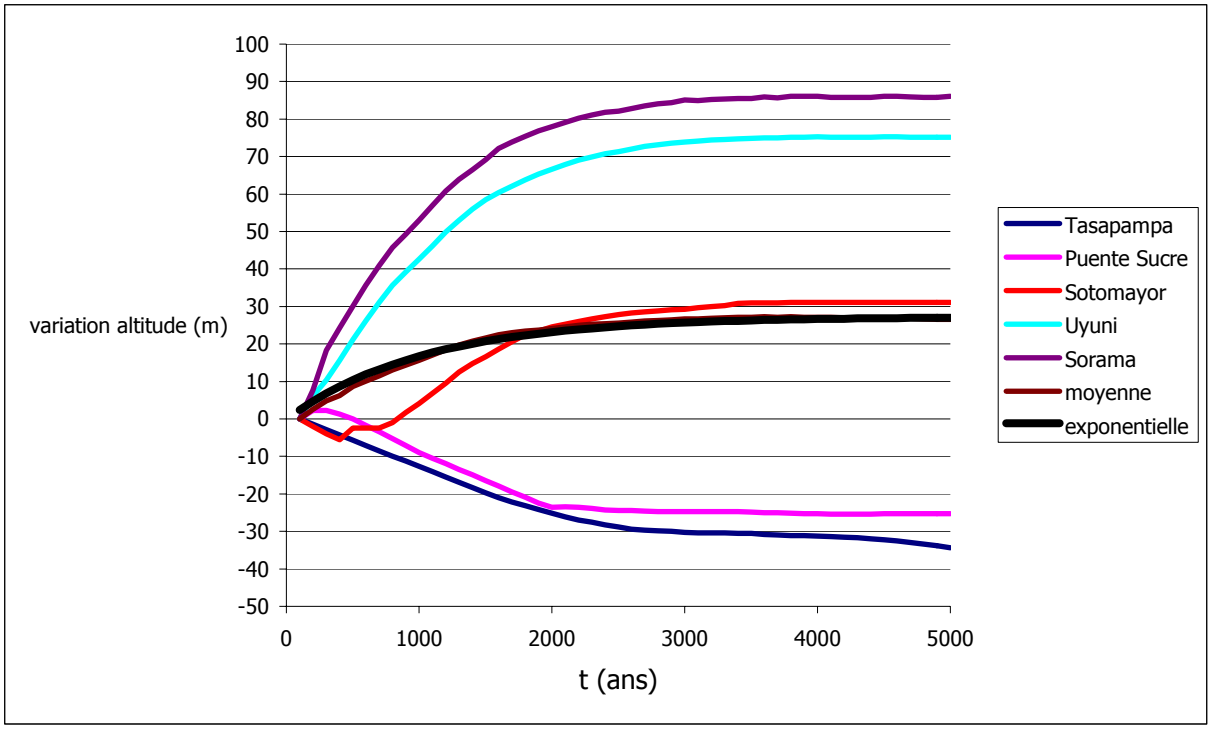


Figure III.43 : Variation d'altitude pour les cinq puits de référence, courbe moyenne et fonction analytique (courbe noire) pour la simulation de référence

Dans la suite de ce paragraphe, nous allons tester l'influence de l'érodabilité, de la loi de diffusion et de la loi d'Einstein sur la constante de temps.

a- Influence de l'érodabilité sur la période transitoire

Deux simulations sont réalisées en conservant les mêmes valeurs de paramètres que la simulation de référence excepté pour le coefficient d'érodabilité dont la valeur a été soit multipliée par 2, soit divisée par 2, pour tester son influence (Figure III.44 et Figure III.45).

K_d=0,1 km²/an	K_e=0,5 km²/an	**E=0,125 mm/an/Pa**
Granulométrie : d=1mm	Flux d'eau= 400 m^3/s	

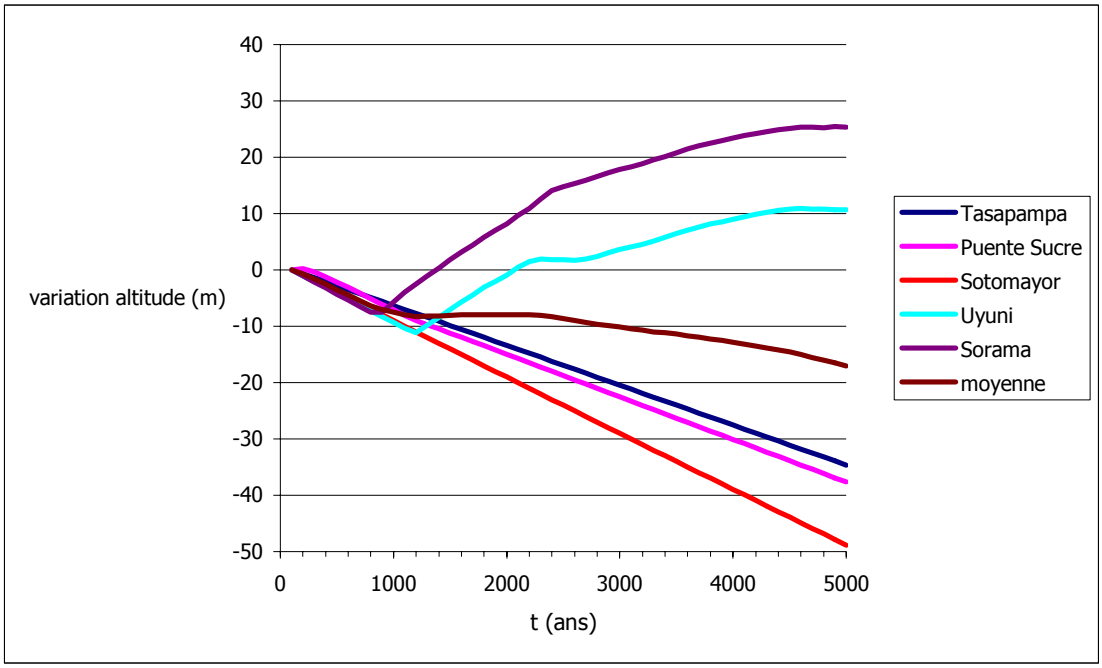


Figure III.44 : Variation d'altitude pour les cinq puits de référence, courbe moyenne pour une érodabilité plus faible.

En se basant sur l'évolution pseudo exponentielle de la courbe de Sorama entre le temps t=1000 ans et t= 4000 ans, on en déduit que la constante de temps est de l'ordre de T~3500 ans.

K_d=0,1 km²/an	K_e=0,5 km²/an	**E=0,5 mm/an/Pa**
Granulométrie : d=1mm	Flux d'eau= 400 m^3/s	

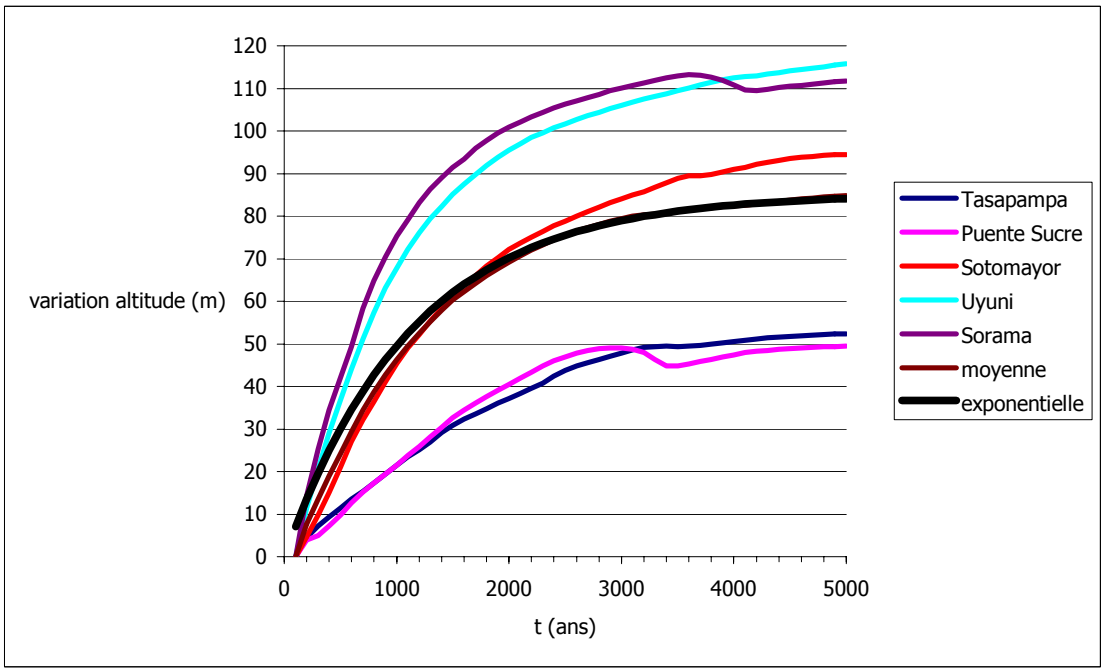


Figure III.45 : Variation d'altitude pour les cinq puits de référence, courbe moyenne et courbe analytique pour une érodabilité plus forte.

$S(t) \approx a.\left(1 - e^{t/b}\right)$ avec $a \approx 85,2\ m$ et $b \approx 1150\ ans$. La constante de temps est T~3350 ans.

b- Influence de la diffusion sur la période transitoire

Nous faisons le même test que précédemment avec le coefficient de diffusion, c'est-à-dire que les paramètres K_e et E restent invariables tandis que K_d varie d'un facteur 0,5 et 2 (Figure III.46 et Figure III.47).

K_d=0,05 km²/an	K_e=0,5 km²/an	E=0,25 mm/an/Pa
Granulométrie : d=1mm	Flux d'eau= 400 m^3/s	

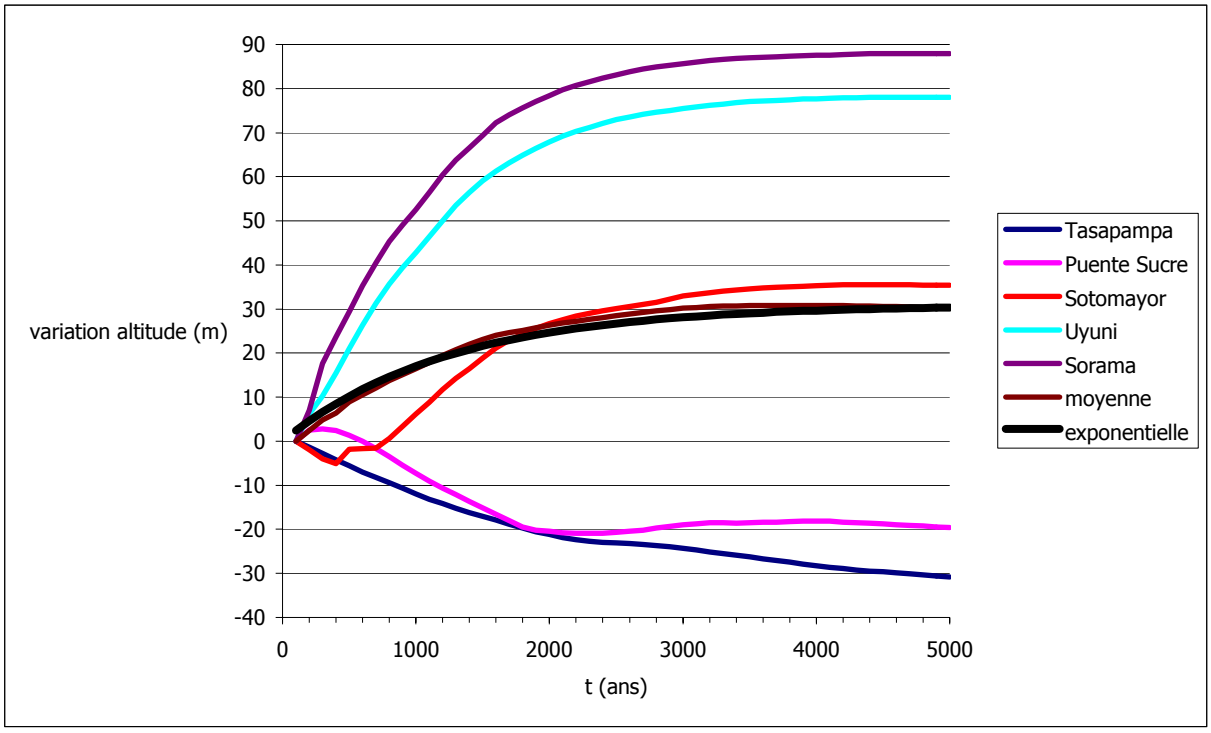


Figure III.46 : Variation d'altitude pour les cinq puits de référence, courbe moyenne et fonction analytique pour un coefficient de diffusion plus faible.

$S(t) \approx a.\left(1 - e^{t/b}\right)$ avec $a \approx 30,9\ m$ et $b \approx 1250\ ans$. La constante de temps T est de l'ordre de 3800 ans.

K_d=0,2 km²/an	K_e=0,5 km²/an	E=0,25 mm/an/Pa
Granulométrie : d=1mm	Flux d'eau= 400 m^3/s	

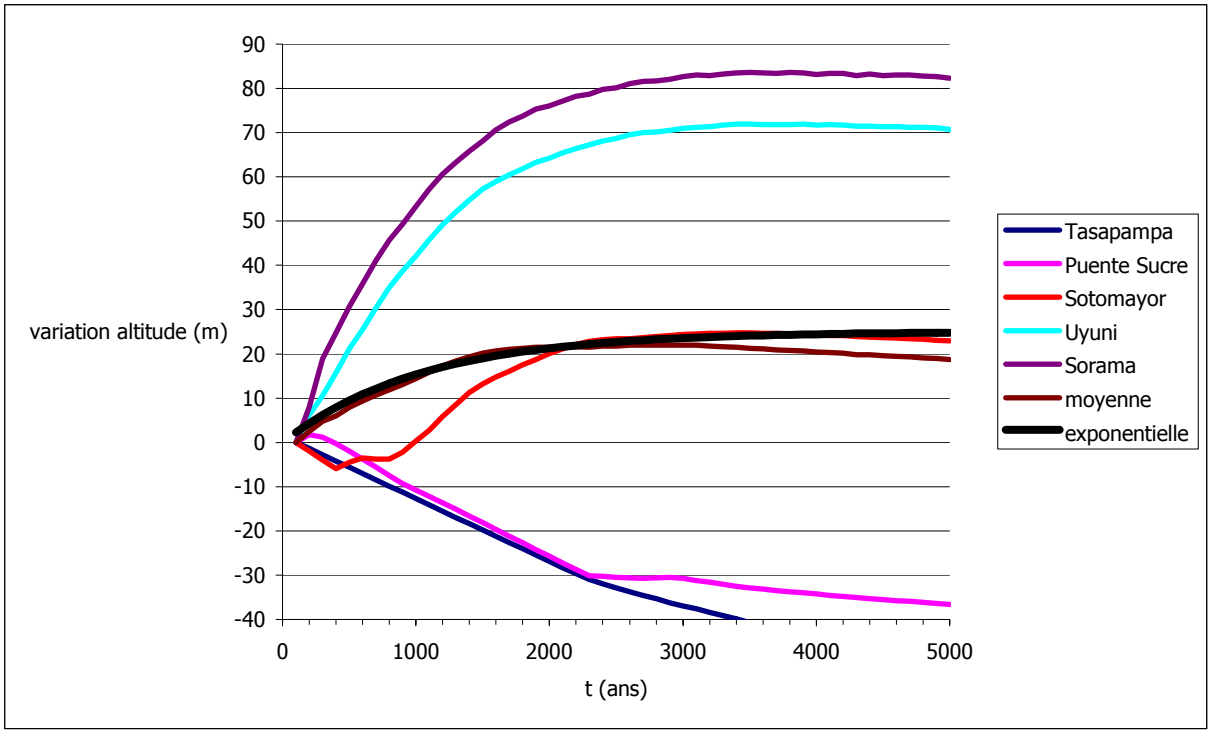


Figure III.47 : Variation d'altitude pour les cinq puits de référence, courbe moyenne et courbe analytique pour un coefficient de diffusion plus fort.

$S(t) \approx a.\left(1 - e^{t/b}\right)$ avec $a \approx 25\ m$ et $b \approx 1050\ ans$. La constante de temps T est de l'ordre de 3150 ans.

c- Influence de loi d'Einstein sur la période transitoire

De la même façon que les deux expériences précédentes, nous testons ici l'influence du coefficient d'Einstein (Figure III.48 et Figure III.49).

K_d=0,1 km²/an	**K_e=0,25 km²/an**	E=0,25 mm/an/Pa
Granulométrie : d=1mm	Flux d'eau= 400 m^3/s	

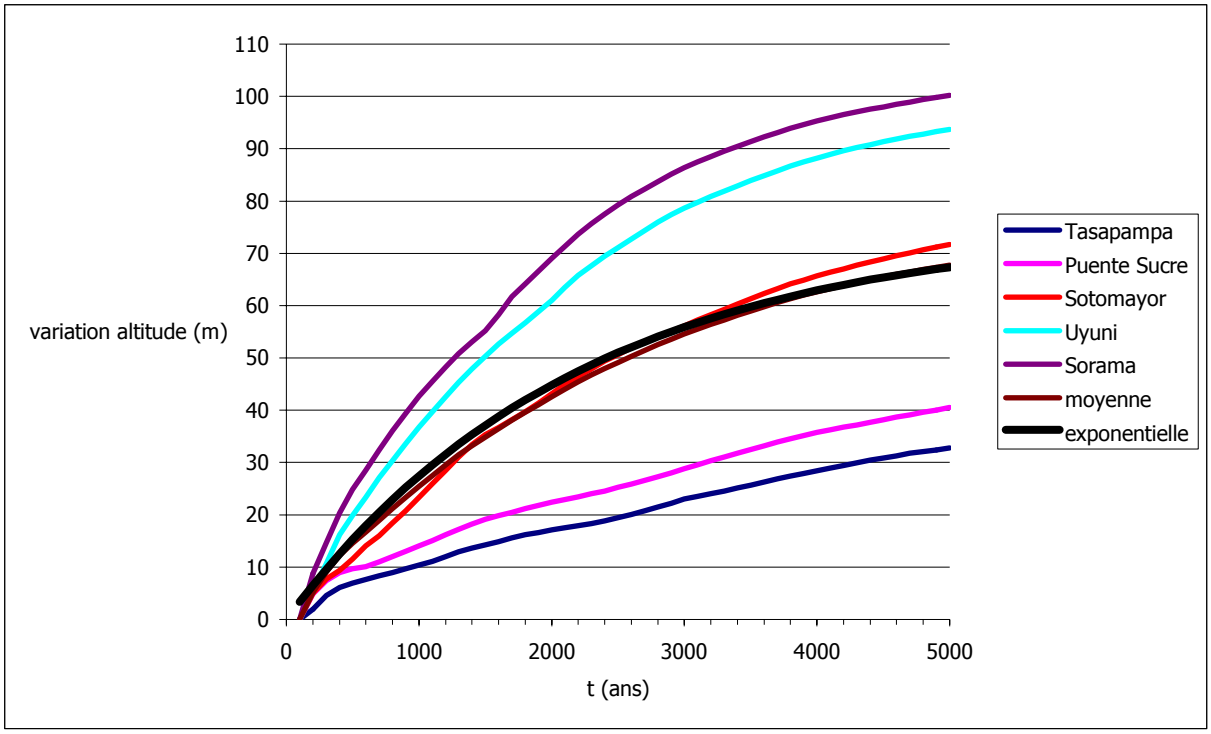


Figure III.48 : Variation d'altitude pour les cinq puits de référence, courbe moyenne et fonction analytique pour un coefficient d'Einstein plus faible.

$S(t) \approx a.\left(1 - e^{t/b}\right)$ avec $a \approx 75,1\ m$ et $b \approx 2200\ ans$. La constante de temps T est de l'ordre de 6600 ans.

K_d=0,1 km²/an	**K_e=1 km²/an**	E=0,25 mm/an/Pa
Granulométrie : d=1mm	Flux d'eau= 400 m^3/s	

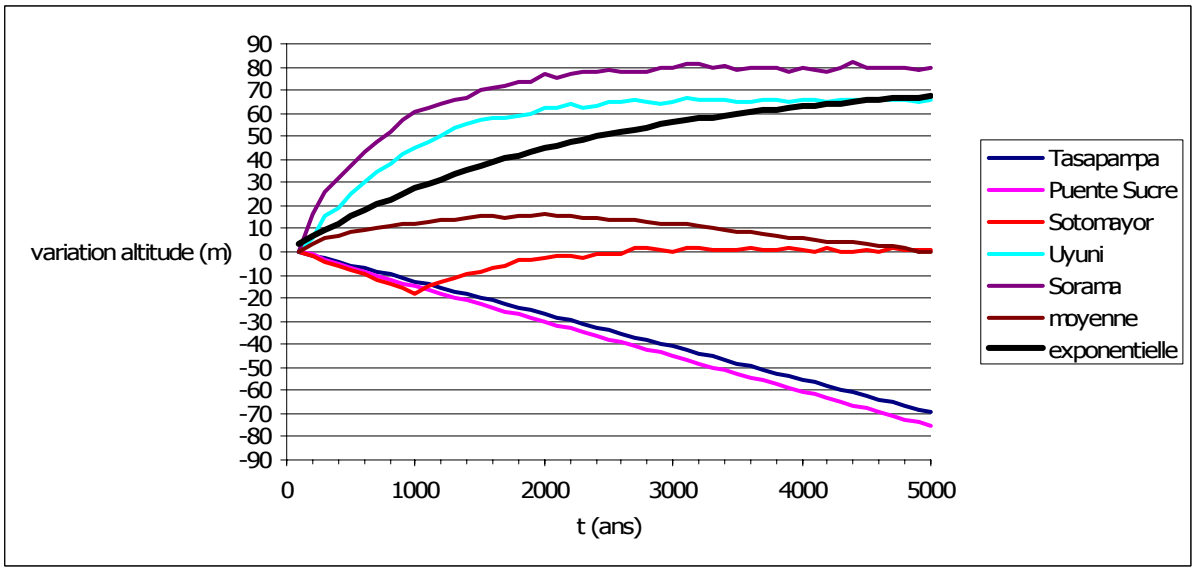


Figure III.49 : Variation d'altitude pour les cinq puits de référence, courbe moyenne et courbe analytique pour un coefficient d'Einstein plus fort.

$S(t) \approx a.\left(1 - e^{t/b}\right)$ avec $a \approx 16\ m$ et $b \approx 600\ ans$. La constante de temps T est de l'ordre de 1800 ans.

III.2.3. Influence des paramètres sur l'évolution à long terme

A partir des sept expériences numériques réalisées et de la simulation de référence, nous avons déduits (Figure III.50) le profil qu'aurait la rivière après 5000 ans d'évolution, en nous basant sur l'altitude de chaque puits de référence. Ces profils sont comparés avec le profil actuel de la rivière déduit de la carte au 1/250 000 topographique de la région de Sucre.

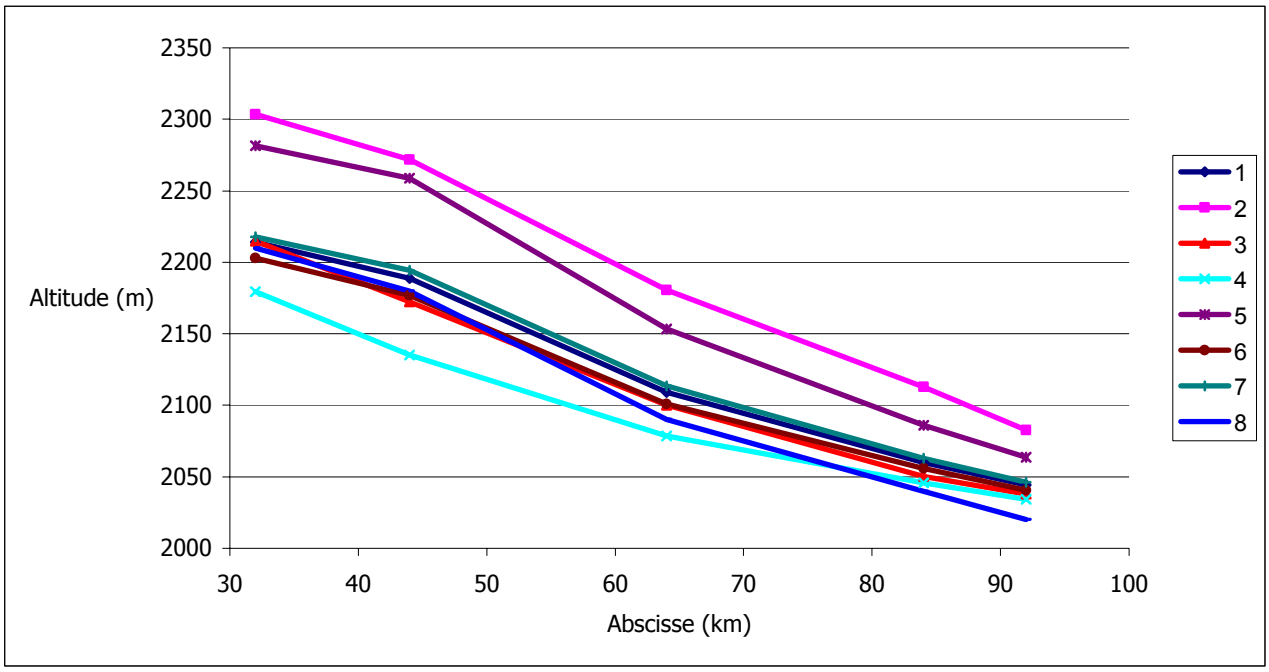


Figure III.48 : Comparaison des Profils topographiques à partir de l'altitude de chaque puits de référence après une simulation de 5000 ans avec le profil actuel de la rivière Pilcomayo

Légendes :

① Profil après une simulation de référence
② Profil après simulation avec une érodabilité deux fois supérieure
③ Profil après simulation avec une érodabilité deux fois inférieure
④ Profil après simulation avec un coefficient d'Einstein deux fois supérieur
⑤ Profil après simulation avec un coefficient d'Einstein deux fois inférieur
⑥ Profil après simulation avec un coefficient de diffusion deux fois supérieur
⑦ Profil après simulation avec un coefficient de diffusion deux fois inférieur
⑧ Profil actuel

Les différentes simulations montrent trois familles de pente. La première concerne la famille des pentes élevées (profil 2 et 5). Dans le cas de l'expérience 2, l'érodabilité est importante et permet d'accroître l'alimentation en sédiments de la rivière. Dans l'expérience 5, le coefficient d'Einstein est faible et ne favorise pas le transport à longue distance des sédiments. Dans ces deux cas, la rivière augmente sa pente pour favoriser le transport gravitaire des sédiments afin de palier à la faible efficacité du transport fluviatile.

La deuxième famille concerne les expériences ou la diffusion est variable et une érodabilité faible. La variabilité du coefficient de diffusion semble avoir peu d'influence sur la morphologie de la rivière.

La troisième famille concerne les profils à faible pente (profil 4). Le coefficient d'Einstein est élevé et le transport à longue distance est favorisé. La rivière adopte un profil peu penté étant donné qu'il est inutile de solliciter le transport gravitaire.

Globalement, sauf pour les expériences numériques 2, 4, 5, les profils d'équilibre sont sensiblement identiques et voisins du profil actuel de la rivière. On observe une pente légèrement supérieure entre Puente Sucre et Sotomayor dans le cas du profil actuel vis-à-vis des autres profils sauf le profil 5 : le profil 5 implique toutefois qu'il soit en sédimentation ce qui ne semble pas être le cas pour la rivière Pilcomayo actuelle. Les observations de terrain montrent que dans la zone de Puente Sucre, par exemple, la rivière Pilcomayo soit en érosion.

Les coefficients utilisés dans la simulation de référence permettent d'obtenir après une simulation de 5000 ans un profil de la rivière semblable au profil actuel. On peut alors supposer que le profil actuel de la rivière est en équilibre ou proche de l'équilibre. En regardant plus localement, les variations de pente sur le profil actuel, on remarque une plus forte pente entre Puente Sucre et Sotomayor. Nous essaierons dans la suite des simulations de comprendre ces variations locales de pente en intégrant entre autre une tectonique locale.

III.2.4. Synthèse des sensibilités et étude analytique du modèle COBASE

a- Synthèse des expériences numériques sur les sensibilités

Le tableau ci-dessous (Tableau III.1) reprend les résultats obtenus dans les expériences numériques du paragraphe précédent.

Simulation	Constante de temps (ans)	Valeur moyenne sédimentation (5 sites)	caractéristiques	Valeur moyenne de l'érosion (toute la surface du modèle)
Référence	3200	30 m	2sites amont érosion	27,25 m
Erodabilité plus forte (X2)	3350	80m	Tous les sites en sédimentation	85,2 m
Erodabilité plus faible (/2)	3500	Pas de moyenne	3 sites en érosion	10 m
Diffusion plus forte (X2)	3150	25 m	2 sites amont érosion	25 m
Diffusion plus faible (/2)	3800	30 m	2 sites amont érosion	30,1 m
Einstein plus forte (X2)	**1800**	**15 m**	**3 sites en érosion**	**75,1 m**
Einstein plus faible (/2)	**6600**	**75 m**	Tous les sites en sédimentation	**16 m**

Tableau III.1 : Synthèse des constantes de temps en fonction de la variabilité des coefficients de transport et d'érodabilité

Après ces sept expériences numériques, il apparaît nettement que la loi d'Einstein contrôle la valeur de la constante de temps de la période transitoire. Le temps nécessaire à la rivière pour parvenir à un pseudo-équilibre dépend du transport fluviatile, c'est-à-dire de la capacité de la rivière à évacuer les sédiments vers l'exutoire ou à les redistribuer dans le drain principal.

Dans le cas d'une érodabilité plus forte ou un coefficient d'Einstein plus faible, la sédimentation est relativement élevée dans les puits de référence. Dans un cas, l'alimentation en sédiments est beaucoup trop élevée et le transport fluviatile n'est pas assez efficace. Dans le deuxième cas, bien que l'alimentation en sédiments ne soit pas plus élevée que dans la simulation de référence, le transport fluviatile n'est pas suffisamment efficace.

Si l'érodabilité en sédiments est faible ou le coefficient d'Einstein fort, le système est globalement en érosion sur la plupart des stations. Soit l'apport de sédiments n'est pas suffisamment important auquel cas le bassin se trouve en érosion à érodabilité limitée soit le transport fluviatile est efficace et l'ensemble des sédiments issus des versants sont transportés vers l'exutoire.

Les simulations impliquant une diffusion plus forte ou plus faible ne semblent pas jouer un rôle important sur l'évolution de la sédimentation dans la rivière.

b- Etude analytique du modèle COBASE

Pour corroborer ces conclusions, nous allons réaliser une étude analytique du transport des sédiments dans le modèle COBASE. Cette étude a pour objectif de déterminer les temps d'équilibre des lois de transport utilisées dans le modèle. Les équations qui régissent le transport des sédiments dans COBASE sont des équations de diffusion du type :

Equation de transport gravitaire (versant) : $Q_{gravité} = -K_g \frac{\partial h}{\partial x}$

Equation de transport fluvial (Einstein) : $Q_{fluvial} = -K_f . Q_e . \frac{\partial h}{\partial x}$

Le bassin-versant du Pilcomayo, dans sa partie amont, comporte une topographie assez complexe. Les reliefs, dont l'altitude est comprise entre 4600 m et 1800 m, sont entaillés par de multiples rivières dont le drain principal est la rivière Pilcomayo qui s'écoule sur une distance d'environ 50 km. Les versants sont disséqués et constitués de ravins et rigoles.

Nous allons donc calculer les temps d'équilibre du fleuve et des versants.

➢ *Evolution du fleuve*

Nous allons simplifier le bassin du Pilcomayo et considérer une pente constante égale à 4m/km et une pluviométrie uniforme. Nous supposons de plus que l'aire drainée est proportionnelle à la distance parcourue.

Le modèle analytique s'écrit alors :

$$Q_{fluvial} = -K_e . Q_e . \frac{\partial h}{\partial x} \text{ avec } Q_e = p . \frac{x}{L}$$

Avec Q_e le flux d'eau adimensionné correspondant au rapport entre le flux d'eau réel et le flux d'eau de référence valant 100 m^3/s. p est un coefficient de proportionnalité permettant de définir le flux d'eau appliqué.

L'équation de la conservation de la masse nous permet d'écrire :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left(K_e . p . \frac{x}{L} \frac{\partial h}{\partial x} \right)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} = K_e . p . \frac{x}{L} \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{K_e . p}{L} \frac{\partial h}{\partial x}$$

Le transport fluvial se décompose en deux termes : une équation de migration, avec une vitesse U constante, et une équation de diffusion, dont le coefficient augmente progressivement avec la distance.

$$\frac{\partial h}{\partial t} - U\frac{\partial h}{\partial x} = K_e.p.\frac{x}{L}\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} \text{ avec } U = \frac{K_e.p}{L}$$

a.n. : posons K_e = 0,5 km²/an, p=4 (flux d'eau = 400 m^3/s) L = 50 km (longueur du fleuve étudié).

La vitesse de migration est de l'ordre de 40 m/an.

Le temps nécessaire pour retrouver l'équilibre se calcule en faisant le rapport entre la longueur du drain total et la vitesse :

$$b = \frac{L}{U} = \frac{L^2}{K_e.p}$$

a.n. : b=1250 ans.

Il faut donc environ 1250 ans pour qu'une perturbation du profil parcoure les 50 km du Pilcomayo.

- ***Evolution des versants***

Intéressons nous maintenant à la constante de temps d'équilibre des versants.

Le modèle analytique simplifié est du type : $Q_{gravité} = -K_d \frac{\partial h}{\partial x}$

De la même façon que l'étude analytique de la rivière, nous allons considérer une topographie simplifiée de type initiale sinusoïdale :

$$h_0(x) = h_0.\cos(2\Pi x / L)$$

En appliquant la conservation de la masse, le modèle analytique est du type :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = K_d \frac{\partial^2 h}{\partial x^2}$$

L'évolution de cette topographie au temps t est exponentielle et s'écrit:

$$h(t) = h_0.exp^{-\frac{t}{\tau}} \text{ avec } \tau = \frac{L^2}{4.\pi^2.K_d}$$

Nous allons dans un premier temps considérer l'évolution d'un relief de petite longueur d'onde (~10 km), soit celle de deux versants situés de part et d'autre du Pilcomayo.

En posant K_d = 0,1 km²/an et L=10 km, la constante de temps τ est de l'ordre de 25 ans.

Dans un deuxième temps, nous allons calculer la constante de temps pour l'évolution globale des versants. La longueur caractéristique est égale à deux fois la longueur longitudinale du bassin, soit 50∗2=100 km.
La constante de temps d'équilibre du bassin vaut alors 2500 ans.

Le choix des paramètres de transport : K_d = 0,1 km²/an, et K_e = 0,5 km²/an, induit les constantes de temps suivantes :

Equilibre du fleuve : b = 1250 ans
Equilibre des versants (à l'échelle d'un versant): b = 25 ans
Equilibre du bassin : b = 2500 ans

Le coefficient de diffusion attribué (0,1 km²/an) peut paraître très élevé vis-à-vis de la valeur des coefficients utilisés par d'autres auteurs (Hiley et al., 1997 ; Roering et al., 1999 par exemple). Ces derniers utilisent des coefficients voisins de 10^{-3} à 10^{-2} m²/an.
Néanmoins, les observations effectuées sur le terrain montrent que les reliefs sont essentiellement disséqués et constitués de ravins et rigoles. L'érosion est donc dominante face au transport. En d'autres termes, la persistance des reliefs ne peut se faire que si l'érosion est contrainte c'est-à-dire que l'érodabilité des versants est contraignante. Pour obtenir de tels reliefs, il est nécessaire d'avoir un coefficient de diffusion fort et une érodabilité faible sinon on aurait un lissage complet des reliefs en moins de 1000 ans.

On obtient donc des constantes de temps pour le bassin et le fleuve du même ordre de grandeur. L'équilibrage du fleuve et du bassin est observable. Le fleuve atteint ainsi son équilibre au bout de 3000 ans environ (3 fois la constante de temps).

III.2.5. Implication concernant l'évolution de la rivière Pilcomayo

Si l'on se réfère aux connaissances que nous avons sur l'évolution climatique de la région du Pilcomayo, il semble que la Bolivie soit dans une période humide depuis environ 4000 ans, une durée suffisante pour qu'un équilibre s'établisse (en considérant les valeurs de référence de nos paramètres) suite à la fluctuation climatique. Le profil actuel du Pilcomayo pourrait donc être stable.

Nous allons donc dans la suite chercher une cause possible aux variations actuelles de pente le long du profil de la rivière. Dans un contexte de rivière globalement à l'équilibre, la tectonique peut induire des changements de pente. L'étude de l'évolution tectonique de la région montre la présence d'une activité pour les périodes récentes. Nous allons donc explorer numériquement l'influence possible de la tectonique sur l'évolution de la rivière Pilcomayo.

III.3. Influence de la tectonique sur les caractéristiques du Pilcomayo

Le calcul des altitudes est fonction d'un point fixe, et le référentiel que nous utilisons par la suite est situé en bas a gauche (au Sud-Ouest) de la grille. Le référentiel est fixe et n'est pas situé dans le compartiment en surrection.

III.3.1. Une cause tectonique à l'origine de l'accroissement de la pente entre Puente Sucre et Sotomayor

L'analyse des données de terrain a montré une zone de gorges et une augmentation de la pente entre Puente Sucre et Sotomayor (Figure III.51). Dans ce paragraphe, nous nous intéressons au problème de l'accroissement de cette pente et du développement de la gorge entre Puente Sucre et Sotomayor et allons tester ici l'hypothèse d'une activité tectonique locale, sous la forme d'un pop-up, influençant la sédimentation et l'érosion du bassin-versant et de la rivière. Pour cela, une déformation cyclique du bassin a été introduite. La durée du cycle de la déformation est dans un premier temps égale à la durée de rééquilibrage de la simulation de référence vue précédemment soit 3000 ans.

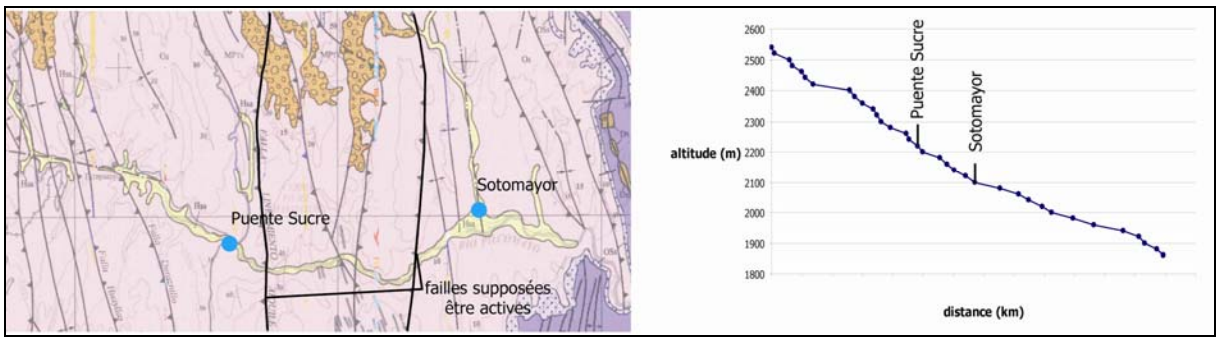


Figure III.51 : Localisation des failles à modéliser sur l'extrait de la carte géologique au 1 /250 000 et augmentation de la pente entre Puente Sucre et Sotomayor sur le profil en long du Pilcomayo dans la zone étudiée.

La déformation cyclique dans le bassin a pour but de simuler la surrection d'un pop-up de plusieurs kilomètres de large entre deux failles localisées (X=40 km et X=52 km) dans les gorges comprises entre Puente Sucre et Sotomayor. Compte tenu de l'incertitude sur les vitesses tectoniques possibles dans cette zone, nous avons choisi de retenir une vitesse très forte pour simuler l'influence maximale envisageable pour la tectonique. Elle se traduit dans le modèle par une surrection de 60 mm/an pendant 500 ans puis une période de quiescence pendant 2500 ans.

Afin d'introduire l'influence de la tectonique sur un profil, par ailleurs à l'équilibre, la simulation de référence est utilisée pour les 4000 premières années. Deux cycles tectoniques de 3000 ans sont réalisés de 4000 à 7000, puis 7000 à 10 000 ans (Figure III.52)

Les paramètres d'entrée du modèle sont similaires à ceux de la simulation de référence (paragraphe III.1).

K_d=0,1 km²/an	K_e=0,5 km²/an	E=0,25 mm/an/Pa
Granulométrie : d=1mm	Flux d'eau= 400 m^3/s	

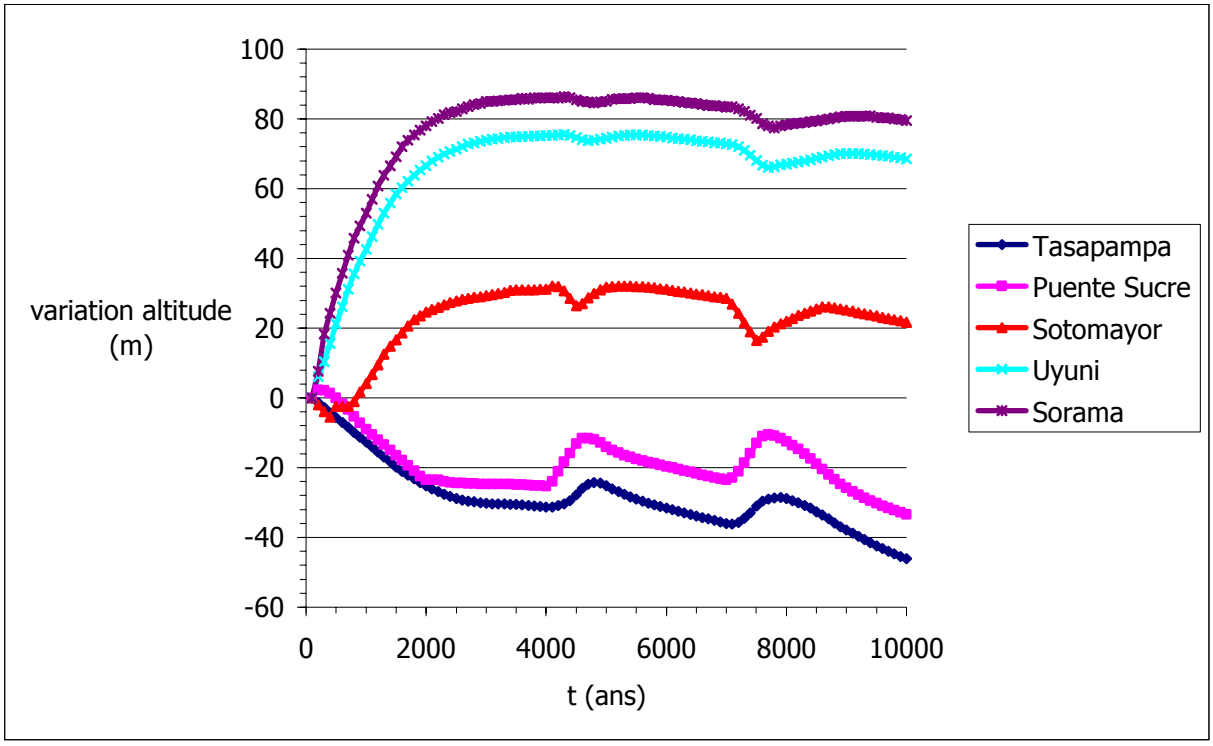


Figure III.52 : Variation d'altitude pour chaque puits de référence. On représente la variation d'altitude (altitude au temps t - altitude initiale) au cours du temps pour chaque puits. Ce graphe permet de mettre en évidence l'influence de l'introduction de pulses tectoniques au cours du temps.

Les deux cycles tectoniques introduits dans la simulation s'observent très clairement dans les variations d'altitude des puits de référence d'autant plus que ces puits sont proches de la zone de failles que l'on simule (stations de Puente Sucre et Sotomayor).

La déformation cyclique du bassin se traduit par une sédimentation en amont de la zone de failles et une érosion en aval. En d'autres termes, on augmente la pente entre « Puente Sucre » et « Sotomayor ». Pour mieux observer l'influence de la tectonique sur la sédimentation/érosion dans la rivière, une nouvelle courbe a été tracée. Elle représente l'écart d'érosion ou de sédimentation au cours du temps entre la simulation de référence (sans tectonique) et la simulation avec tectonique (Figure III.53).

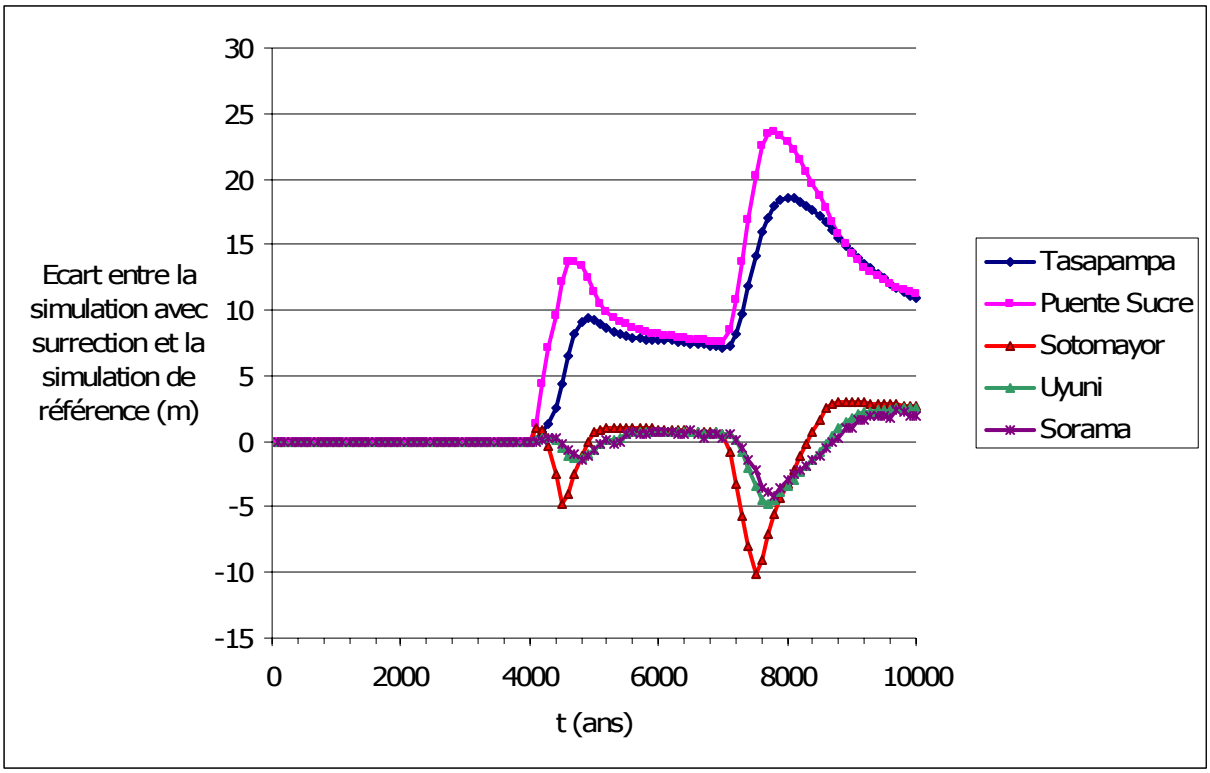


Figure III.53 : Influence de la tectonique sur la sédimentation et l'érosion pour chaque puits de référence. Cette figure représente l'écart d'érosion ou de sédimentation au cours du temps entre la simulation de référence (sans tectonique) et la simulation avec tectonique.

Etant donné que l'on se sert de la simulation de référence pour les 4000 premières années, il n'y a pas de différence entre les deux simulations. De 4000 à 10 000 ans, l'introduction de cycles tectoniques induit un déséquilibrage assez brutal de la rivière correspondant à la phase de surrection (500 ans) puis un rééquilibrage assez lent de la rivière pendant la période de quiescence juste avant la nouvelle phase de surrection.

Dans cette simulation, la surrection créée est brutale puisqu'elle induit 30 m de surrection en 500 ans. Elle induit un seuil entre « Puente Sucre » et « Sotomayor » bloquant ainsi les sédiments en amont et appauvrissant (de façon relative) les sédiments en aval. Ainsi, les stations en amont de la zone de failles sédimentent plus (relativement à la simulation de référence) et les stations en aval s'érodent plus. Ceci a pour effet de créer entre « Puente Sucre » et « Sotomayor » un accroissement de la pente juste après la phase de surrection (Figure III.54). Pendant la phase de quiescence qui suit, la pente diminue une nouvelle fois pour retrouver une pente voisine de celle qu'elle était avant la phase de surrection.

L'observation entre la simulation de référence et celle avec la tectonique montre qu'aucune sédimentation ne se produit sur le pop-up. La pente induite par la surrection est très élevée et favorise le transport gravitaire, d'autant que la granulométrie ne vaut que 1 mm.

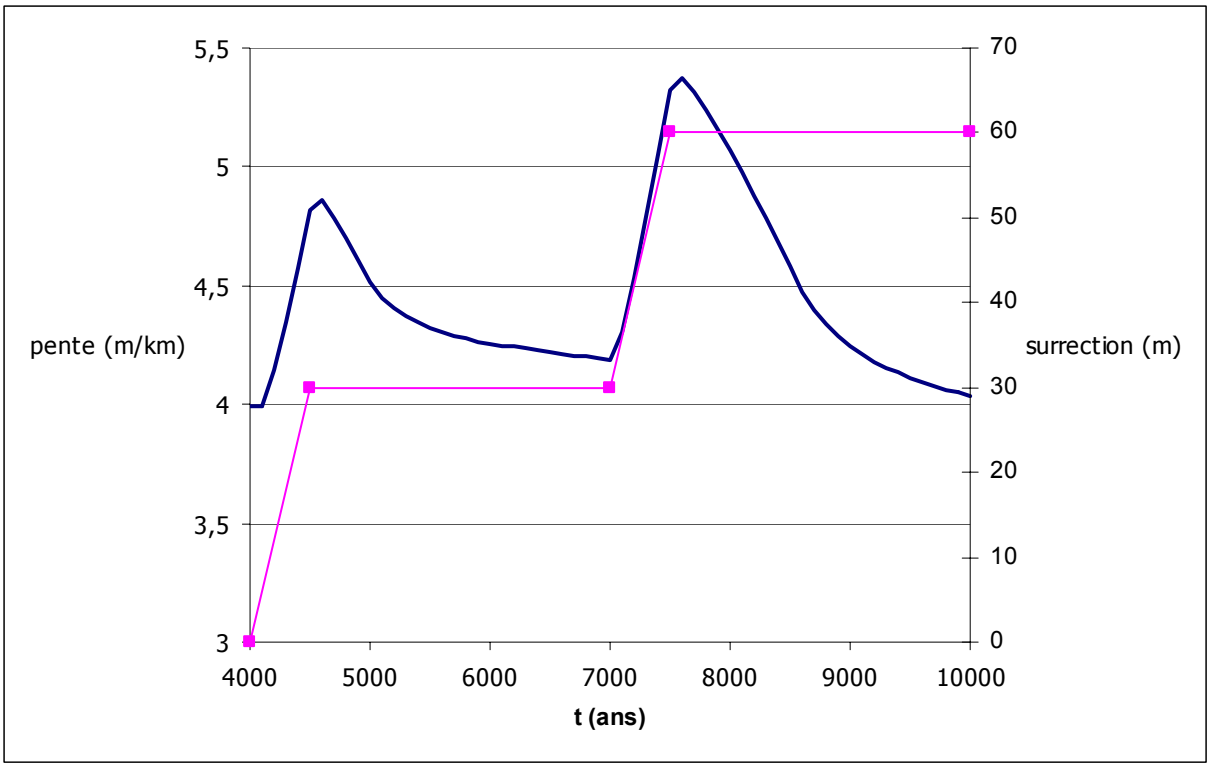


Figure III.54 : Variation de la pente entre « Puente Sucre » et « Sotomayor » pendant la simulation

Chaque cycle tectonique créé un déséquilibre dans la rivière, correspondant à la période de surrection de 500 ans, puis une convergence vers un équilibre pendant la période de calme de 2500 ans. Bien qu'ayant sédimentée en amont et érodée en aval, la rivière a retrouvé un profil d'équilibre voisin de celui qu'elle avait avant les pulses tectoniques.

La rivière n'arrive pas à évacuer vers l'exutoire tous les sédiments qui se sont déposés en amont suite à l'impact tectonique mais parvient tout de même à retrouver son profil d'équilibre après chaque pulse tectonique.

A la suite de cette expérience, il semblerait que l'accroissement de pente entre Puente Sucre et Sotomayor, pourrait être dû à la tectonique. Toutefois, les simulations montrent que le retour à un profil d'équilibre est assez rapide (moins de 2500 ans). Ainsi, deux hypothèses peuvent être émises : soit le Pilcomayo est ou a été soumis à un régime tectonique intense et qu'il converge actuellement vers un nouvel équilibre, soit d'autres paramètres peuvent influencer ce retour à l'équilibre de la rivière (intensité des précipitations et pluri-granulométrie). Dans la suite de cette partie, ces hypothèses seront testées.

De plus, cette hypothèse tectonique pourrait être testée dans la signature sédimentaire du remplissage du Pilcomayo : chaque pulse tectonique serait associé à une sédimentation en amont et une érosion en aval, suivi d'un retour à une érosion faible en amont.

Pour mieux cerner cette signature potentielle de la tectonique dans le remplissage, nous allons effectuer une série de simulations en variant le cycle tectonique.

III.3.2. Influence de la période des cycles tectoniques

a- Simulations numériques

Dans ce paragraphe, nous testons l'influence de la forme des cycles tectoniques sur la sédimentation et l'érosion dans les puits de référence. Nous comparons l'écart de sédimentation/érosion dans chaque puits de référence entre trois types de cycles tectoniques et la simulation de référence (Figure III.38).

- 2 cycles de 3000 ans (cycle tectonique de référence, Figure III.55)
- 6 cycles de 1000 ans (Figure III.56)
- 1 tectonique continue, active à chaque pas de calcul (Figure III.57)

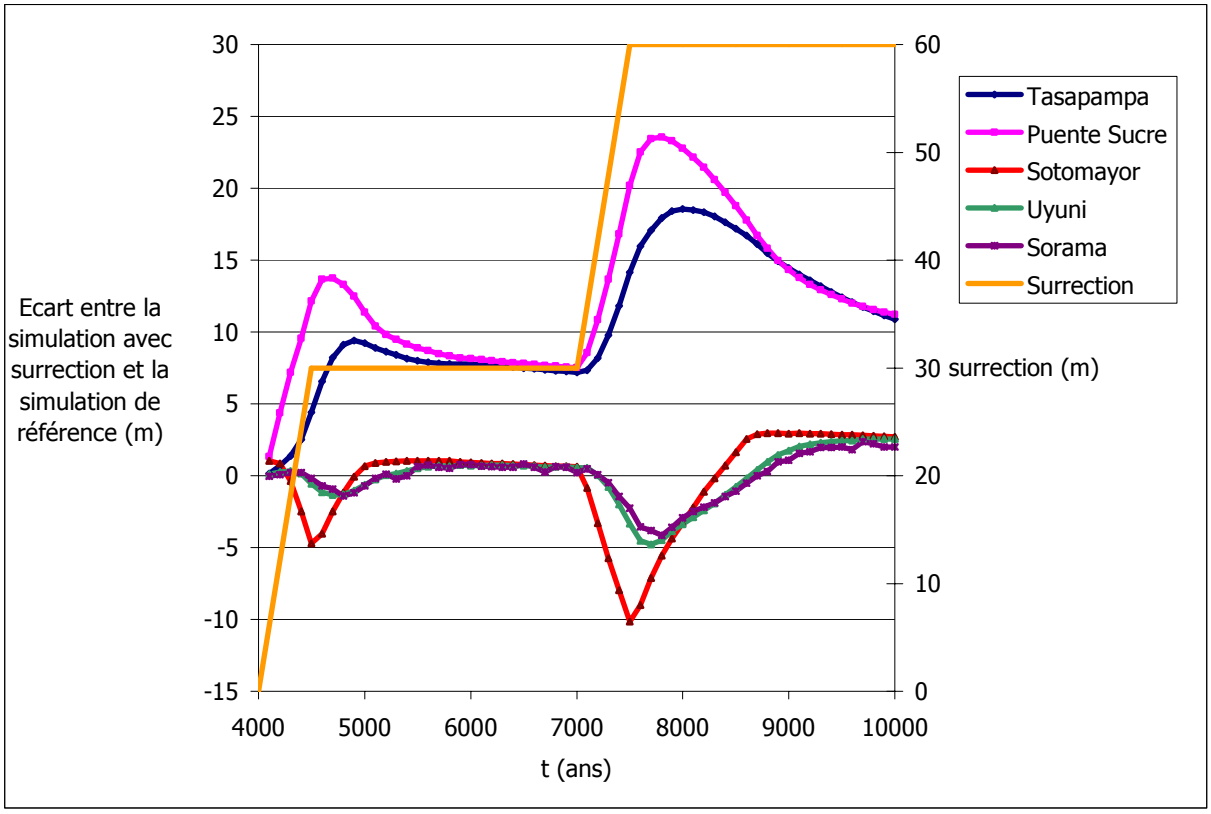


Figure III.55 : Influence de la cyclicité tectonique sur la sédimentation et érosion dans les puits de référence (2 cycles de 3000 ans)

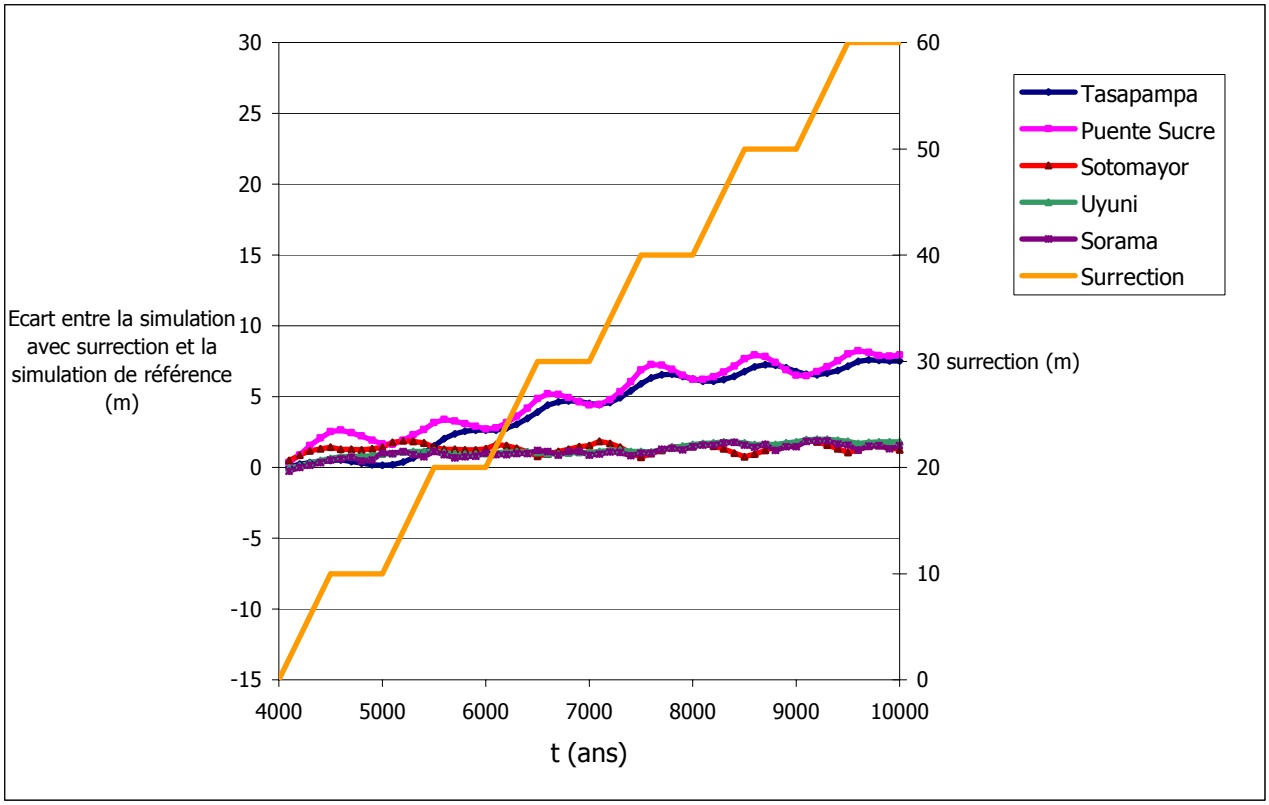


Figure III.56 : Influence de la cyclicité tectonique sur la sédimentation et érosion dans les puits de référence (6 cycles de 1000 ans)

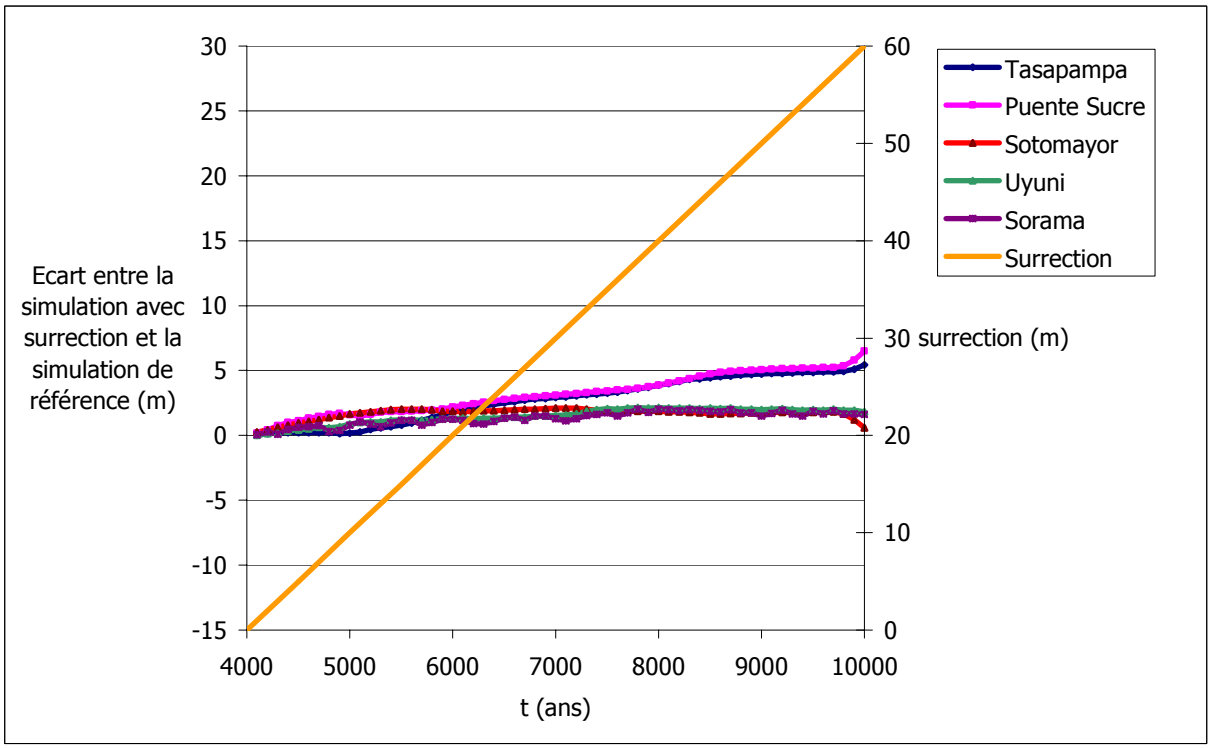


Figure III.57 : Influence de la cyclicité tectonique sur la sédimentation et érosion dans les puits de référence (1 cycle de 6000 ans)

L'impact de la tectonique sur la sédimentation et l'érosion est variable en fonction de la cyclicité tectonique introduite. En effet, si la période tectonique est très courte (vitesse de surrection constante de 6 mm/an), l'effet de la tectonique est presque inexistant sur le profil en long de la rivière. On observe les mêmes résultats avec une période tectonique de 1000 ans.

Ainsi, le seuil tectonique créé entre « Puente Sucre » et « Sotomayor » (pour des cycles tectoniques de 1000 ans ou une tectonique continue) n'est pas assez important pour perturber l'équilibre de la rivière. L'hydraulique du bassin-versant gomme les hétérogénéités induites par les cycles tectoniques et masque ainsi l'activité des failles simulées.

Les pentes induites par ces perturbations tectoniques restent, après une simulation de 10 000 ans, similaires et proches de l'état d'équilibre initial (Figure III.58). Ainsi, la variabilité des cycles tectoniques a un impact sur la façon de retrouver un équilibre ou un pseudo équilibre (en sédimentant beaucoup plus quand la tectonique est intense) mais aucune a une influence majeure sur les profils d'équilibre obtenus.

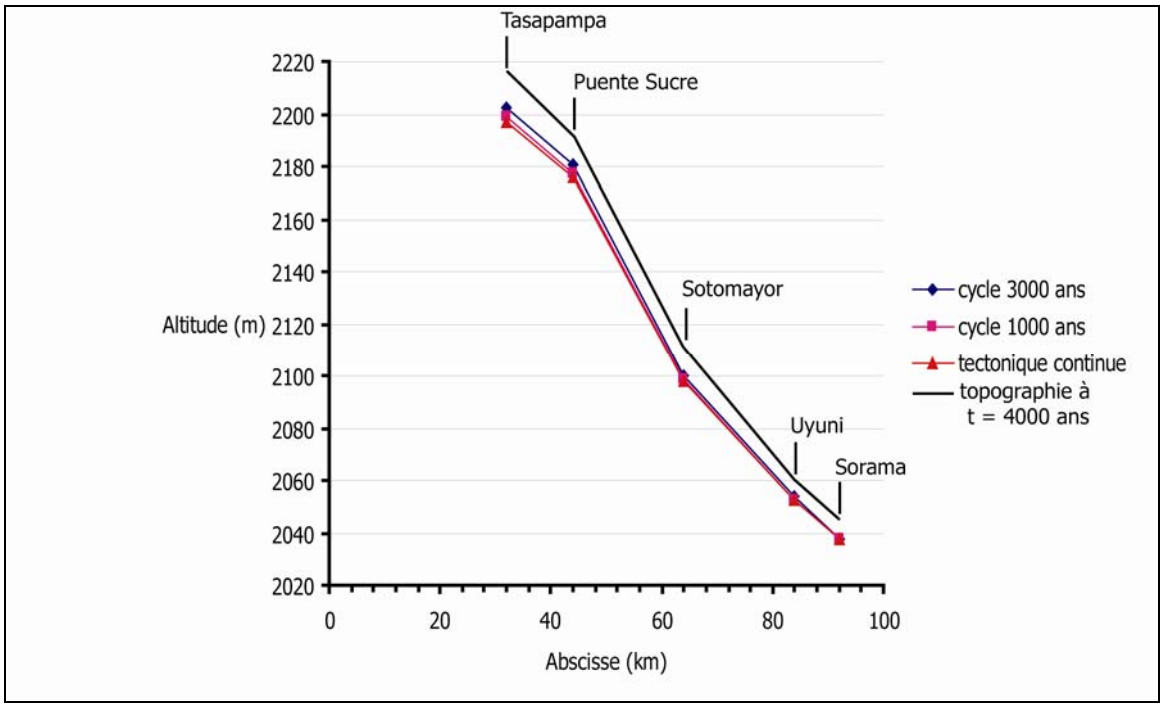


Figure III.58 : Profils topographiques après une simulation de 10 000 ans pour différents cycles tectoniques

b- Implication concernant les causes de l'évolution de la rivière Pilcomayo

L'accroissement de pente dans les gorges pourrait être d'origine tectonique pour deux raisons : au-dessus d'une zone en surrection la pente de la rivière va avoir tendance à augmenter, et l'érosion dans cette zone en surrection va également accroître, conduisant à une élimination plus rapide des sédiments déposés dans les périodes antérieures, et donc à une incision fluviale limitée par l'érosion du substratum. Il faut cependant noter que la valeur de surrection tectonique utilisée dans la modélisation (60 m en 10 000 ans) pour comprendre le phénomène dépasse largement les valeurs envisageables pour la tectonique de cette zone de failles (probablement inférieure à la dizaine de mètres).

Il est également important de souligner le fait que la largeur dans le modèle COBASE est calculée à partir d'une loi qui est fonction du flux d'eau. La largeur calculée dans la zone de gorge par le modèle est surestimée (environ 100 m pour un flux d'eau moyen de 400 m^3/s) comparée à la largeur réelle mesurée sur la carte topographique au 1/50 000 (environ 30 m). Cette loi semble donc trouver ses limites.

III.3.3. Influence d'une surrection de la zone interandine (partie Est du modèle)

Dans la présentation des données faite dans la partie précédente, nous avons montré qu'il existait, à partir de données palynologiques (Gregory-Wodzicki, 1998) et de modèles mathématiques (Lamb, 2000), une différentiation de surrection entre la zone interandine et la cordillère orientale (surrection plus forte dans la zone interandine). Ainsi, dans ce paragraphe, on se propose d'étudier l'impact global de cette surrection différentielle sur le bassin-versant et la rivière Pilcomayo. Pour ce faire, nous avons décidé de tester deux scénarios tectoniques : le basculement et l'activité d'une faille.

a- L'application du modèle

Nous avons appliqué plusieurs scénarios tectoniques sur le modèle. Le premier consiste à un basculement vers l'Est et simule une surrection de plus en plus élevée vers la zone interandine (Vitesse de basculement (1 mm/an) plus rapide à l'Est qu'à l'Ouest, Figure III.58, équivalent à 7.10^{-7} ° /an). Le deuxième scénario consiste en une différentiation tectonique entre la cordillère orientale et la zone interandine (Figure III.60). Deux simulations sont alors proposées avec pour chacune d'entre elles une valeur de surrection différentielle pour la zone interandine différente (0,5 et 1 mm/an).

Les paramètres utilisés dans cette simulation sont les suivants :

K_d=0,1 km²/an	K_e=0,5 km²/an	E=0,25 mm/an/Pa
Granulométrie : plusieurs	Flux d'eau= 400 m^3/s	

Dans cette simulation plusieurs granulométries ont été utilisées et sont au nombre de quatre : 0,1 ; 2 ; 10 ; 60 mm.

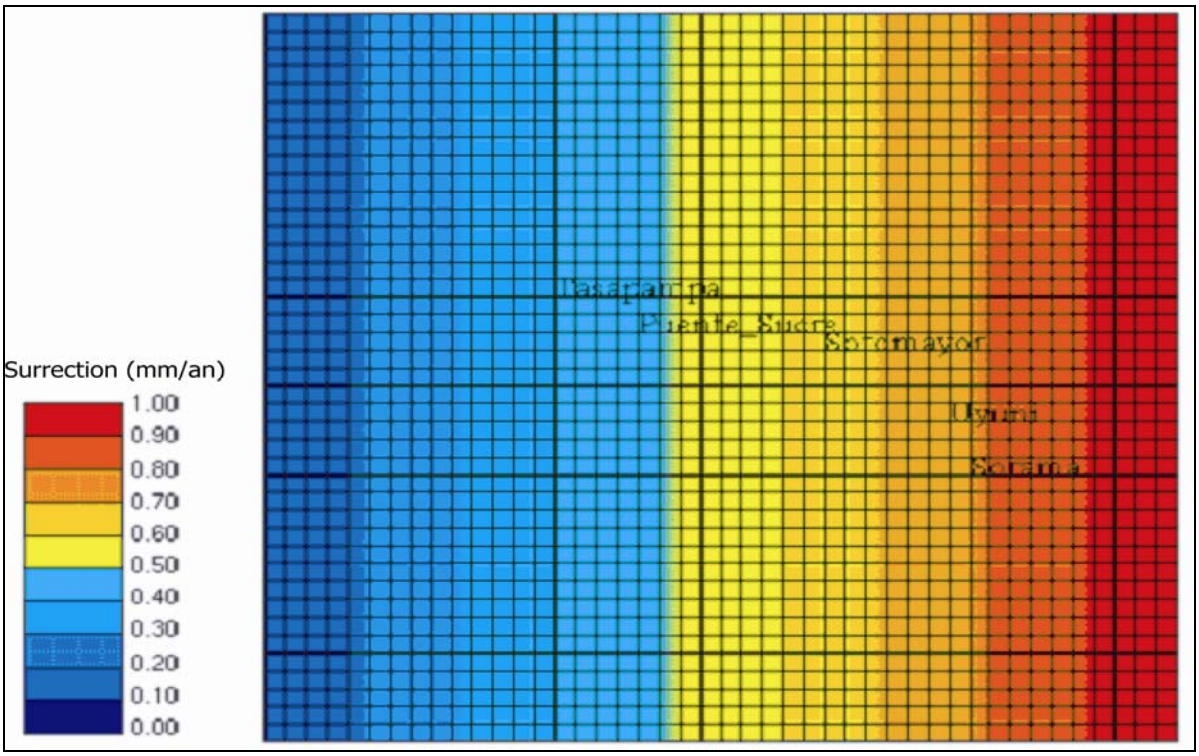


Figure III.59 : Carte de surrection appliquée au modèle pour simuler un basculement de l'Est vers l'Ouest

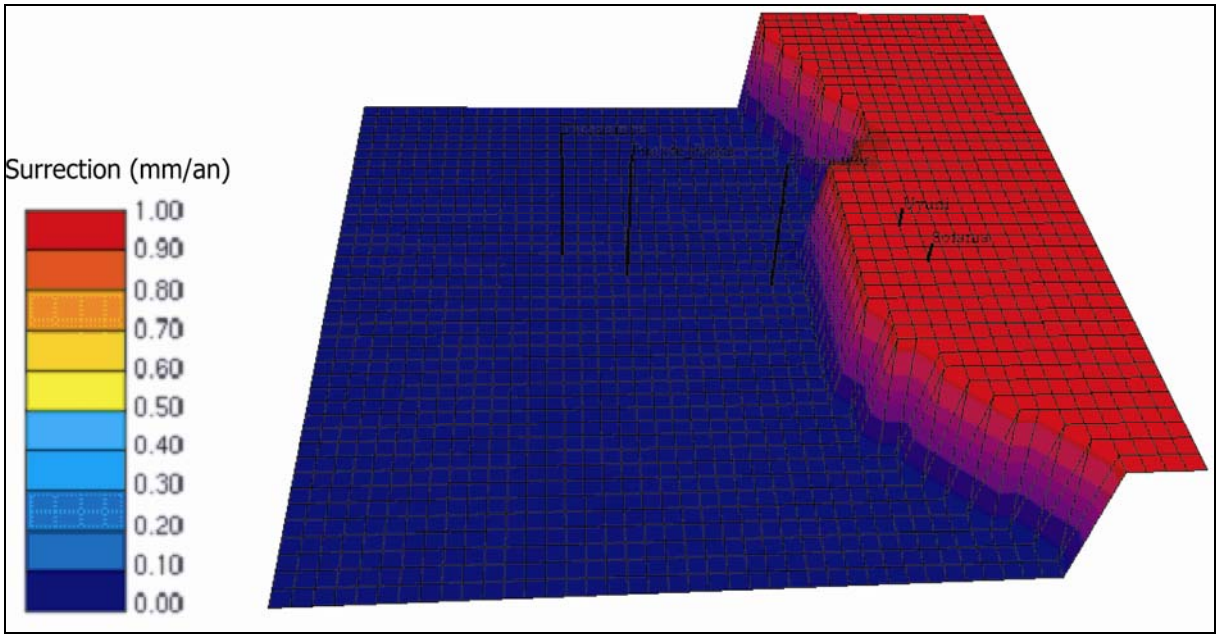


Figure III.60 : Carte de surrection appliquée au modèle afin de simuler une surrection différentielle entre la zone interandine et la cordillère orientale

Variation d'altitude	Tasapampa	Puente Sucre	Sotomayor	Uyuni	Sorama
Sans tectonique	36,2	63,5	40,7	41,3	42,1
Avec basculement vers l'est	36,2	63,5	40,7	41,2	41,2
Surrection différentielle de 0,5 mm/an	36,2	63,2	40,7	39,1	36,6
Surrection différentielle de 1 mm/an	36,1	63,1	40,7	36,9	39,7

Tableau III.2 : Tableau comparatif des variations d'altitude sur chaque station en fonction des différents scénarios tectoniques

L'érosion moyenne enregistrée sur le bassin-versant, après une simulation de 10 000 ans, en appliquant une tectonique différentielle est en moyenne de 0,75 mm/an. Elle n'est guère différente de l'érosion moyenne obtenue sans tectonique (0,74 mm/an). Il est intéressant de noter que l'érosion moyenne dans cette simulation est beaucoup plus faible que dans la simulation de référence avec une seule granulométrie (~ 3 mm/an). Nous reviendrons un peu plus loin sur cet aspect.

Localement, dans les stations de référence, il semble que la tectonique s'enregistre dans la hauteur des sédiments. En effet, dans les scénarios tectoniques impliquant une surrection différentielle, on observe une diminution de la sédimentation à « uyuni » et « Sorama ». Cette variation de sédimentation permet de compenser localement la surrection par une variation de la pente. En effet, la surrection locale augmente la pente. Afin de retrouver sa pente initiale la rivière sédimente moins dans la zone en surrection.

Dans le cas d'un basculement vers l'Est, l'effet de la tectonique ne se voit pas dans la hauteur sédimentée dans les stations.

b- Implication concernant les causes de l'évolution de la rivière Pilcomayo

En conclusion, un scénario tectonique, simulant un basculement ou une différenciation de surrection entre la cordillère orientale et la zone interandine n'a que peu ou pas d'influence sur l'évolution globale du bassin-versant. Les valeurs de surrection différentielle sont tellement faibles que l'hydraulique du bassin-versant gomme ses effets.

Néanmoins, la tectonique s'enregistre localement en influencant la hauteur de sédimentation dans la rivière de telle facon à retrouver un profil d'équilibre. Elle a donc un rôle local important dans l'évolution de la rivière.

III.4. Influence du climat sur les caractéristiques du Pilcomayo

III.4.1. Un exemple d'influence des successions de périodes sèches et humides

Dans cette partie nous allons tester l'influence des régimes de précipitations, via le flux d'eau, sur l'évolution du bassin-versant et le remplissage sédimentaire dans la rivière Pilcomayo. La particularité de cette simulation est qu'elle tient compte de la granulométrie étendue de la rivière Pilcomayo et de la variabilité annuelle des précipitations.

a- Hypothèses initiales

L'étude géologique et géomorphologique a permis d'identifier la période de formation des terrasses (paragraphe II.5.2). Dans un esprit de simplification, nous avons considéré, dans un premier temps, que la période de simulation couvre 20 000 ans (10 000 pour la période sèche et 10 000 autres années pour la période humide).

K_d=0,1 km²/an	K_e=0,5 km²/an	E=0,25 mm/an/Pa
Granulométrie : plusieurs	Flux d'eau= variable	

La simulation de référence a été réalisée en utilisant des cycles annuels de précipitations (variation mensuelle du flux d'eau). Pour simuler la période sèche et humide, deux cycles annuels ont été introduits (Figure III.61). Le flux d'eau pendant la période humide est calqué proportionnellement aux mesures effectuées sur la station de jaugeage de Villa Montes et sur l'intensité des précipitations sur la région de Sucre ces cinquante dernières années. On en déduit ainsi une courbe simplifiée du flux d'eau annuel lié à une crue centenale (Figure III.5). Concernant les flux d'eau pour la période sèche, aucune donnée ne nous permet de contraindre précisément leurs valeurs. Nous avons testé pour la période sèche une valeur moyenne deux fois inférieure à la valeur de la période humide. La variabilité relative au cours de l'année reste toutefois calquée sur la variabilité du flux annuel de la station de jaugeage de Villa Montes (Figure III.2).

Quatre granulométries ont été choisies dans cette simulation : 0,1 ; 2 ; 10 ; 60 mm.

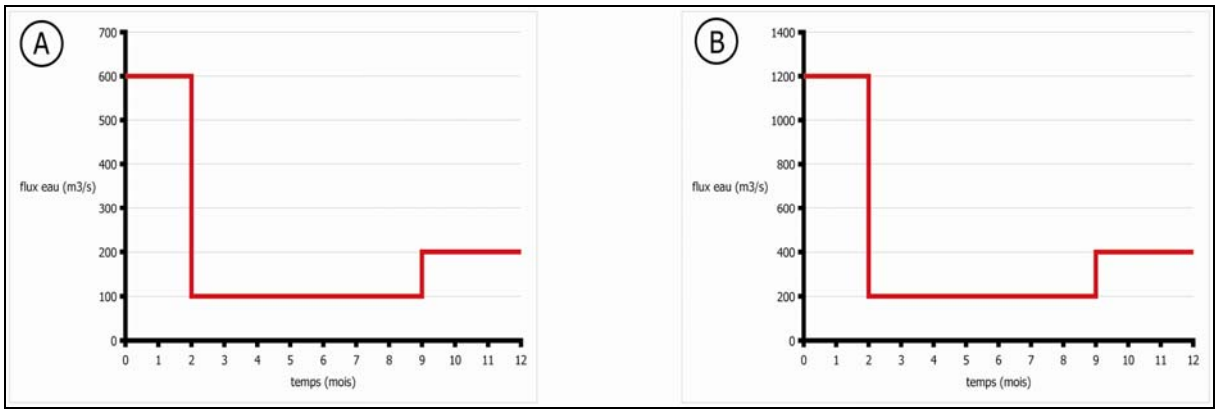


Figure III.61 : Motif de variation du flux d'eau basé sur un pas de temps de un an pour la période sèche (A) et humide (B)

b- Résultats de la modélisation et observations

L'érosion moyenne enregistrée dans le bassin-versant est de 0,75 mm/an pour la période sèche et 0,78 mm/an pour la période humide. Cette différence n'est pas très importante mais montre que l'augmentation des précipitations (qui implique via la contrainte de cisaillement une disponibilité accrue et une capacité de transport des sédiments supérieure) influence légèrement l'évolution globale du bassin-versant.

Toutefois, en comparant cette érosion moyenne avec celle obtenue dans le cas de la simulation avec une seule granulométrie (paragraphe III.1), il vient que cette érosion moyenne est beaucoup plus faible. Il est en effet plus difficile à éroder les sédiments grossiers et à les transporter sur de longues distances.

L'ensemble du bassin-versant est érodé et les zones de dépôt se concentrent essentiellement dans la rivière « Pilcomayo » et ses affluents les plus importants (Figure III.62). Certaines zones telle que la station de « Puente Sucre » où celle « d'Uyuni » évacuent plus difficilement leurs sédiments provenant du bassin-versant. En effet, les cartes topographiques indiquent que sur l'ensemble de la rivière Pilcomayo que l'on modélise les pentes sont particulièrement faibles (2 à 3 m/km) dans la zone de Puente Sucre et d'Uyuni. La pente étant plus faible, la rivière possède moins d'énergie et transporte plus difficilement les sédiments.

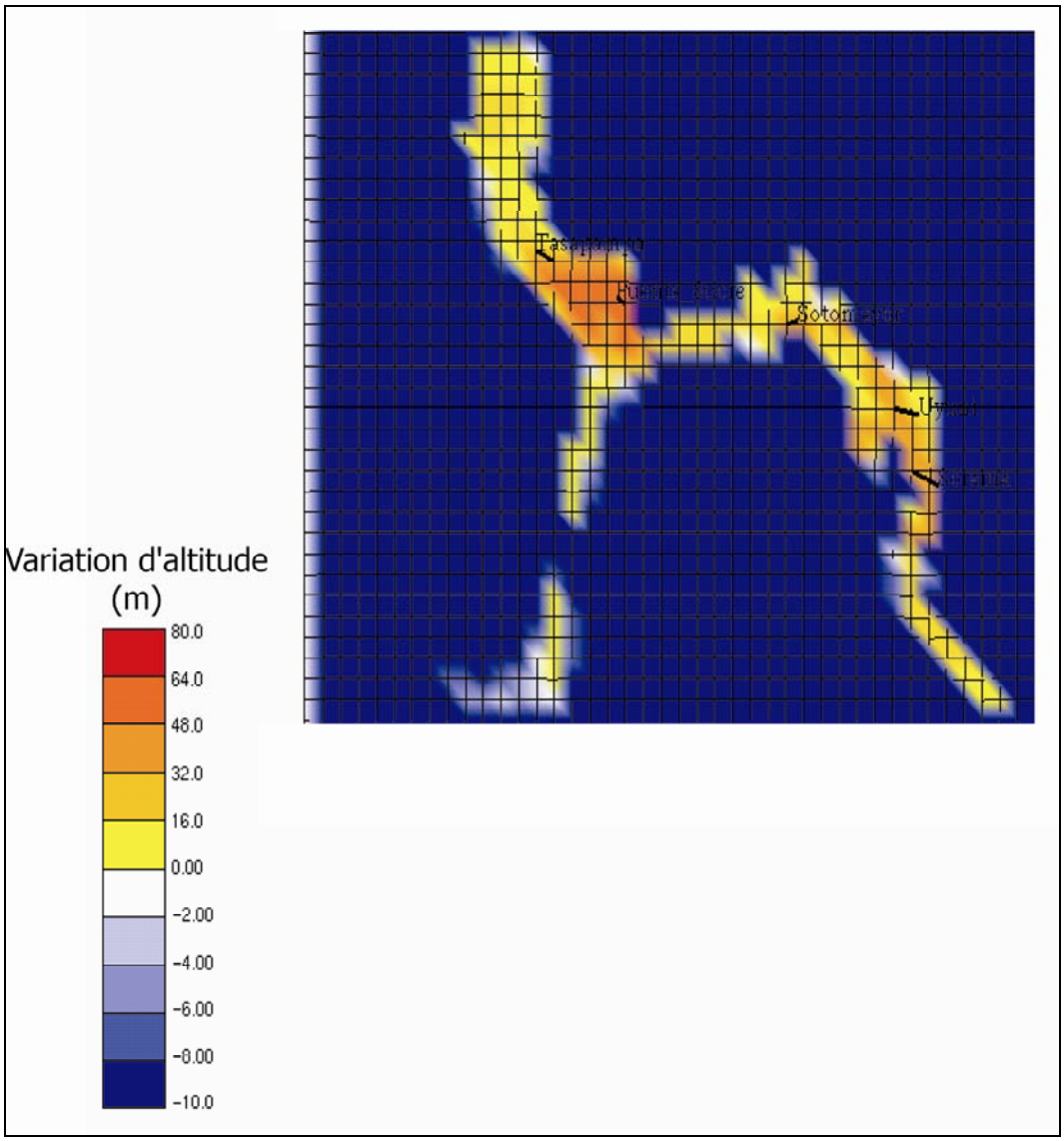


Figure III.62 : Représentation de la grille de dépôt de sédiment sur l'ensemble du bassin-versant après une simulation de 10 000 ans d'une période sèche. Une variation positive de l'altitude exprime de la sédimentation et une variation négative de l'érosion.

Entre la station de « Puente Sucre » et « Sotomayor », le modèle montre une nette diminution de sédiments dans la rivière. Les mesures de pentes effectuées sur la grille indiquent une plus forte pente dans cette zone qui participe ainsi à l'augmentation de l'énergie de transport de la rivière.

Les résultats obtenus à partir du modèle sont proches des mesures effectuées sur les stations de référence pendant les deux campagnes de terrain (Tableau III.3). Cette simulation montre que les périodes sèches (faibles précipitations) sont propices au remplissage en sédiments de la rivière, tandis que les périodes humides facilitent le transport à longue distance et l'évacuation des sédiments vers l'exutoire du bassin (Figure III.63).

Station	Tasapampa	Pente Sucre	Sotomayor	Uyuni	Sorama
Variation altitude après 10000 ans	36,2	63,5	40,7	41,3	42,1
Variation altitude après 20000 ans	-2,8	3,4	0,2	0,7	1,1
Hauteur des terrasses mesurées	25	58	40	35	30

Tableau III.3 : Comparaison des variations d'altitude prédites (après une simulation de 10 000 et 20 000 ans) et mesurées sur les cinq stations de référence

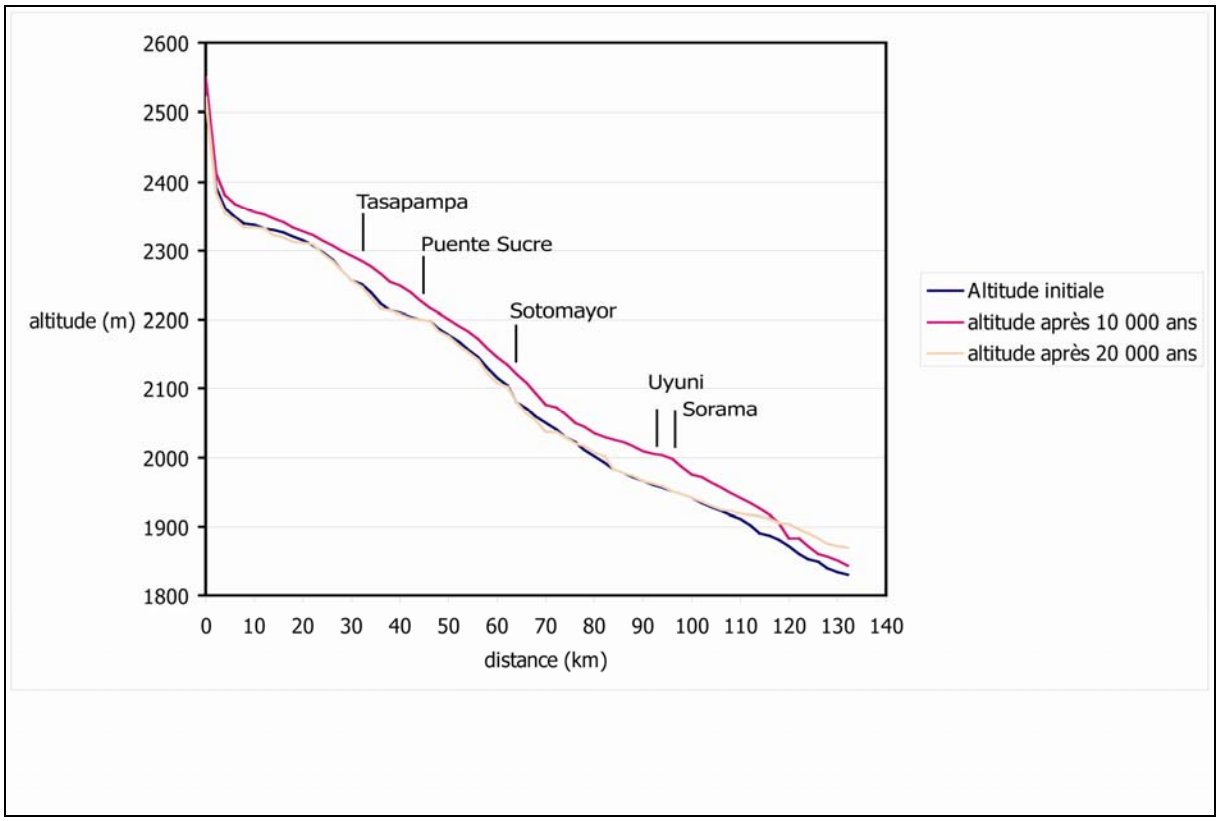


Figure III.63 : Profil en long de la rivière Pilcomayo avant et après la simulation de 20 000 ans

c- Implication sur la compréhension de l'évolution du Pilcomayo

La diminution de la sédimentation dans la zone comprise entre « Puente Sucre » et « Sotomayor, » visible sur le terrain et déjà analysée dans les expériences précédentes, s'observe également dans les simulations en l'absence d'une entrée tectonique particulière, ce qui souligne que l'hypothèse tectonique, si elle est possible, n'est pas prouvée par nos simulations précédentes.

Le modèle montre que, pendant la période de faibles précipitations, les sédiments, issus du bassin-versant, sont difficilement évacués vers l'exutoire et restent dans la rivière. En période humide, le flux d'eau est accru et la rivière réincise son lit et fait apparaître des terrasses. La comparaison des valeurs obtenues par le modèle et les

hauteurs de terrasses mesurées sur le terrain montre qu'elles sont très proches. Ainsi, le dépôt puis l'incision des terrasses du Pilcomayo semblent en premier ordre être liés à des fluctuations climatiques de longues périodes. Mais certains des cycles climatiques humide–sec en Bolivie semblent avoir des périodes inférieures à 10 000 ans. Nous allons donc dans la suite simuler des cycles climatiques plus brefs.

III.4.2. Influence d'un épisode climatique « court » (2000 ans) sur la sédimentation dans le lit de la rivière

a- Hypothèses initiales

L'objectif de ce paragraphe est d'étudier l'influence de variations climatiques au sein même de la période sèche par une variation brutale du régime de précipitation (Figure III.64).

Les paramètres utilisés sont identiques aux paramètres de la simulation précédente ainsi que le nombre et la taille des classes granulométriques :

K_d=0,1 km²/an	K_e=0,5 km²/an	E=0,25 mm/an/Pa
Granulométrie : plusieurs	Flux d'eau= variable	

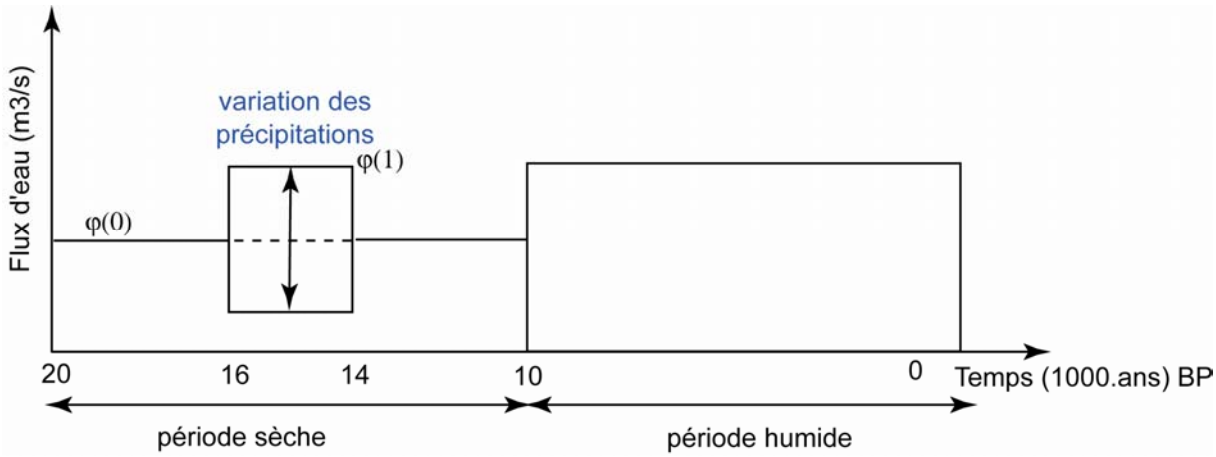


Figure III.64 : Introduction d'une variation des précipitations pendant la période sèche

Pendant une période de 2000 ans (de -14 000 à -16 000 ans), un flux d'eau φ(1) est appliqué au lieu du flux d'eau initial φ(0) (Figure III.64), le rapport $\frac{\varphi(1)}{\varphi(0)}$ variant de 0,3 à 3 (Figure III.65). Le flux d'eau appliqué pendant la simulation est basé sur les cycles annuels du Pilcomayo. Le cycle annuel de la période sèche (de -10 000 à -14 000 ans et de -16 000 à -20 000 ans) est celui qui a été défini dans la simulation de référence (Figure III.61 A). A titre d'exemple, si on applique un flux deux fois supérieur pendant 2000 ans (de -14 000 à -16 000 ans), soit un rapport $\frac{\varphi(1)}{\varphi(0)}$=2, on obtient le cycle de flux d'eau défini pour la période humide dans la simulation de référence (Figure III.61 B).

b- Résultats quantitatifs

Les résultats représentent l'érosion moyenne par rapport à l'érosion moyenne de la simulation de référence en fonction du flux d'eau appliqué pendant la période de 2000 ans (Figure III.65). L'introduction d'une petite variation des précipitations au cours de la période sèche n'a que très peu d'influence sur l'évolution globale du bassin-versant, l'érosion moyenne ne variant même pas de 1% par rapport à l'érosion moyenne de la simulation de référence. Dans la simulation précédente, nous avions montré que le passage d'une période sèche de 10 000 ans à une période humide de 10 000 ans impliquait une légère variation de l'érosion moyenne de l'ordre de 5 %. Les résultats obtenus avec cette simulation sont cohérents avec les résultats précédents.

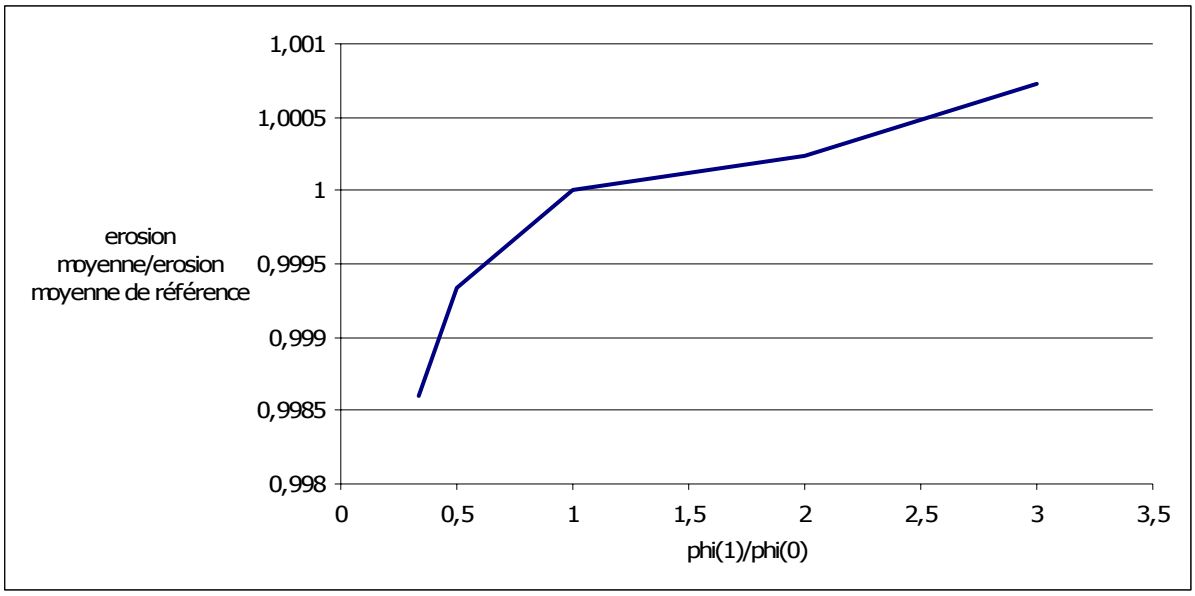


Figure III.65 : Impact d'un cycle climatique court (2000 ans), pour différentes valeurs de flux d'eau, sur l'érosion moyenne du bassin-versant après une simulation de 10 000 ans d'une période sèche.

L'impact local d'un cycle climatique court (2000 ans) dans une simulation d'une période sèche a également été analysé en observant la variation des hauteurs sédimentées dans les stations de référence (Figure III.66).

Il s'avère que les variabilités climatiques introduites pendant une période de 2000 ans influencent légèrement les hauteurs de sédimentation dans la rivière. En effet, quand l'épisode climatique est plus sec que le cycle global ($\frac{\varphi(1)}{\varphi(0)}$<1), la hauteur de sédiments dans les stations augmentent et, inversement, quand l'épisode climatique introduit est plus humide ($\frac{\varphi(1)}{\varphi(0)}$>1) la hauteur de sédiments déposés diminue pour toutes les stations (Figure III.66).

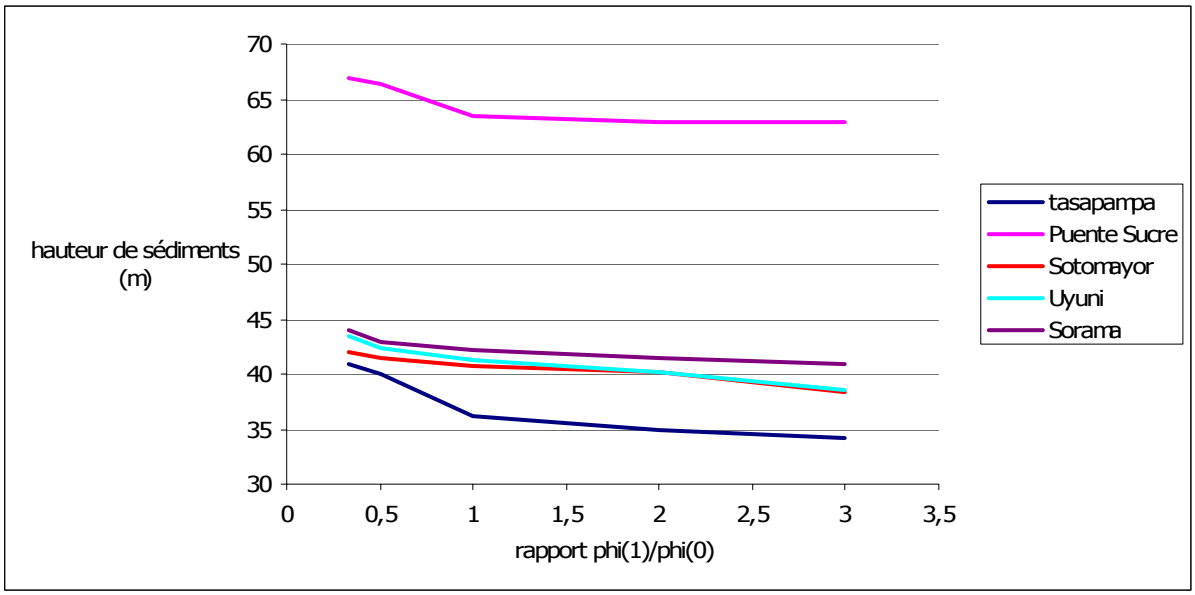


Figure III.66 : Impact d'un cycle climatique court sur la hauteur des sédiments déposés dans les stations de référence

Les variations de sédimentation dans les stations de référence restent toutefois inférieures à 5 %.

Cet événement climatique court et isolé, dans le cadre d'une simulation avec plusieurs granulométries, ne semble pas avoir, à la fin de la simulation, une influence majeure sur l'évolution globale du bassin et sur le remplissage sédimentaire dans le drain principal.

Pour mieux comprendre les résultats obtenus, nous allons tester l'influence de plusieurs cycles climatiques, pendant une période de 10 000 ans, dans le cadre d'une simulation avec une seule granulométrie, afin d'évaluer l'impact du nombre de granulométries et de la périodicité du cycle climatique.

III.4.3. Influence de la période de cycles climatiques

a- Simulation de référence : cycles de 3000 ans

Dans ce paragraphe, nous introduisons dans cette simulation des cycles climatiques modélisant des périodes humides et sèches en faisant varier le flux d'eau moyen annuel entre deux valeurs : 200 et 800 m^3/s.

Cette simulation se différencie de la précédente par l'introduction d'un flux d'eau constant oscillant entre 200 et 800 m^3/s (le flux d'eau de la simulation précédente était basé sur un cycle annuel). De plus, dans cette simulation, une seule granulométrie a été introduite (d=1 mm).

Les paramètres d'entrée du modèle sont identiques à la simulation de référence décrite dans le paragraphe III.1., et nous testons l'influence du climat sur l'évolution du relief du bassin-versant et sur le remplissage sédimentaire dans les puits de référence.

Nous avons vu dans la simulation de référence qu'il existait une période transitoire de 4000 ans pendant laquelle la rivière tendait vers un profil d'équilibre. De ce fait, nous introduisons les cycles climatiques qu'à partir de 4000 ans dans chaque simulation. Deux cycles climatiques sont introduits entre 4000 et 7000 puis 7000 et 10 000 ans.

Les paramètres utilisés dans ces simulations sont dans le tableau ci-dessous :

K_d=0,1 km²/an	K_e=0,5 km²/an	E=0,25 mm/an/Pa
Granulométrie : d=1 mm	Flux d'eau= variable	

En amont de la rivière (station de « Tasapampa » et « Puente Sucre »), les périodes humides (flux d'eau élevé) sont propices à une érosion de la rivière tandis que les période sèches (flux d'eau faible) sont propices à une sédimentation (Figure III.67).

En aval de la rivière (station de « Uyuni » et de « Sorama »), le comportement du modèle est à l'opposé des observations faites dans la partie amont. En effet, les périodes humides correspondent à de la sédimentation tandis que les périodes sèches correspondent soit à une faible sédimentation (1er cycle sec), soit à une faible érosion (2ème cycle sec).

Ce double comportement du modèle semble logique. Quand le flux d'eau est faible, la rivière en amont peine à transporter les sédiments en aval et les stocke, d'où une forte sédimentation dans les stations en amont (« Tasapampa » et « Puente Sucre »). Parallèlement, ce comportement entraîne un appauvrissement relatif (de l'ordre de 20 %) en sédiments dans les zones aval d'où une érosion relative dans les stations « d' Uyuni » et de « Sorama ».

Quand le flux d'eau est fort (période humide), les sédiments stockés en amont sont transportés en aval, d'où une érosion relative dans les stations amont, et alimentent les stations situées en aval (« Uyuni » et « Sorama ») d'où une sédimentation relative en période humide.

Dans le cas de la station de « Sotomayor », son comportement se rapproche le plus des stations amont. Toutefois, vu sa position centrale sur le profil en long de la rivière (64ème kilomètres sur un total de 130 km), l'influence des périodes humides (respectivement période sèche) sur l'érosion (respectivement sur la sédimentation) est moins marquée que par rapport aux stations plus en amont telles que « Tasapampa » et « Puente Sucre ».

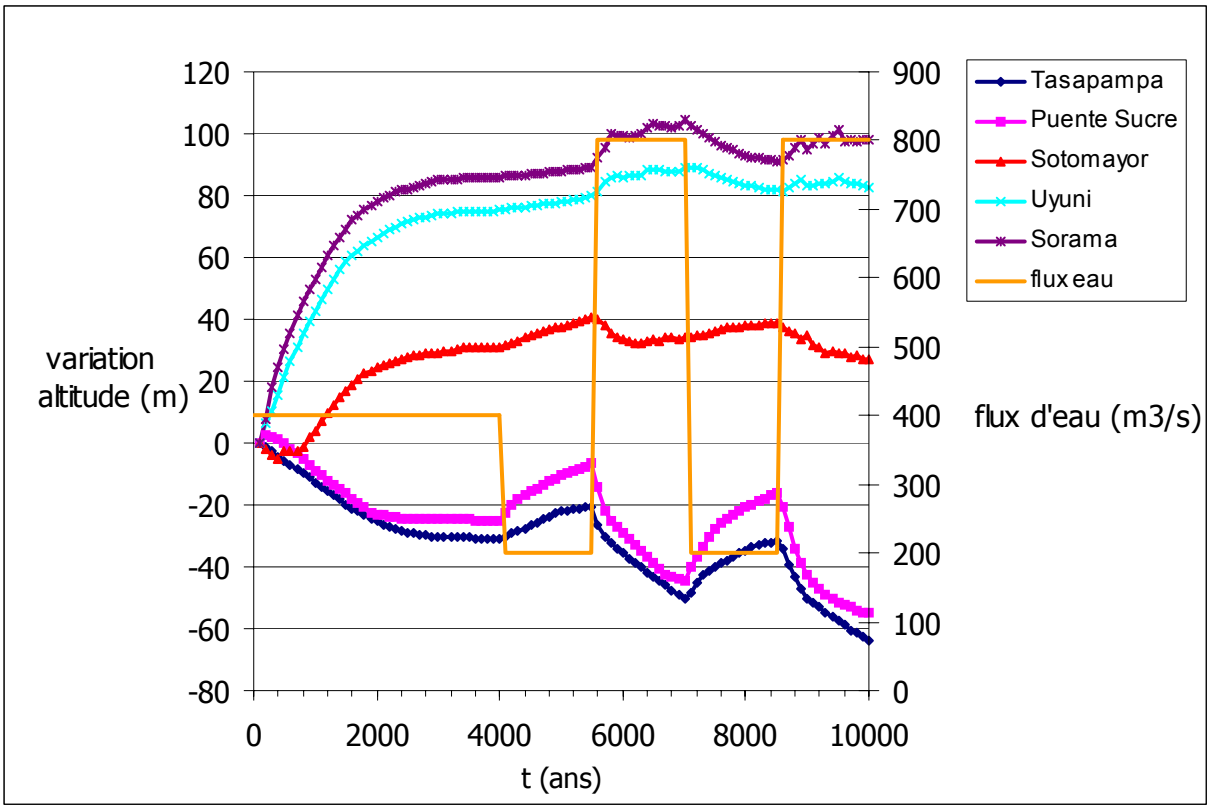


Figure III.67 : Influence du climat sur le remplissage sédimentaire dans les puits de référence

De la même façon que les cycles tectoniques, les cycles climatiques induisent une perturbation de l'équilibre du bassin-versant et du profil en long de la rivière (Figure III.68). Dans le cas des stations amont (« Tasapampa » et « Puente Sucre »), l'alternance de flux d'eau forts et faibles créé des variations de sédimentation et d'érosion mais l'équilibre initial est globalement retrouvé après la perturbation. Par contre, dans les stations aval (« Uyuni » et « Sorama »), la réponse à la perturbation est complètement différente. La perturbation s'exprime par l'augmentation du flux d'eau et une forte érosion en amont permettant l'apport d'un grand volume de sédiments vers l'aval. Cette grande quantité de sédiments n'arrive pas à être transportée vers l'exutoire et est stockée dans la zone aval. Le nouvel équilibre dans la zone aval, suite à cette perturbation, est différent de l'équilibre initial.

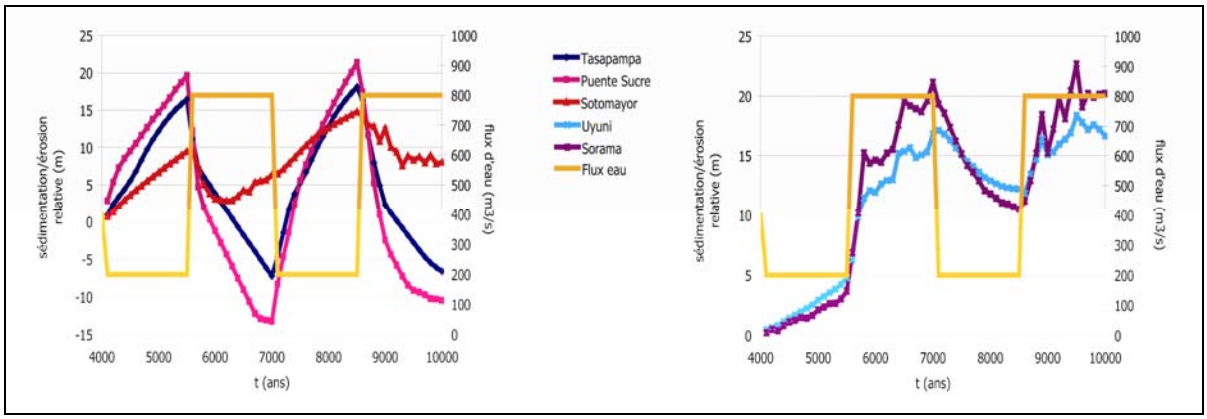


Figure III.68 : Influence du climat sur la sédimentation/érosion sur les puits de référence. Les courbes sont calculées en effectuant la différence, entre la simulation de référence et la simulation avec un cycle climatique, des hauteurs de sédimentation et d'érosion dans chaque puits de référence.

Si l'on regarde les profils d'équilibre à différents pas de temps au cours de la simulation, on observe une fluctuation de ces profils en fonction de la valeur du flux d'eau (Figure III.69). En effet, quand le flux d'eau qui s'écoule dans la rivière est faible, la pente moyenne du drain principal augmente. Inversement, quand le flux d'eau moyen augmente, la pente moyenne du drain principal diminue. Ce rapport entre le flux d'eau et la pente de l'écoulement est physiquement logique. En effet, le transport fluviatile est proportionnel au flux d'eau et à la pente. Ainsi, l'augmentation de la valeur d'un paramètre entraîne la diminution de l'autre et vice versa. Quand l'énergie de la rivière devient trop faible pour transporter les sédiments (flux d'eau trop faible), la rivière compense en augmentant sa pente d'écoulement pour augmenter sa puissance de transport des sédiments en facilitant le transport gravitaire.

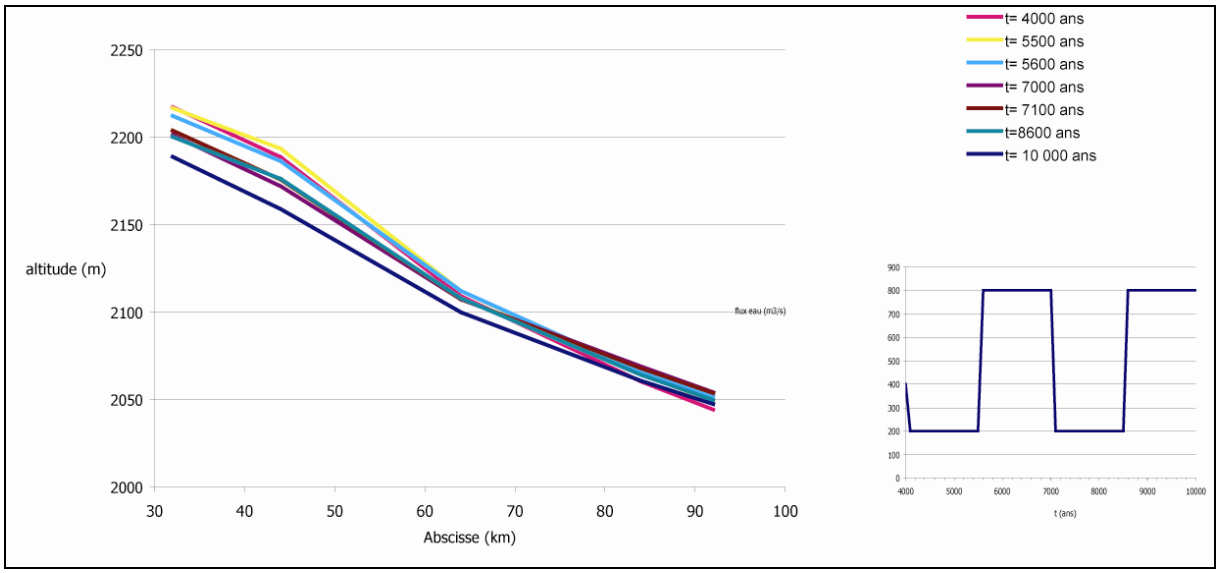


Figure III.69 : Variation du profil d'équilibre en fonction de la variation du flux d'eau

b- Influence des cycles climatiques de 1000, 3000 et 6000 ans

Nous avons vu précédemment que pour des périodes inférieures à 3000 ans, les cycles tectoniques s'enregistraient moins bien ou plus du tout dans les puits de référence. Nous allons dans ce paragraphe réaliser des simulations en faisant varier la périodicité des cycles climatiques.

Nous comparons trois types de cycles climatiques sur la simulation de référence (Figure III.38).

- 2 cycles de 3000 ans (cycle climatique de référence, Figure III.67)
- 6 cycles de 1000 ans (Figure III.70)
- 1 cycle de 6000 ans (Figure III.71)

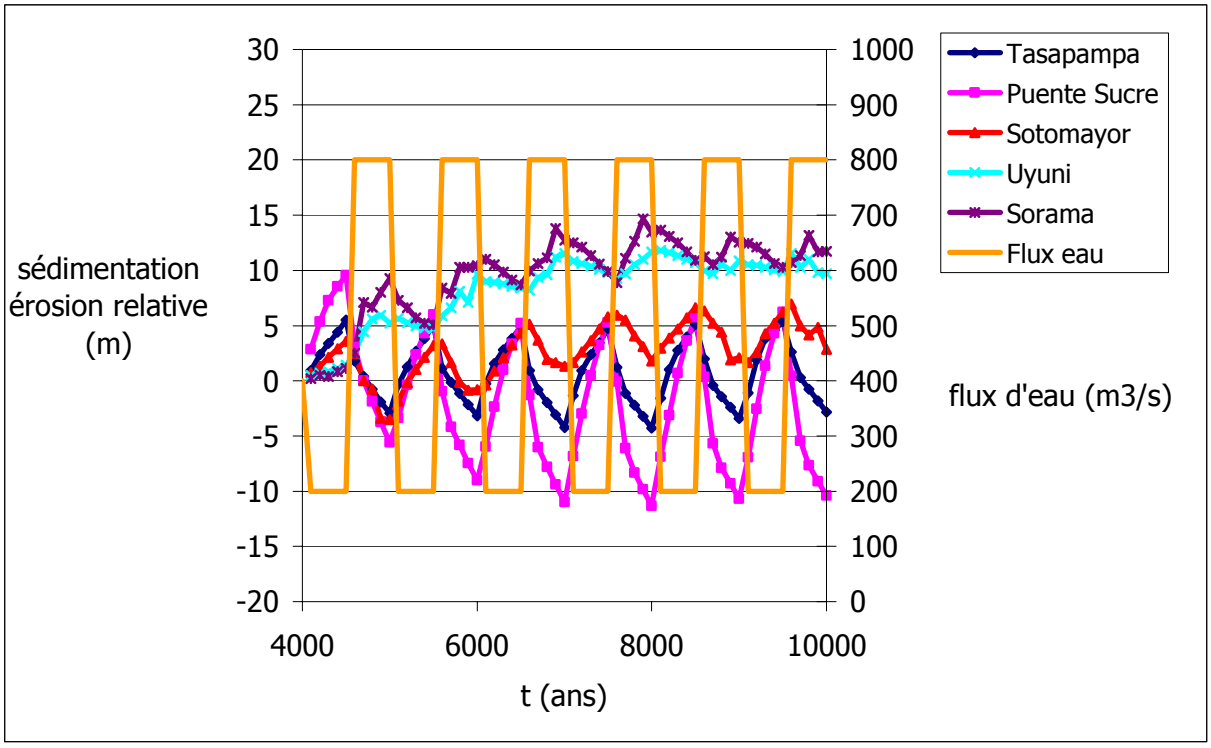


Figure III.70 : Influence de la cyclicité climatique sur la sédimentation et érosion dans les puits de référence (6 cycles de 1000 ans)

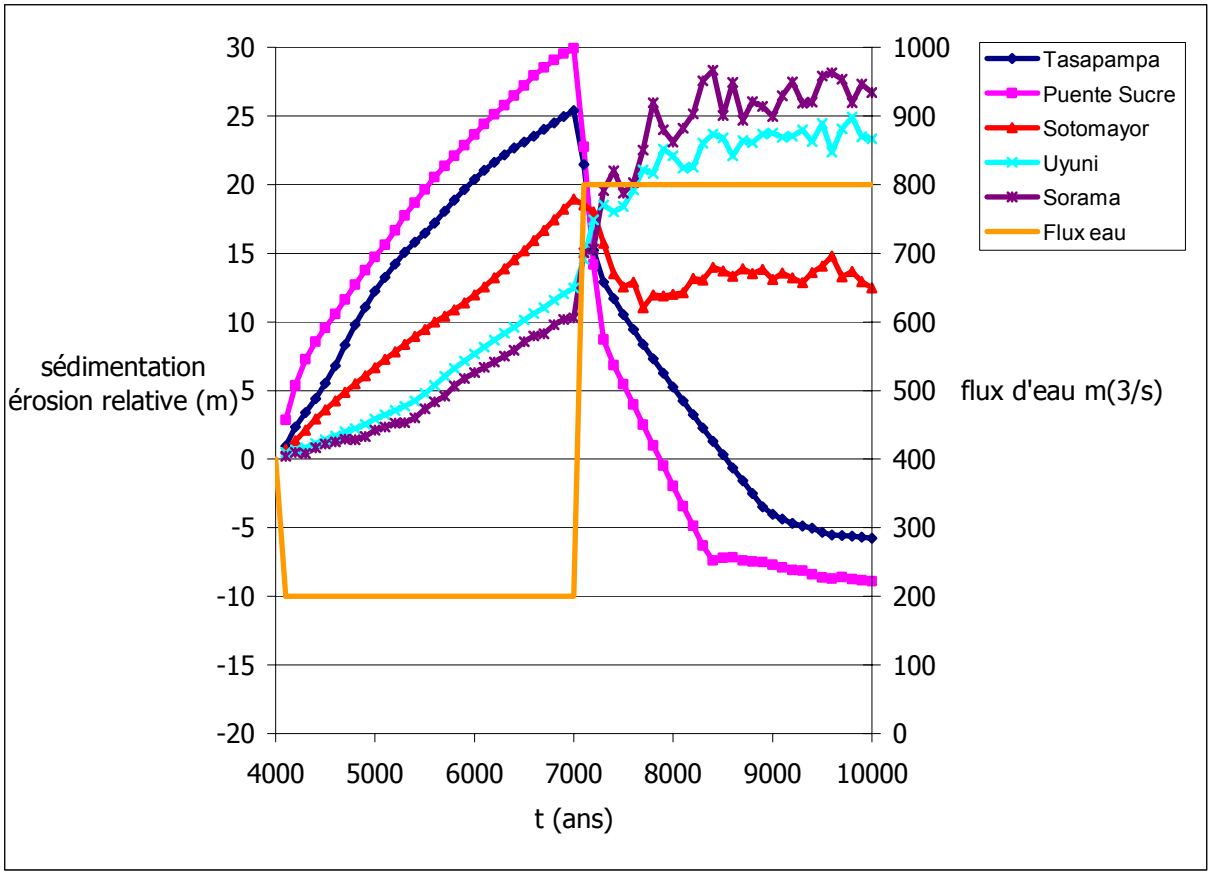


Figure III.71 : Influence de la cyclicité climatique sur la sédimentation et érosion dans les puits de référence (1 cycles de 6000 ans)

Le double comportement du modèle, à savoir une sédimentation dans les zones amont pour de faibles flux d'eau (resp. érosion pour de forts flux d'eau) et une érosion dans les zones aval pour de faibles flux d'eau (resp. sédimentation pour de forts flux d'eau), s'exprime clairement pour des cycles climatiques inférieurs à 3000 ans.

Pour le cycle à 6000 ans, les stations tendent vers un équilibre durant l'épisode humide. Par contre l'équilibre n'est pas atteint pour les faibles précipitations, ce qui suggère que la durée de la phase transitoire est aussi fonction du débit, et qu'un fort débit permet un retour plus rapide à l'équilibre.

De la même façon, pour le cycle climatique de 1000 ans, les stations en aval semblent tendre vers un équilibre tandis que pour le cycle climatique de 3000 ans, il existe une fluctuation autour de cet équilibre.

Ces simulations montrent, de manière plus pertinente par rapport aux simulations précédentes, l'importance de ces épisodes climatiques dans le remplissage sédimentaire de la rivière.

c- Implication sur la compréhension de l'évolution du Pilcomayo

Il apparaît dans un premier temps que l'introduction d'évènements climatiques a une influence dans le remplissage de la rivière. Ces cycles semblent se marquer de façon plus nette en amont de la rivière. Ces nouveaux résultats sont différents des résultats obtenus dans la simulation précédente. En effet, pour des variations climatiques similaires, le cycle climatique court de 1000 ans, avec une seule granulométrie de 1 mm (paragraphe III.4.3), se marque mieux dans les hauteurs sédimentées que le cycle court de 2000 ans avec une granulométrie étendue (paragraphe III.4.2).

Il s'avère donc que le nombre et la taille de la granulométrie introduite dans le modèle puisse jouer un rôle important dans le remplissage sédimentaire de la rivière.

De plus, dans le cas de la simulation où on a introduit un cycle climatique court de 2000 ans, nous avons utilisé un flux d'eau annuel (paragraphe III.4.2). Si l'on se réfère à cette courbe, pour la période humide (Figure III.61-B), on remarque que seuls cinq mois sur douze sont supérieurs ou égaux à la valeur de 400 m^3/s. Les sept mois restants (flux d'eau égal à 200 m3/s) peuvent n'avoir aucune influence sur le transport des éléments moyens à grossiers. Il est alors envisageable que le remplissage sédimentaire dans la rivière « Pilcomayo » soit plus sensible à des variations de flux d'eau moyens annuels (simulation III.4.3) qu'à des flux d'eau variant annuellement.

Ainsi, dans les simulations qui vont suivre, nous allons tester l'influence de la granulométrie sur l'enregistrement des cycles tectoniques et climatiques en reprenant les mêmes simulations de ce paragraphe et en introduisant quatre granulométries.

III.5. Influence de la granulométrie sur l'enregistrement des cycles tectoniques et climatiques

III.5.1. Influence de la granulométrie sur l'érosion moyenne et le remplissage de la rivière Pilcomayo

De nombreux modèles utilisent une seule granulométrie. Toutefois, dans le lit des rivières et dans les terrasses, les variations granulométriques peuvent être importantes. Nous avons donc introduits plusieurs granulométries dans notre modèle.

Dans un premier temps, nous avons étudié l'influence du nombre de granulométries sur notre modèle en conservant les mêmes paramètres de la simulation de référence (paragraphe III.4.1). Le flux d'eau est basé sur un cycle annuel d'une période sèche (Figure III.61 A).

Afin de reproduire au mieux les observations effectuées sur le terrain, nous avons introduits quatre granulométries variant de 0,1 mm à 60 mm.

Nombre de granulométrie	4	3	2	1
Détails granulométriques [mm]	[60 ; 10 ; 2 ; 0,1]	[10 ; 2 ; 0,1]	[2 ; 0,1]	[0,1]

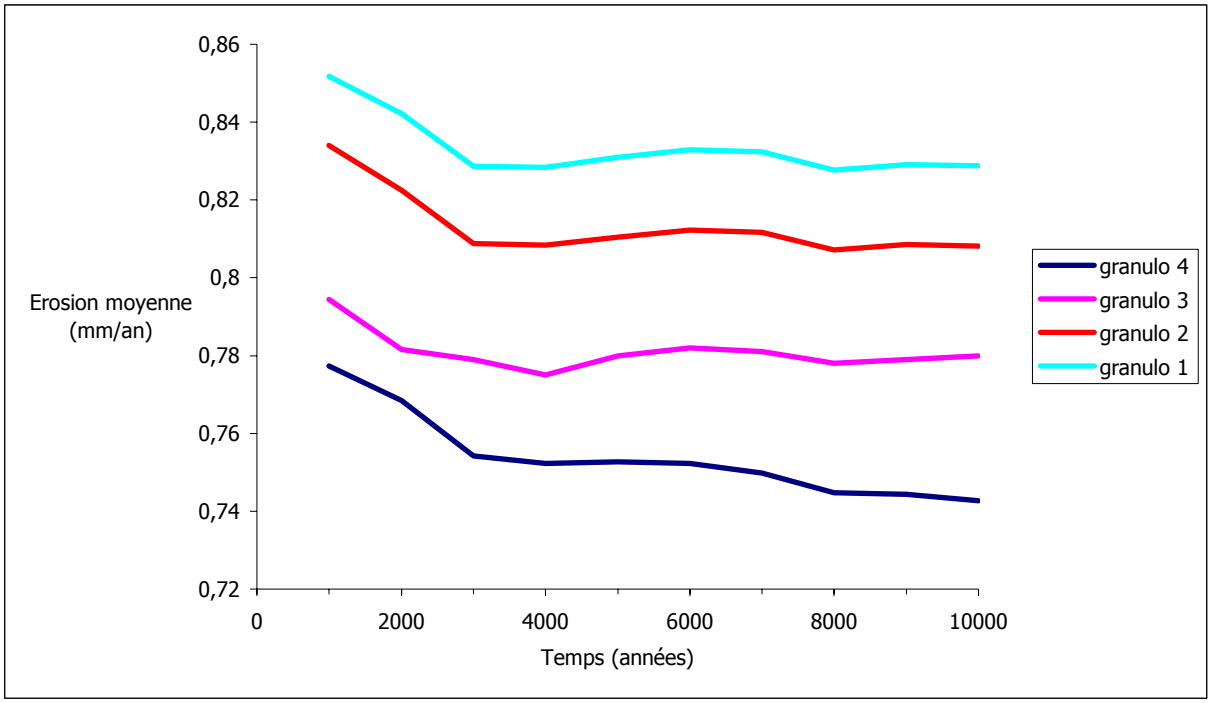


Figure III.72 : Influence du nombre et de la taille granulométrique sur l'érosion moyenne

Pour les quatre simulations (Figure III.72) la tendance est similaire, c'est-à-dire, une phase d'initialisation pendant les 2000-3000 premières années puis une stagnation de l'érosion moyenne. Une augmentation du nombre de granulométrie et par la même du d_{50} implique une diminution de l'érosion moyenne du bassin-versant, de l'ordre de 20 %.

Dans le drain principal, l'influence du nombre de granulométrie et du d_{50} est beaucoup plus marquée (Figure III.73). En effet, pour un d_{50} faible (inférieur au millimètre), la rivière ne sédimente pas et tous les sédiments sont transportés vers l'exutoire. L'ensemble du bassin-versant est lessivé. Quand la valeur du d_{50} augmente la rivière a plus de difficultés à évacuer tous les sédiments (surtout les plus grossiers) et il se créé une sédimentation dans la rivière.

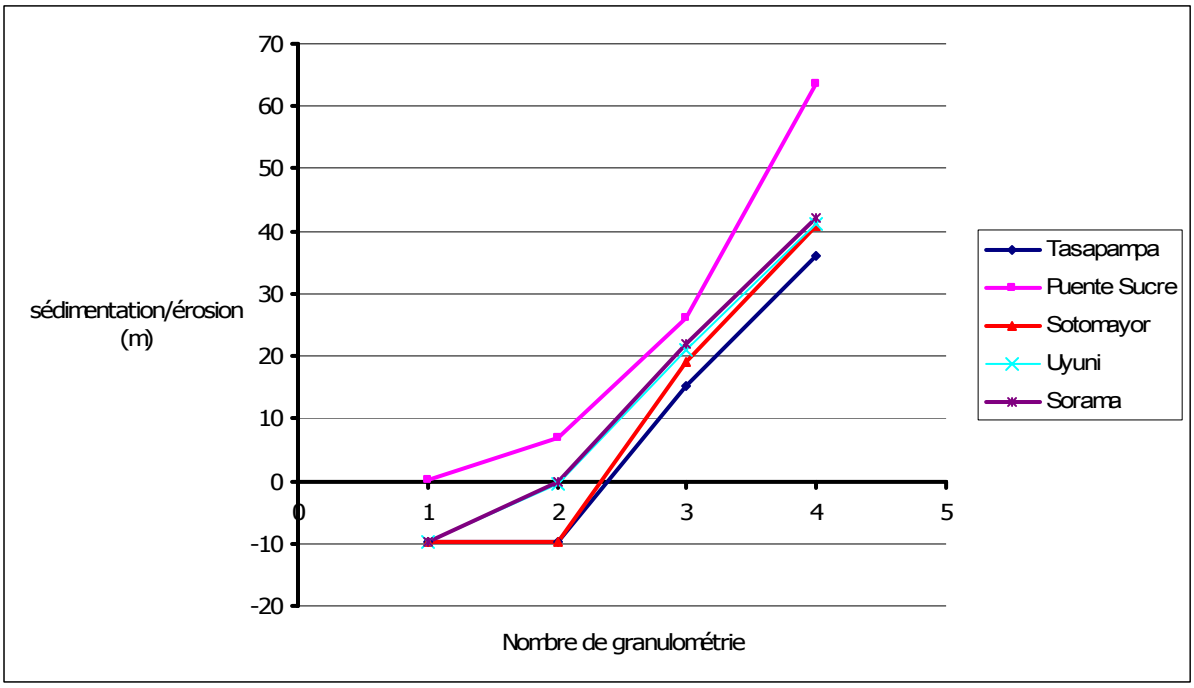


Figure III.73 : Influence du nombre de granulométrie et du d_{50} sur la sédimentation de la rivière Pilcomayo

III.5.2. Influence de la granulométrie sur la sédimentation dans une simulation de référence

Nous avons vu que le nombre de granulométries et la valeur du d_{50} avaient un impact sur l'évolution globale du bassin et sur le remplissage de la rivière. Nous avons aussi défini dans le paragraphe III.1.1 une simulation simple avec les paramètres suivants :

K_d=0,1 km²/an	K_e=0,5 km²/an	E=0,25 mm/an/Pa
Granulométrie : d=1mm	Flux d'eau= 400 m^3/s	

Dans cette simulation, nous reprenons les mêmes paramètres et définissons le nombre de granulométries à quatre avec les valeurs suivantes : 0,01 ; 0,1 ; 1 et 10 mm réparties uniformément dans le substrat (Figure III.74).

Dans un premier temps, on constate que dans les deux expériences la constante de temps (~ 4000 ans) est conservée. Toutefois, à paramètres identiques, l'introduction de plusieurs granulométries influence énormément le remplissage de sédiments dans la rivière. La rivière est globalement constamment en sédimentation mais ne semble pas tendre vers un profil équilibre (Figure III.74). En effet, pour la période 0-4000 ans, les stations en amont n'enregistrent pas de sédimentation mais les stations en aval sédimentent beaucoup (50 m/1000 ans). La pente moyenne de la rivière diminue. A partir de 4000 ans jusqu'à la fin de la simulation, la sédimentation dans la rivière se fait de façon homogène sur l'ensemble du drain (25 m/1000 ans).

Dans la simulation avec une seule granulométrie, les sédiments provenant des versants sont de petites tailles (1 mm) et sont facilement évacués vers l'exutoire et la rivière tend vers un équilibre.

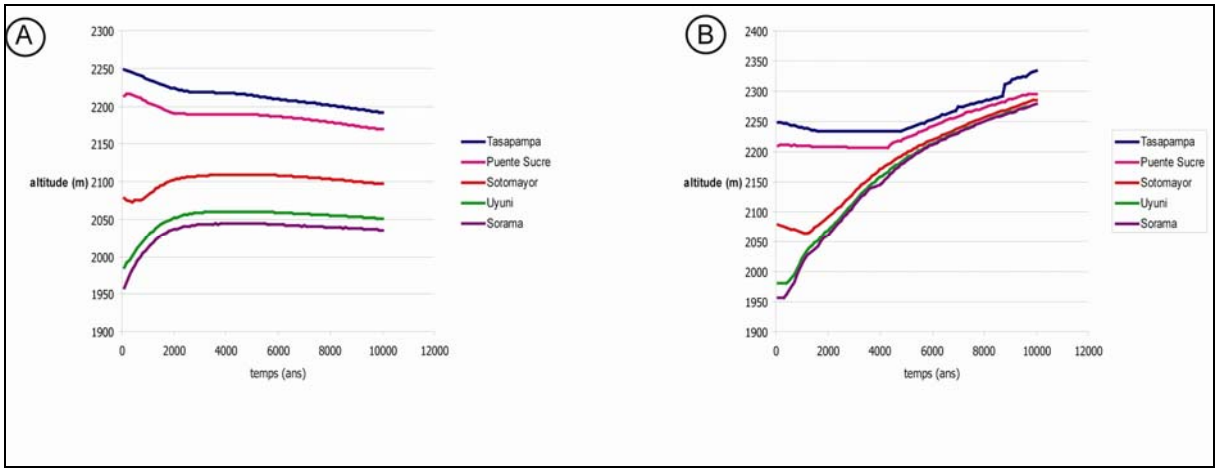


Figure III.74 : Influence de la granulométrie sur la sédimentation et érosion dans les puits de référence (flux d'eau constant (400 m^3/s) et aucune surrection). A) avec une seule granulométrie (1 mm), B) avec 4 granulométries.

Dans la simulation avec plusieurs granulométries, le remplissage de sédiments dans la rivière est important et indique que le transport fluviatile est peu efficace pour transporter les sédiments, surtout les grossiers, vers la sortie du bassin.

L'apport de sédiments des versants vers la rivière semble efficace quelque soit le nombre et la valeur du d_{50}, mais le transport fluviatile des sédiments sur longue distance est sensible à la granulométrie.

La comparaison de l'évolution des profils en long dans les deux simulations montre la difficulté de la rivière à transporter sur longue distance les sédiments (dû à la présence des éléments grossiers) (Figure III.75). Ainsi, la sédimentation est beaucoup plus élevée dans le cas plurigranulométrique que monogranulométrique.

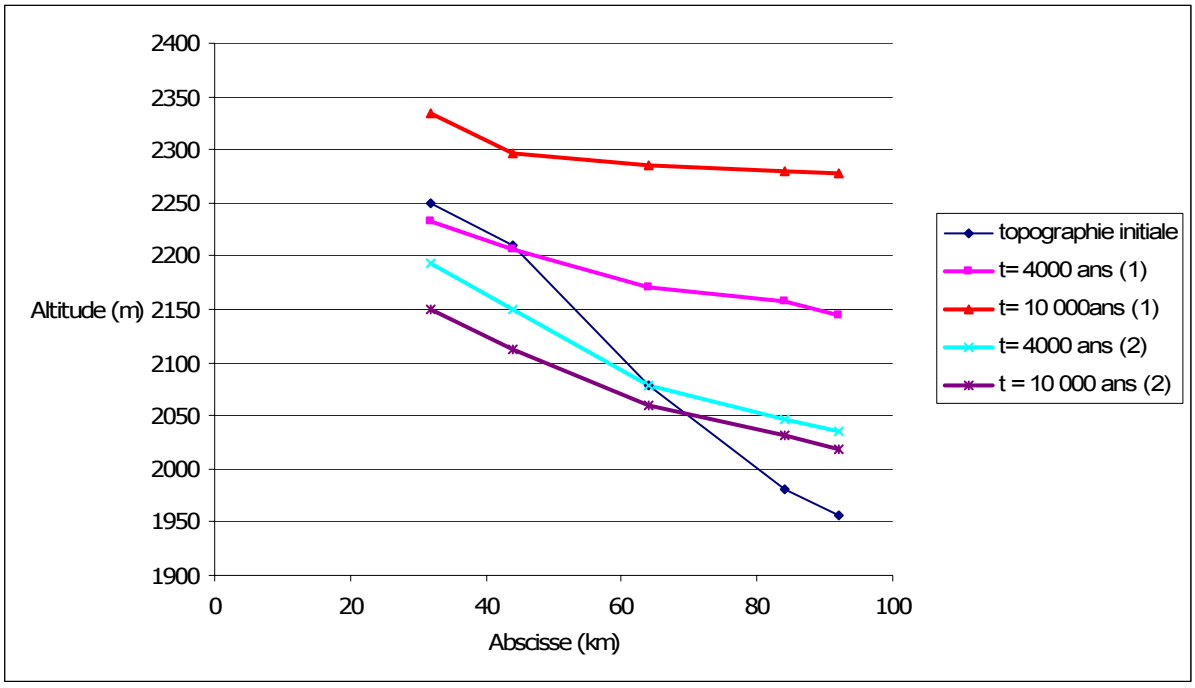


Figure III.75 : Comparaison de l'évolution des pentes entre 0 et 10 000 ans pour la simulation avec plusieurs granulométries (1) et 1 seule granulométrie (2)

Si l'accroissement de la granulométrie perturbe l'équilibre de la rivière, nous allons voir dans la suite si elle perturbe l'enregistrement des cycles tectoniques et climatiques.

III.5.3. Influence de la granulométrie sur l'enregistrement sédimentaire des cycles tectoniques

Dans ce paragraphe, nous testons l'influence de la plurigranulométrie sur l'enregistrement des cycles tectoniques dans la sédimentation. Nous reprenons la simulation décrite dans le paragraphe III.3.2, à savoir des cycles tectoniques de 3000 ans simulant l'activité de failles localisées entre Puente Sucre et Sotomayor, et introduisons quatre granulométries : 0,01 ; 0,1 ; 1 et 10 mm.

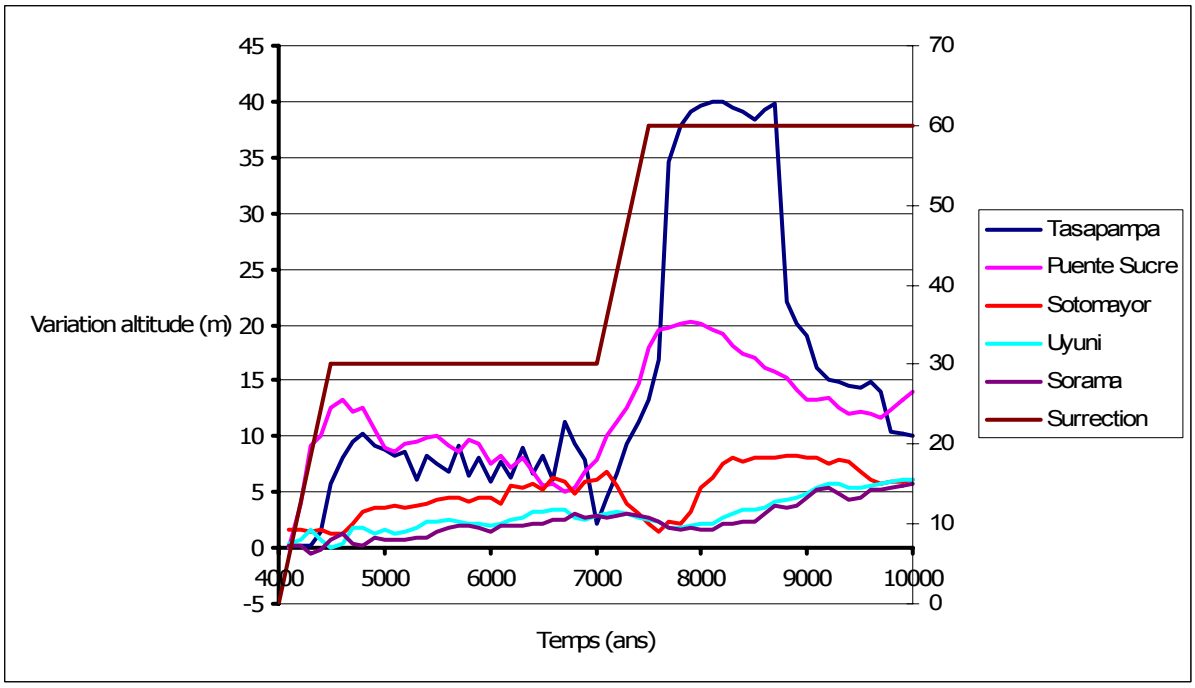


Figure III.76 : Influence de la granulométrie sur la sédimentation et érosion dans les puits de référence (flux d'eau constant (400 m^3/s) et surrection de 30 m tous les 3000 ans)

La première surrection de 30 m pendant 500 ans (de 4000 à 4500 ans) implique une forte sédimentation en amont et une légère sédimentation en aval (Figure III.76). Cette variation de sédimentation entre l'amont et l'aval de la zone de surrection, qui créé une augmentation locale de pente entre « Puente Sucre » et « Sotomayor », est liée à l'activité simulée du pop-up. Le deuxième cycle de surrection de 30 m a les mêmes effets que le premier mais de façon plus amplifiée surtout pour la station la plus en amont (« Tasapampa »).

Dans les stations amont, l'évolution générale du remplissage est similaire à celle qui a été décrite pour l'expérience mono-granulométrique, à savoir une augmentation de la sédimentation après chaque surrection. En regardant plus en détail, on observe l'apparition d'une nouvelle fréquence d'oscillation, telles que les petites oscillations observées dans la station de « Tasapampa » entre 5000 et 7000 ans. La comparaison avec la simulation comprenant une seule granulométrie semble indiquer que cette nouvelle fréquence d'oscillations est liée à la présence de plusieurs granulométries.

Enfin, dans le premier cycle on constate que la station de « Puente Sucre » est la plus affectée par cette surrection (de la même façon que dans la simulation mono-granulométrique) mais dans le deuxième cycle, la station la plus marquée est celle de « Tasapampa ».

Dans les stations aval, l'influence de la plurigranulométrie semble être plus importante. En effet, contrairement à la simulation mono-granulométrique, les stations en aval sont en sédimentation. Tous les sédiments ne sont pas évacués vers la sortie du bassin car le transport fluviatile n'est pas assez efficace pour transporter les éléments les plus grossiers. De la même façon que les stations en amont, une oscillation de deuxième ordre apparaît.

En résumé, cette surrection locale, modélisant l'activité de plusieurs failles, augmente localement la pente de l'écoulement (Figure III.77). Cette augmentation de pente permet d'accroître l'énergie de transport de la rivière, qui passe d'un comportement « sédimentaire » à un comportement « érosif ». Ainsi, juste après la surrection, la rivière sédimente en aval et érode en amont, lui permettant de diminuer sa pente, de telle façon à retrouver son profil d'équilibre initial.

En comparant avec la simulation monogranulométrique, on remarquera que l'introduction de plusieurs granulométries (dont certaines grossières) freine cette augmentation de pente, car le transport fluviatile n'est pas assez efficace, et ne permet pas à la rivière d'atteindre un équilibre.

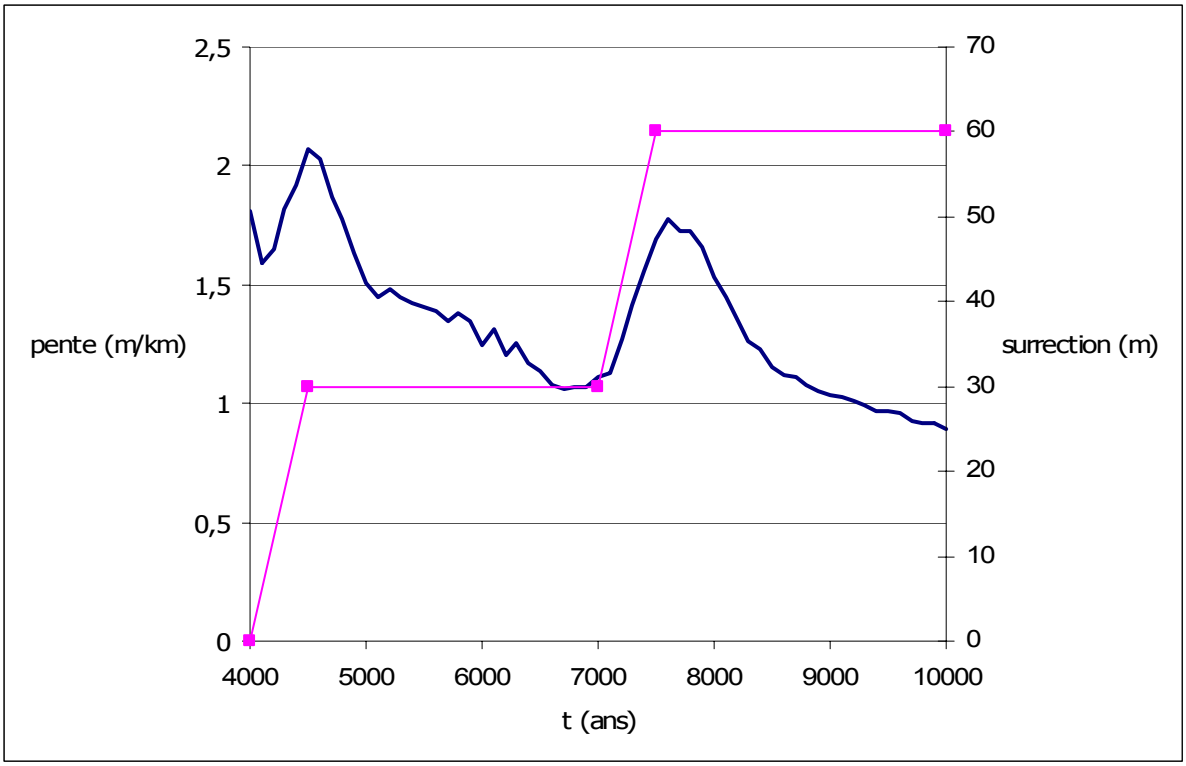


Figure III.77 : Variation de la pente locale entre « Puente Sucre » et « Sotomayor » au cours de la simulation

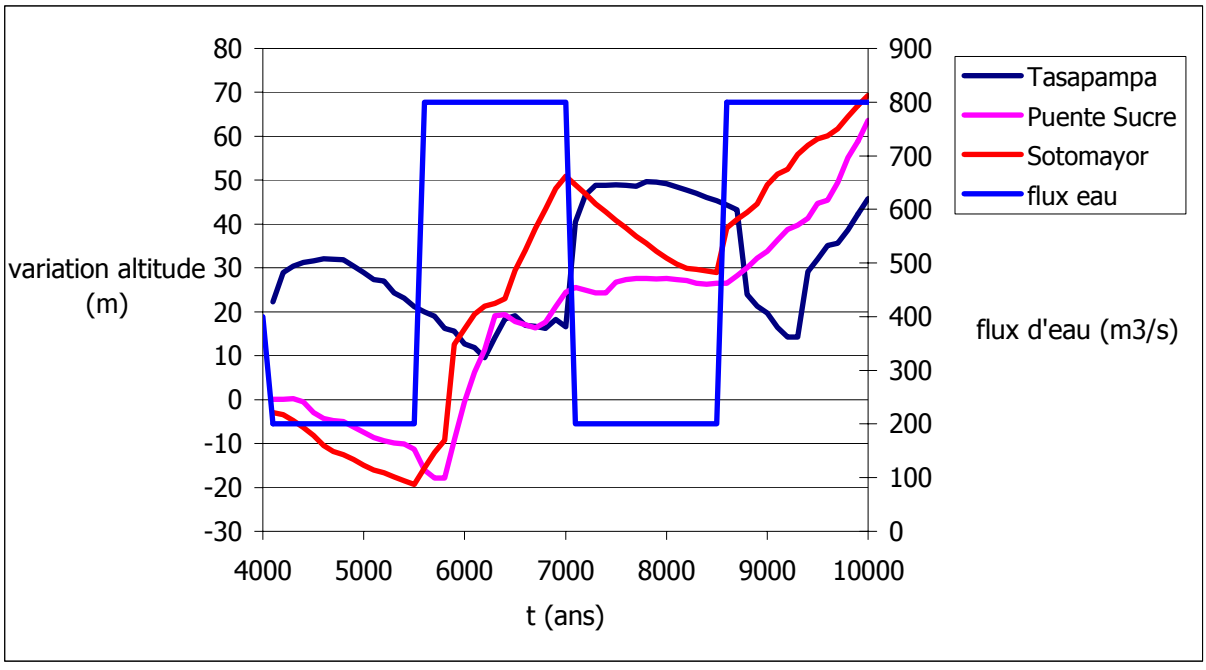
III.5.4. Influence de la granulométrie sur l'enregistrement sédimentaire des cycles climatiques

Dans cette simulation, nous reprenons les mêmes paramètres que l'expérience réalisée dans le paragraphe III.4.2, à savoir l'introduction de cycles climatiques de 3000 ans, et ajoutons quatre granulométries : 0,01 ; 0,1 ; 1 et 10 mm. Les résultats obtenus sont comparés à la même simulation réalisée avec une seule granulométrie (Figure III.78).

Sur les cinq stations de référence, quatre d'entres elles sédimentent quand le flux d'eau augmente et stagnent (très faible ou aucune sédimentation) quand le flux d'eau diminue. Seul « Tasapampa », station la plus amont, a un comportement différent puisqu'elle sédimente en période « sèche » et érode en période « humide ».

Le signal climatique a été perturbé par l'introduction de plusieurs granulométries. Les différentes phases climatiques sont mieux enregistrées avec la présence de plusieurs granulométries puisqu'elles sont globalement toutes en sédimentation.

Même avec plusieurs granulométries, la rivière tend à modifier son profil d'équilibre se traduisant par une légère diminution de la pente (Figure III.79).



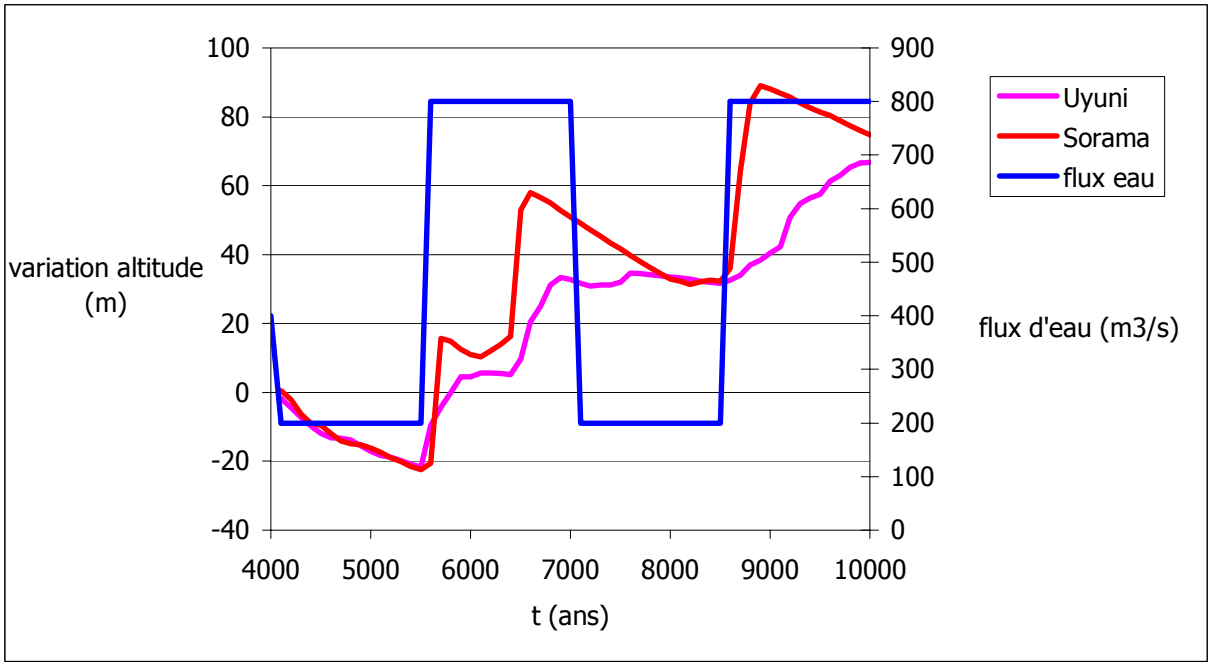


Figure III.78 : Influence de la granulométrie sur la sédimentation et érosion dans les puits de référence (amont et aval) (cycle climatique de 3000 ans, sans surrection)

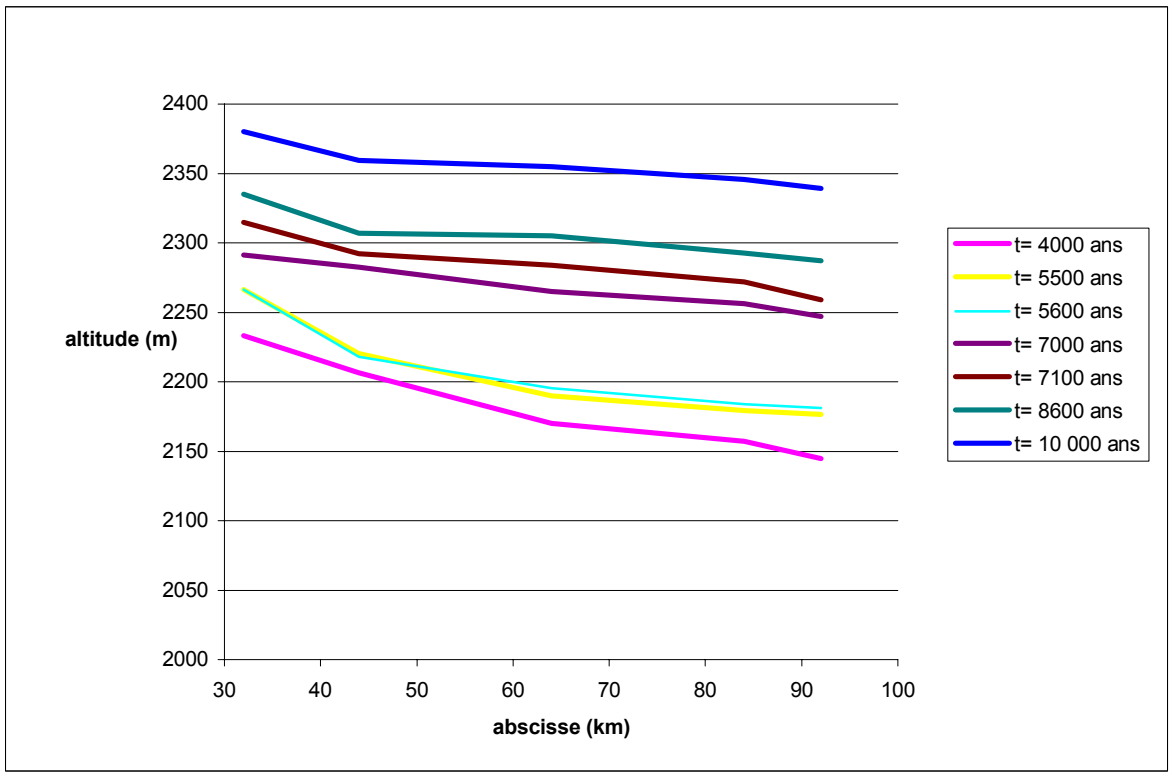


Figure III.79 : Evolution du profil de la rivière au cours de la simulation (cycle climatique de 3000 ans)

III.5.5. Implication pour la compréhension du Pilcomayo

L'introduction de plusieurs granulométries perturbe le signal tectonique et climatique et les rendent plus complexes à analyser. L'avantage de la présence de plusieurs granulométries (dont certaines grossières) est la conservation de l'enregistrement tectonique ou climatique par une sédimentation généralisée sur l'ensemble de la rivière (pour les paramètres utilisés dans ces simulations).

L'introduction de cycles tectoniques, simulant une zone de failles localisées entre Puente Sucre et Sotomayor, induit une augmentation locale de la pente de la rivière. Cette augmentation de pente favorise une énergie de transport des sédiments plus élevée. La rivière passe d'un comportement « sédimentaire » à un comportement « érosif ». Pour retrouver le profil d'équilibre précédent le cycle tectonique, la rivière diminue localement sa pente en sédimentant de façon plus intense en amont de la zone de failles qu'en aval.

La réponse de la rivière face à l'introduction d'un cycle tectonique est similaire que ce soit dans le cadre d'un modèle à une seule ou plusieurs granulométries. La tectonique joue donc un rôle local dans l'évolution de la rivière.

Les simulations, où plusieurs cycles climatiques ont été introduits, semblent montrer que globalement une augmentation des précipitations coïncide avec une diminution de la sédimentation et inversement une période beaucoup plus sèche accentuerait la sédimentation. L'introduction de plusieurs granulométries perturbe l'impact du climat sur le remplissage sédimentaire dans la rivière. Dans la station de « Tasapampa », la rivière érode ou sédimente très peu quand le flux d'eau augmente et inversement sédimente quand le flux d'eau baisse.

En ce qui concerne les stations plus en aval, l'analyse du comportement est plus délicate. En effet, la diminution du flux d'eau implique sur l'ensemble de la rivière une baisse de son énergie de transport. Les sédiments plus ou moins grossiers sont dès lors plus difficilement transportable vers l'aval de la rivière et produit ainsi un appauvrissement en sédiments. Quand les conditions climatiques sont plus humides, le transport des sédiments vers l'aval est facilité (la rivière a plus d'énergie) et les stations en aval s'enrichissent en sédiments.

Les variations climatiques s'enregistrent dans le remplissage sédimentaire de la rivière en modifiant le volume de sédiments déposés. Nous allons par la suite observer l'influence du climat sur les faciès qui se déposent dans la rivière.

III.6. Analyse des éléments architecturaux dans les remplissages de la rivière pour comprendre l'influence du climat et de la tectonique

Un des principaux objectifs de ce modèle est de détecter dans l'enregistrement sédimentaire l'impact de la tectonique et/ou du climat. Dans ce paragraphe, nous allons analyser la constitution des remplissages sédimentaires à partir de la simulation de référence, puis observer l'influence de la tectonique et du climat sur les faciès déposés dans les puits de référence.

III.6.1. Analyse des dépôts dans les puits dans la simulation de référence

Les paramètres utilisés dans les expériences précédentes sont identiques. Pour observer l'influence de la granulométrie et la taille des galets les plus grossiers, nous avons introduits quatre granulométries : 0,1 ; 1 ; 10 et 100 mm. La simulation dure 10 000 ans.

Après une simulation de 10 000 ans, les éléments grossiers sont essentiellement piégés dans la rivière principale ou les affluents majeurs et plus précisément en amont du bassin (Figure III.80).

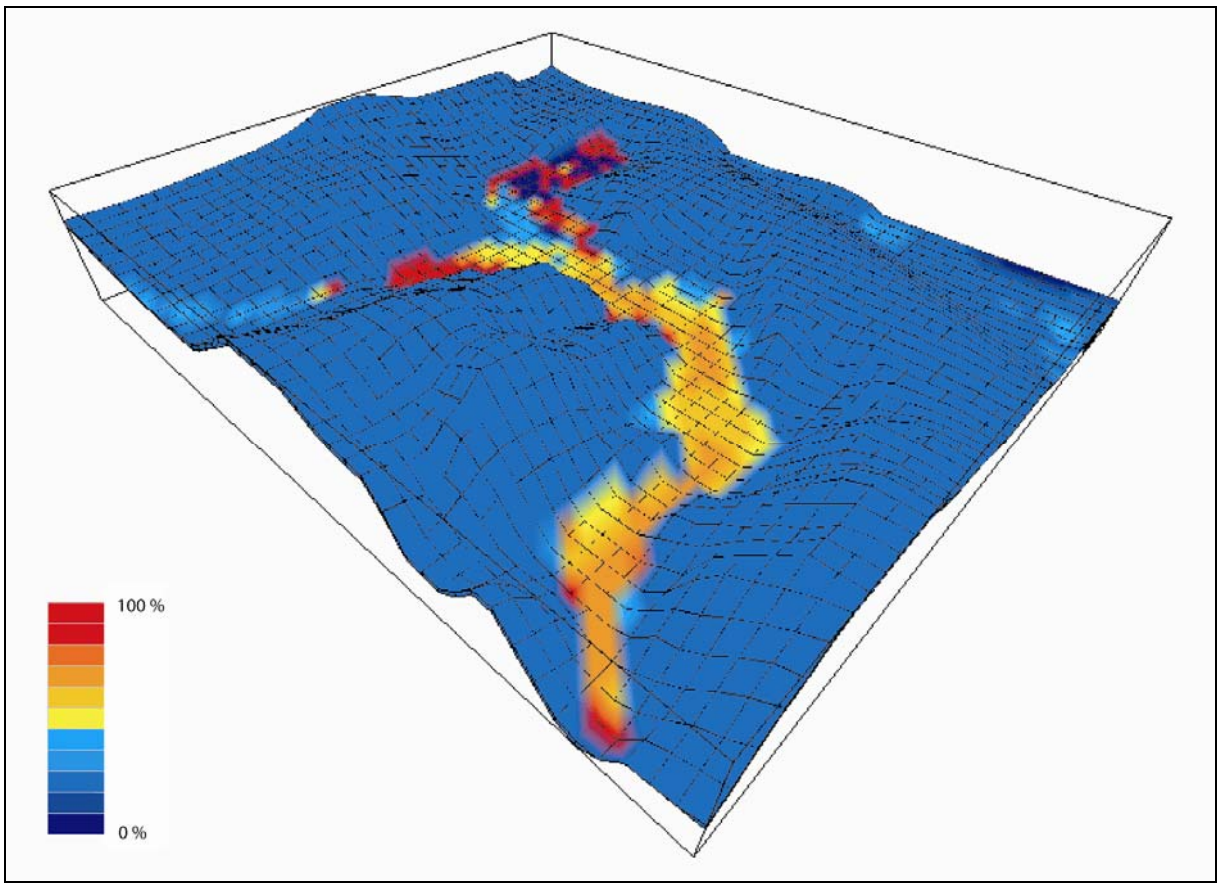


Figure III.80 : Répartition des sédiments grossiers (10 cm) dans le bassin après une simulation de 10 000 ans

La sédimentation est plus intense dans les stations aval que dans les stations amont (Figure III.81). Pour l'ensemble des puits, la hauteur de sédimentation est moindre par rapport à la simulation (Figure III.74) effectuée avec quatre granulométries mais avec un d_{50} plus petit que cette simulation. La valeur du d_{50} constitue un élément important dans l'érosion/sédimentation dans une rivière. Ce d_{50} dépend du spectre granulométrique de la charge de fond de la rivière.

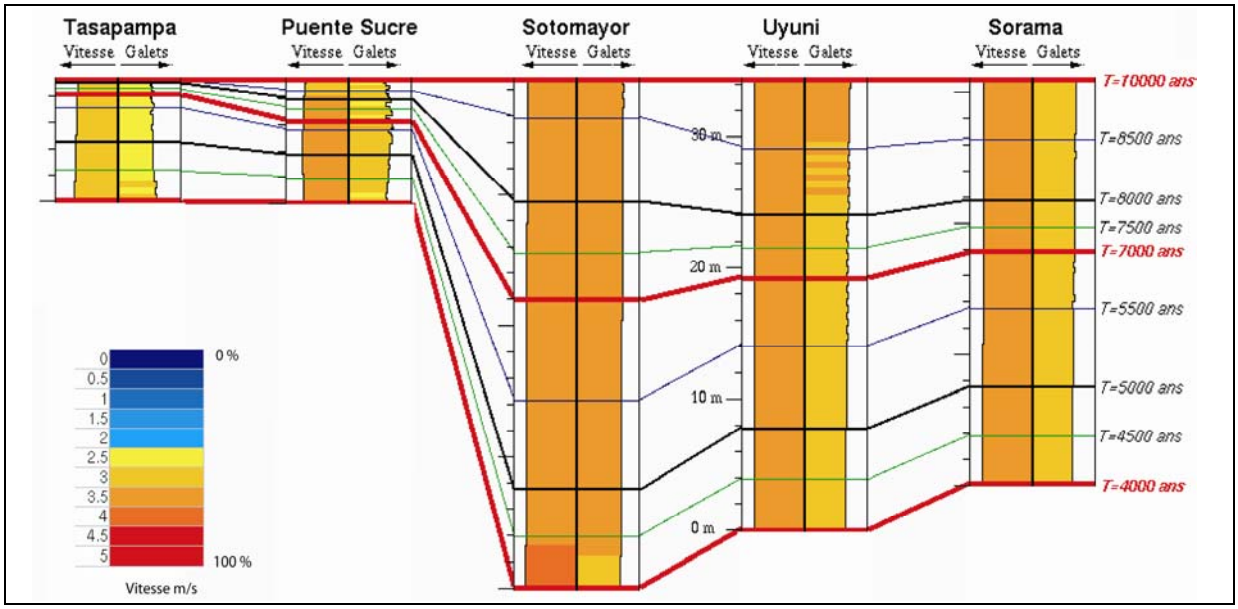


Figure III.81 : Représentation de la vitesse d'écoulement et du pourcentage de galets dans les puits de référence (le code couleur est applicable aux galets en utilisant une échelle en pourcentage).

L'échelle en pourcentage représente la proportion de galets dans la maille.

III.6.2. Enregistrement qualitatifs des cycles tectoniques et climatiques dans le remplissage de la rivière

a- Influence de la tectonique

Cette simulation a pour objectif d'observer l'influence de la tectonique sur la répartition des éléments grossiers dans le bassin et sur la nature des éléments qui se déposent dans la rivière. De la même façon que la simulation (Figure III.75) décrite dans le paragraphe III.5.3, un cycle tectonique de 3000 ans a été introduit avec une surrection de 30 m à chaque cycle. Ce cycle tectonique de 3000 ans simule un pop-up localisé entre « Puente Sucre » et « Sotomayor ».

Dans la partie amont du bassin, la proportion de galets est beaucoup moins importante par rapport à la simulation de référence décrite dans le paragraphe précédent (Figure III.82). Dans la partie aval du bassin, la tectonique ne semble avoir eu aucune influence sur la proportion d'éléments grossiers.

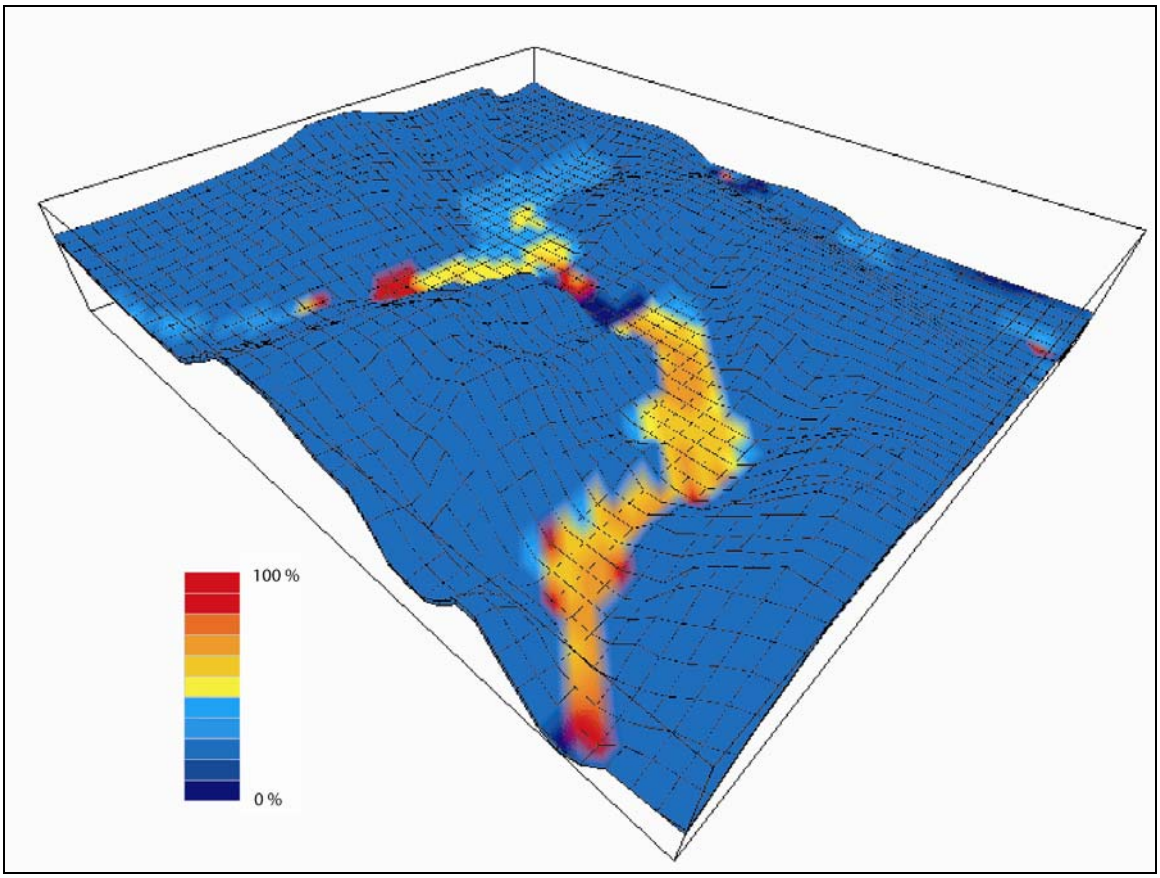


Figure III.82 : Répartition des sédiments grossiers (10 cm) dans le bassin après une simulation de 10 000 ans (cycle tectonique de 3000 ans)

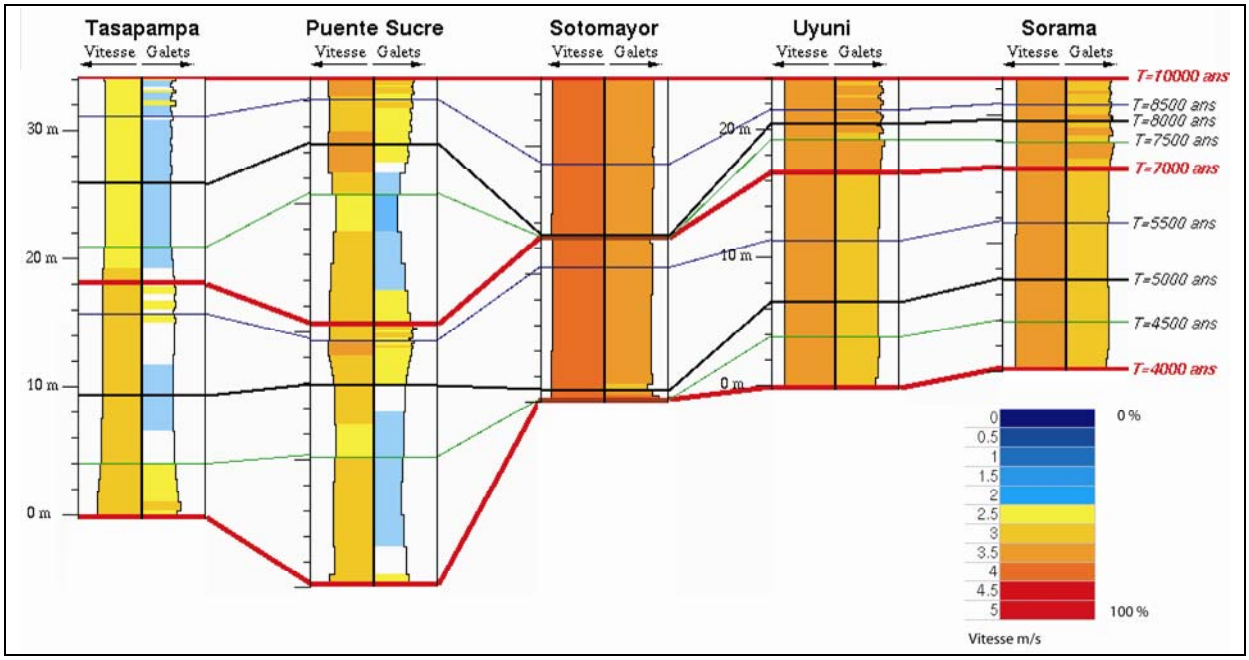


Figure III.83 : Représentation de la vitesse d'écoulement et du pourcentage de galets dans les puits de référence avec un cycle tectonique (le code couleur est applicable aux galets en utilisant une échelle en pourcentage).

L'introduction de cycle tectonique (entre 4000 et 4500 ans et entre 7000 et 7500) a favorisé une forte sédimentation dans (Figure III.83) les stations amont et une moindre sédimentation dans les stations aval. Dans la station de « Sotomayor », la sédimentation est presque nulle.

La surrection simulée entre « Puente Sucre » et Sotomayor » a créé localement une augmentation de la pente. Cette augmentation de la pente a favorisé le transport gravitaire et a permis de transporter les galets vers l'aval et de baisser la proportion de galets en amont.

b- Influence du climat

Dans cette simulation, on observe l'influence de cycles climatiques sur la nature des éléments déposés dans le bassin et dans la rivière. De la même façon que la simulation (Figure III.77) décrite dans le paragraphe III.5.4, un cycle climatique de 3000 ans a été introduit avec une variation du flux d'eau oscillant entre 200 (4000-5500 ans et 7000-8500 ans) et 800 m^3/s.

L'introduction de cycles climatiques a favorisé le transport des galets vers la zone aval et produit ainsi une meilleure répartition des galets dans la rivière (Figure III.84).

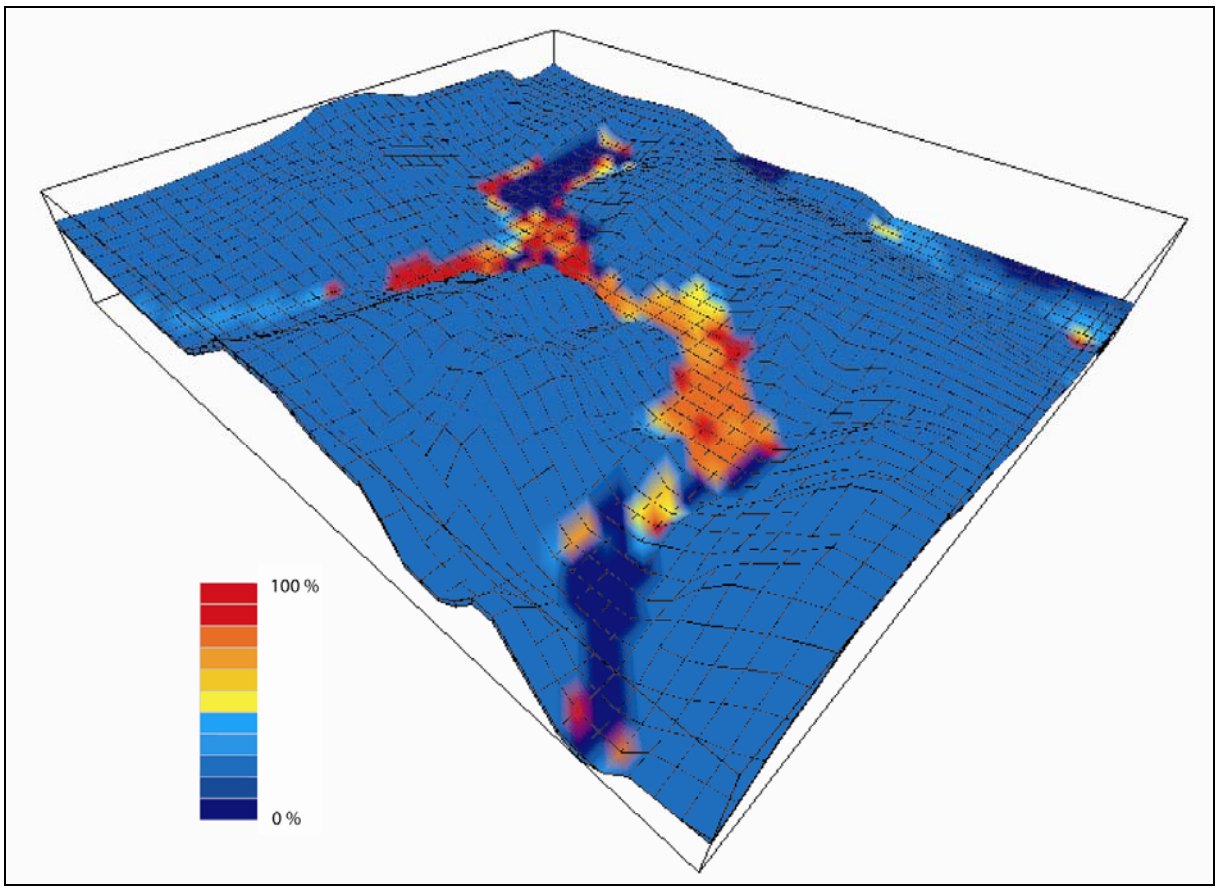


Figure III.84 : Répartition des sédiments grossiers (10 cm) dans le bassin après une simulation de 10 000 ans (cycle climatique de 3000 ans)

De la même façon que la simulation de référence, la sédimentation est la plus forte dans la partie aval de la rivière (Figure III.85). La sédimentation a été toutefois moins intense par rapport à la simulation de référence (environ 15 % de moins). Cette observation est logique étant donné que l'augmentation du flux d'eau favorise le transport à longue distance et donc l'évacuation des sédiments en dehors du bassin.

Les cycles climatiques se marquent très bien dans les sédiments déposés dans les puits. En effet, pendant les phases plus humides (flux d'eau plus fort), les stations sont soit en érosion (« tasapampa » ou « Puente Sucre ») ou soit sédimentent essentiellement des galets (« Sotomayor » ou « Uyuni »). Inversement, en dehors des périodes humides, la sédimentation est plus intense et la proportion de galets moins importante.

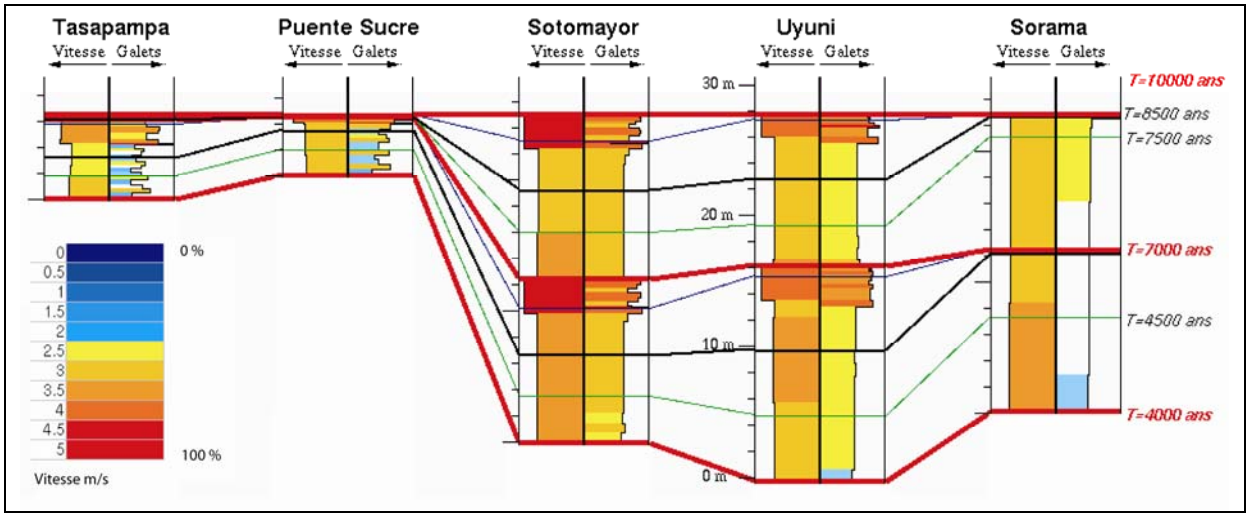


Figure III.85 : Représentation de la vitesse d'écoulement et du pourcentage de galets dans les puits de référence avec un cycle climatique (le code couleur est applicable aux galets en utilisant une échelle en pourcentage).

c- Résumé de l'impact de la tectonique et du climat sur la nature des faciès déposés

L'impact de la tectonique est différent de celui du climat sur le volume et les faciès déposés. La tectonique influence localement le comportement de la rivière. Pour palier à la modification de la topographie créé par une surrection tectonique (augmentation de la pente), la rivière cherche à retrouver son profil d'équilibre initial en diminuant sa pente. La tectonique in fluence localement le volume et la nature des faciès sédimentaires qui s'y déposent.

Le climat joue un rôle beaucoup plus important sur la nature des sédiments déposés. L'augmentation des précipitations favorise le transport à longue distance et l'évacuation des sédiments en dehors du bassin. La sédimentation dans la rivière diminue. De plus, l'augmentation de la pluviométrie favorise le transport des galets et accroît leur concentration dans les dépôts de la rivière.

De faibles précipitations impliquent en amont de la rivière une faible sédimentation et une forte sédimentation en aval. Quand les précipitations sont plus intenses aucune sédimentation se produit en amont (la rivière est globalement en

incision) tandis qu'en aval la sédimentation est faible avec une forte proportion de galets.

IV. Interprétations de la formation des terrasses à partir des enseignements tirés du modèle

IV.1. Synthèse des informations liées à la modélisation

IV.1.1. Erosion et flux sortant dans le bassin étudié

L'évolution du bassin-versant étudié dépend essentiellement de l'érosion et du transport des sédiments vers l'exutoire. Les nombreuses simulations numériques réalisées ont permis de mettre en évidence différents paramètres qui peuvent influencer l'évolution du bassin.

Les résultats obtenus montrent que la tectonique a une influence négligeable sur l'évolution du bassin-versant, l'érosion moyenne restant insensible aux différents cycles tectoniques introduits.

La variation du flux d'eau joue, toutefois, un rôle important dans l'évolution du bassin. Nous avons réalisé deux expériences, avec une seule et quatre granulométries, en faisant varier le flux d'eau afin de mettre en évidence le rôle du climat et de la granulométrie dans l'évolution du bassin. Les paramètres utilisés sont les suivants :

K_d=0,1 km²/an	K_e=0,5 km²/an	E=0,25 mm/an/Pa
Granulométrie : variable	Flux d'eau= variable	

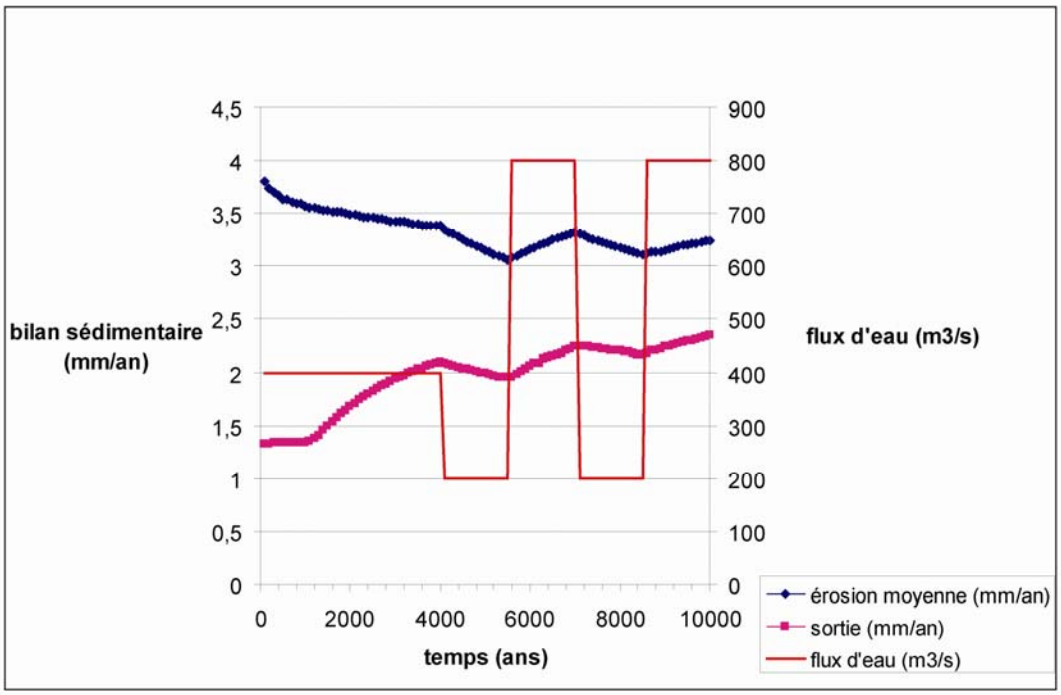


Figure III.86 : Evolution de l'érosion moyenne et du flux sortant en fonction de la variation du flux d'eau dans le cas d'une simulation avec une seule granulométrie (1 mm)

Une augmentation du flux d'eau implique une érosion moyenne et un flux sortant supérieurs (Figure III.86). L'érosion moyenne dépend de la valeur de l'érodabilité, elle-même fonction de la contrainte de cisaillement (donc du flux d'eau).

De plus, l'augmentation du flux d'eau favorise le transport des sédiments à longue distance à l'extérieur du bassin et induit une augmentation du flux sortant.

L'évolution de l'érosion moyenne et de la sortie en fonction du flux d'eau est similaire à l'expérience avec une seule granulométrie mais de façon moins marquée (Figure III.87).

Cette expérience permet de montrer l'importance de l'introduction de plusieurs granulométries dans la modélisation du Pilcomayo. En effet, l'introduction de plusieurs granulométries, dont certaines grossières, implique une diminution de l'érosion moyenne et de la sortie (les sédiments les plus grossiers sont plus difficilement mobilisables).

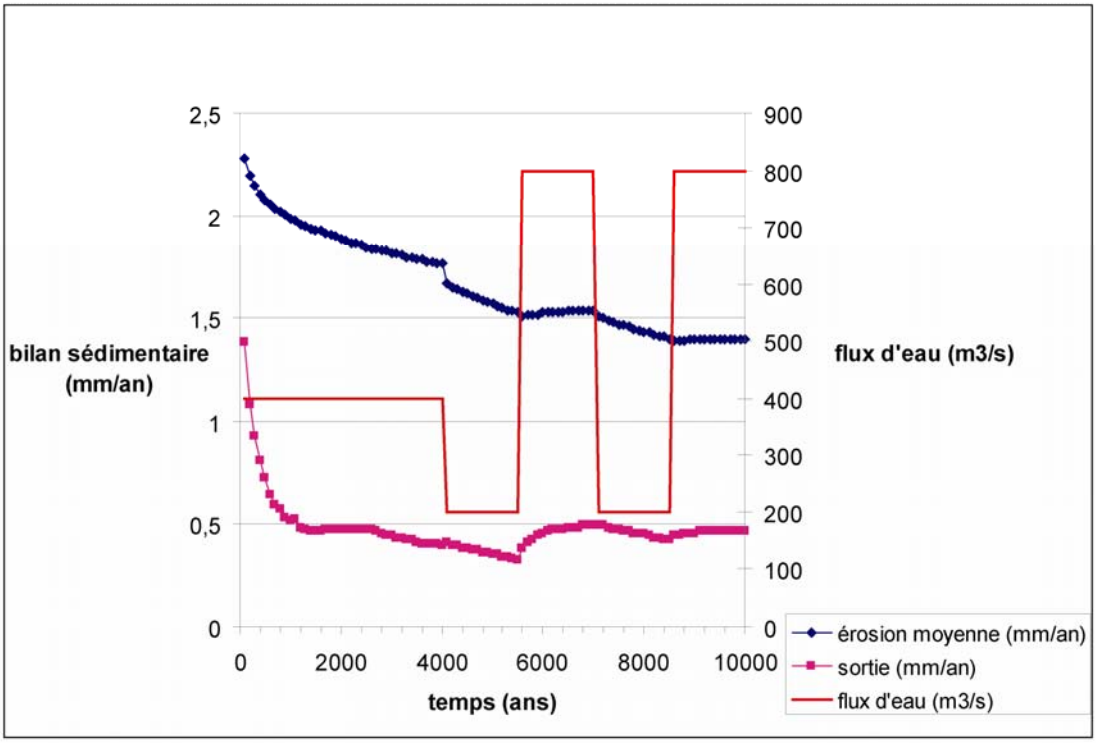


Figure III.87 : Evolution de l'érosion moyenne et du flux sortant en fonction de la variation du flux d'eau dans le cas d'une simulation avec plusieurs granulométries (0,01-0,1-1,10 mm)

L'ensemble des simulations qui ont été réalisées a permis de mieux comprendre la dynamique de l'évolution d'une rivière et de son bassin-versant dans un domaine tectoniquement actif. Les versants et la rivière jouent tous les deux un rôle différent mais complémentaire dans l'évolution du bassin. La dynamique de la rivière, sur des échelles géologiques, est complexe car elle dépend à la fois des versants, pour leur alimentation en sédiments, et de paramètres externes tel que la tectonique. Le moteur de la rivière est l'écoulement de l'eau et dépend des précipitations.

Nous allons donc voir plus en détail comment le bassin-versant et la rivière réagissent en fonction de ces paramètres.

IV.1.2. Interactions entre la rivière et ses versants

L'évolution globale du bassin-versant de la rivière dépend à la fois de l'érosion et du transport des sédiments sur les versants et dans la rivière. Les expériences numériques ont permis de montrer que l'apport des sédiments dans le bassin provient essentiellement des versants par l'intermédiaire du transport gravitaire, le ruissellement n'apportant qu'une faible quantité de sédiments dans la rivière. Les sédiments sont ensuite transportés par la rivière jusqu'à l'exutoire du bassin.

Nos modélisations montrent que la matière érodée peut, pour une période de temps donnée, avoir au moins trois évolutions différentes :

1- elle est transportée directement hors du bassin-versant
2- elle est retenue dans le bassin-versant :
    a. sur les versants ou dans les drains d'ordre inférieur au drain principal du Pilcomayo
    b. le long du « Pilcomayo ».

La figure de synthèse (Figure III.88) illustre l'influence du flux d'eau et du coefficient d'érodabilité sur ce comportement.

Les courbes d'isovaleurs de l'érosion met en avant les domaines d'érosion à « transport limité » (la valeur de l'érosion est alors indépendante de la valeur du coefficient d'érodabilité) et ceux d'érosion à « disponibilité ou érodabilité limitée » (la valeur de l'érosion ne dépend pas de la valeur du flux d'eau). En complément de cette bimodalité vient s'ajouter le rôle du transport à longue distance (transport en dehors du bassin des sédiments). Pour des faibles flux d'eau, plus de 50 % des produits de l'érosion est retenu dans le bassin–versant. Même pour de fortes valeurs du flux d'eau, plus de 20 % des sédiments peuvent être retenus dans le bassin-versant. En fait, il semblerait qu'il existe une zone optimum (pour les valeurs du flux et de l'érodabilité) permettant le transport à longue distance (hors du système) de toute la matière érodée.

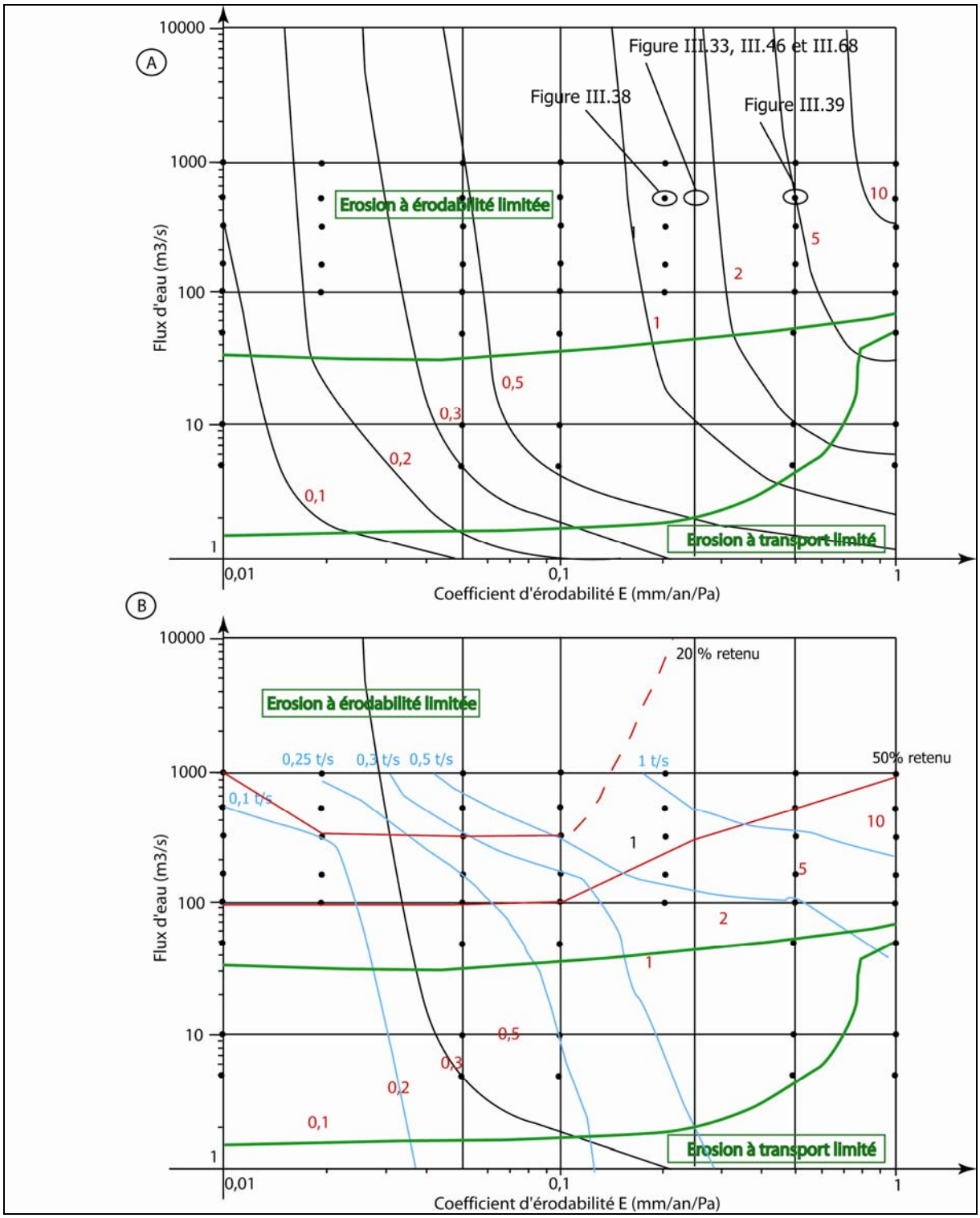


Figure III.88 : A) Courbe d'isovaleurs (courbes noires, valeurs en rouge) de l'érosion moyenne du bassin versant (mm/an) en fonction de la valeur du flux d'eau et du coefficient d'érodabilité (les points noirs correspondent aux données utilisées et les valeurs en rouge à la valeur de l'érosion moyenne). B) Courbes (bleues) représentant le flux en t/s de sédiments qui sort du bassin.

Ce comportement de stockage de la matière dans le bassin-versant est probablement caractéristique d'un régime transitoire dans les relations entre rivière et versant : la figure de synthèse ci-dessus est liée à une durée de 1000 ans, alors que la durée du régime transitoire est de l'ordre de 3000 ans. Pour une durée supérieure à celle de la période transitoire, le comportement de stockage dans le bassin-versant disparaît et le taux d'érosion le long de la rivière « Pilcomayo » tend alors vers une valeur proche du taux d'érosion de l'ensemble du modèle (par exemple pour l'expérience de référence, Figure III.38 et III.39, on tend vers une valeur de l'ordre de 3 mm/an). Un pseudo équilibre s'établit alors entre la rivière et les versants, caractérisé par une érosion générale et une incision du lit des rivières.

L'évolution des versants et de la rivière « Pilcomayo » dépend donc de la dualité entre l'alimentation en sédiments du bassin et le transport fluviatile des sédiments vers l'exutoire, et de l'instauration (ou non) d'un pseudo équilibre.

Ce pseudo équilibre et les périodes transitoires dépendent pour l'essentiel du flux d'eau s'écoulant dans la rivière, en d'autres termes des précipitations et plus globalement du climat.

Le rôle de la granulométrie est très important dans ces interactions. En effet, la figure ci-dessus (Figure III.88) correspond à des simulations réalisées avec une taille de grain réduite (1 mm), et le taux d'érosion est plus important que les taux réels. Si l'on regarde les expériences de la figure III.72 le taux d'érosion moyen diminue considérablement pour atteindre des valeurs de 0,75 mm/an pour une taille de grain maximum de 60 mm.

Pour les expériences numériques simulant le transport d'une fraction fine, quand le bassin-versant du « Pilcomayo » est soumis à un régime de précipitation élevé (climat humide), le transport fluviatile est important et efficace et la plupart des sédiments sont transportés vers l'exutoire. La rivière est donc globalement en érosion.

Quand le régime des précipitations sur le bassin-versant est moins élevé (climat sec), le transport fluviatile est moins efficace et les sédiments provenant des versants ne sont plus transportés dans leur totalité vers la sortie du bassin. Le bassin-versant passe à un système de transport limité. Ces modifications climatiques ont pour conséquences de favoriser l'aggradation dans la rivière. Les terrasses et les surfaces d'abrasion sont les vestiges de cette aggradation passée.

Pour les expériences incorporant plusieurs granulométries, l'évolution du lit du Pilcomayo est beaucoup plus complexe (Figure III.78). L'augmentation des précipitations entraîne soit une incision, soit une ségrégation des fractions granulométriques avec un dépôt de la fraction grossière et un transport de la fraction fine. Ces deux types d'évolution peuvent affecter simultanément différentes portions du lit de la rivière.

C'est le constat que nous avons effectué pendant la campagne de terrain. Dans le village de Mendoza, situé à quelques kilomètres en aval de Sotomayor, la rivière Pilcomayo s'écoule localement sur son substratum. Par contre à Sotomayor même, le

profil transversal extrêmement large et plat suggère un processus actuel de sédimentation.

IV.1.3. Influence de la tectonique sur les remplissages sédimentaires

Dans un contexte tectoniquement actif, nous allons voulu savoir si la tectonique avait une influence globale ou locale sur l'évolution du bassin-versant et sur le remplissage sédimentaire du Pilcomayo. Nous avons donc simulé deux scénarios tectoniques différents : une tectonique différenciant des régimes de surrection entre les grandes structures tectoniques de la Bolivie (cordillère orientale et zone interandine) et une tectonique plus locale (zone de failles située entre Puente Sucre et Sotomayor).

Pour les deux scénarios tectoniques simulés, les résultats montrent que la tectonique influence pas ou de façon très négligeable l'évolution globale du bassin-versant (l'érosion moyenne ne variant quasiment pas). Toutefois, la tectonique peut avoir localement un effet sur la morphologie de la rivière. En effet, suite à une surrection, la pente de la rivière est localement augmentée. Cette augmentation induit un passage d'un comportement « sédimentaire » vers un comportement « érosif ». Pour diminuer cet effet, la rivière diminue localement sa pente.

Nous avons vu dans le chapitre 3 présentant les données qu'il existait une surrection différentielle entre la cordillère orientale et la zone interandine (la limite se situant entre Sotomayor et Uyuni). De plus, les données de terrain montrent que les hauteurs sédimentées sont plus élevées en amont (Puente Sucre par exemple) qu'en aval (Uyuni et Sorama par exemple). Cette différence de hauteur de sédimentation pourrait être une piste à explorer comme marqueur de la tectonique dans le bassin. Toutefois, les données ne sont pas assez nombreuses (seulement cinq puits de référence) pour valider cette explication.

IV.1.4. Influence du climat sur les remplissages sédimentaires

Nous avons vu précédemment l'importance du climat sur l'évolution du bassin-versant du Pilcomayo et sur le remplissage sédimentaire de la rivière. Nous allons donc détailler plus précisément comment s'enregistrent les variations climatiques dans le bassin.

Nous avons déjà vu dans le paragraphe précédent (IV.1.1) que le climat jouait un rôle non négligeable sur l'évolution du bassin-versant en augmentant l'érosion moyenne du bassin.

Les simulations numériques ont montré l'importance de l'introduction de plusieurs granulométries dans la modélisation. L'augmentation du flux d'eau, donc du régime des précipitations, facilite le transport des sédiments (surtout pour les classes grossières) vers l'exutoire.

Toutefois, les variations climatiques jouent un rôle prépondérant dans l'évolution du lit de la rivière. En effet, en fonction des conditions climatiques, la rivière Pilcomayo incise ou sédimente et, dans le cas de la sédimentation, la nature des éléments sédimentés dépend également des conditions climatiques.

Les expériences monogranulaires montrent que si les précipitations sont suffisamment intenses, tous les sédiments sont transportés en dehors du bassin et la rivière incise soit les sédiments anciennement déposés, soit le substratum (Figure III.69). Quand les conditions climatiques sont favorables à de faibles précipitations, le transport des sédiments est peu efficace et la rivière à tendance à aggrader.

La variation du profil en long de l'expérience monogranulaire (Figure III.89) en fonction de la variation du flux d'eau illustre ces aspects.

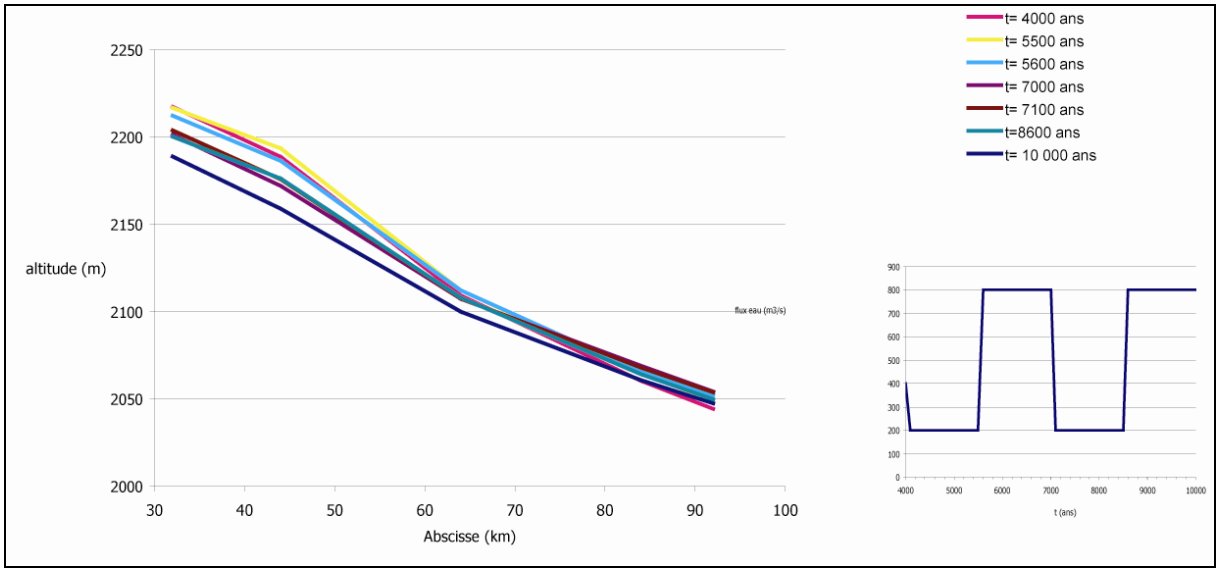


Figure III.89 : Evolution du profil en long en fonction du flux d'eau pour un modèle à une seule granulométrie

On retiendra que globalement la sédimentation se produit pendant les périodes sèches et l'érosion pendant les périodes humides. On observe aussi que ces périodes sèches sont généralement associées à de fortes pentes (afin de compenser le déficit en facilitant le transport gravitaire) et les périodes humides à de faibles pentes. Enfin, les fluctuations de la hauteur de sédimentation de la rivière sont plus importantes d'aval en amont.

Les simulations numériques ont montré également l'importance de l'introduction de plusieurs granulométries dans la modélisation. Le comportement de la rivière est alors plus complexe.

L'évolution au cours du temps des profil en long montre clairement que les taux d'accumulation des sédiments sont plus forts durant les périodes humides (voir Figure III.78, paragraphe III.5.4).

A « Sorama » (Figure III.90), associé aux périodes d'augmentation des précipitations, on observe le dépôt d'unités grossières avec des forts taux d'accumulation. On observe cependant un décalage dans la relation entre l'augmentation du flux d'eau et l'apport de grossier. Ces unités grossières ne correspondent pas exactement avec les périodes humides. Par exemple, à

« Sorama », un épisode de sédimentation d'éléments de taille moyenne se produit au cours d'une phase humide, aux environ de 6000 ans.

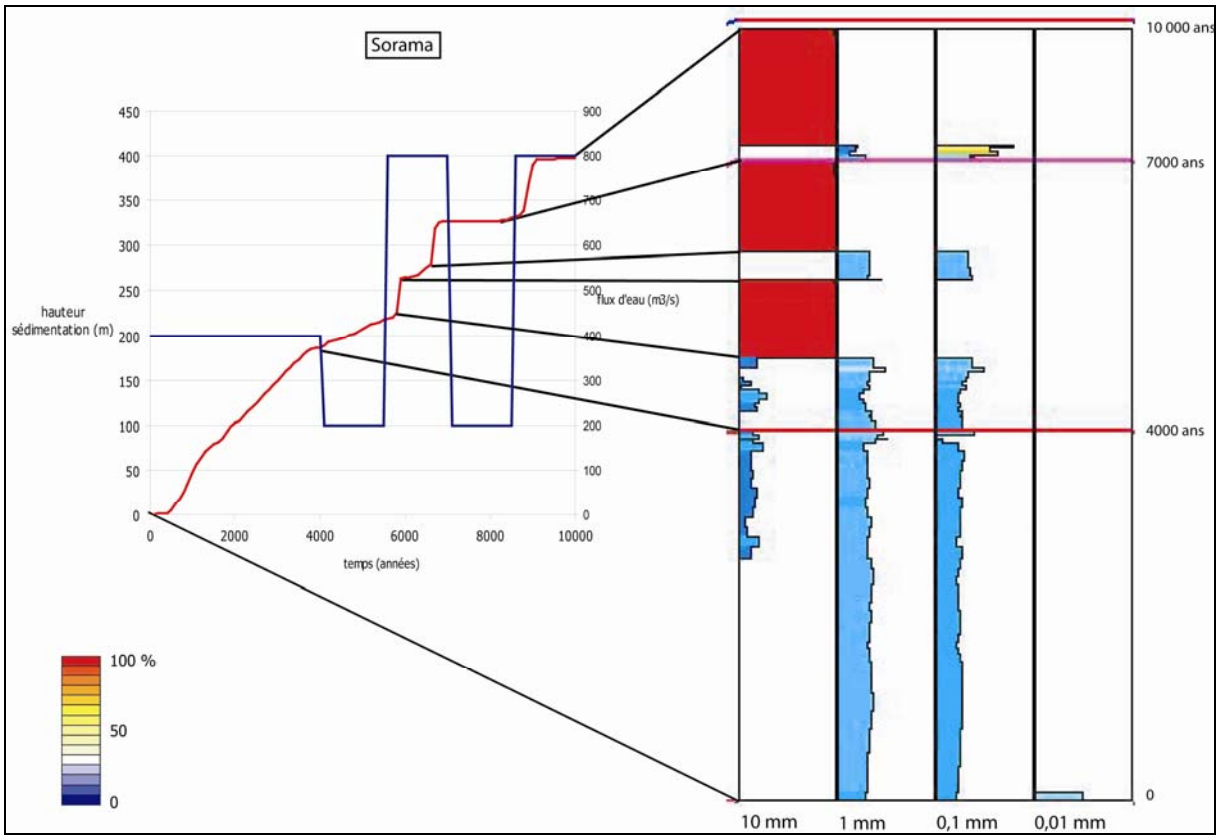


Figure III.90 : Variation d'altitude du lit de la rivière, à la station de Sorama, et représentation de la proportion granulométrique dans la colonne sédimentaire préservée lors de fluctuations climatiques de durées inférieures à la durée de la période transitoire

Par contre à « Tasapampa », le début de la première phase sèche entraîne brutalement le dépôt d'un corps sédimentaire grossier à 4000 ans (Figure III.91). Ceci pourrait s'expliquer par le développement de la sédimentation en provenance d'un affluent latéral qui décale le cours principal de la rivière (les logs situés sur la rivière principale en début de simulation peuvent ne plus l'être en cours d'expérience).

Le début de la phase humide (à 5500 ans à « Puente Sucre ») entraîne même une érosion momentanée. Ce phénomène est dû à la diminution de la pente générale de la rivière (Figure III.92) lors de la phase humide mais ne se reproduit pas pour le deuxième cycle climatique.

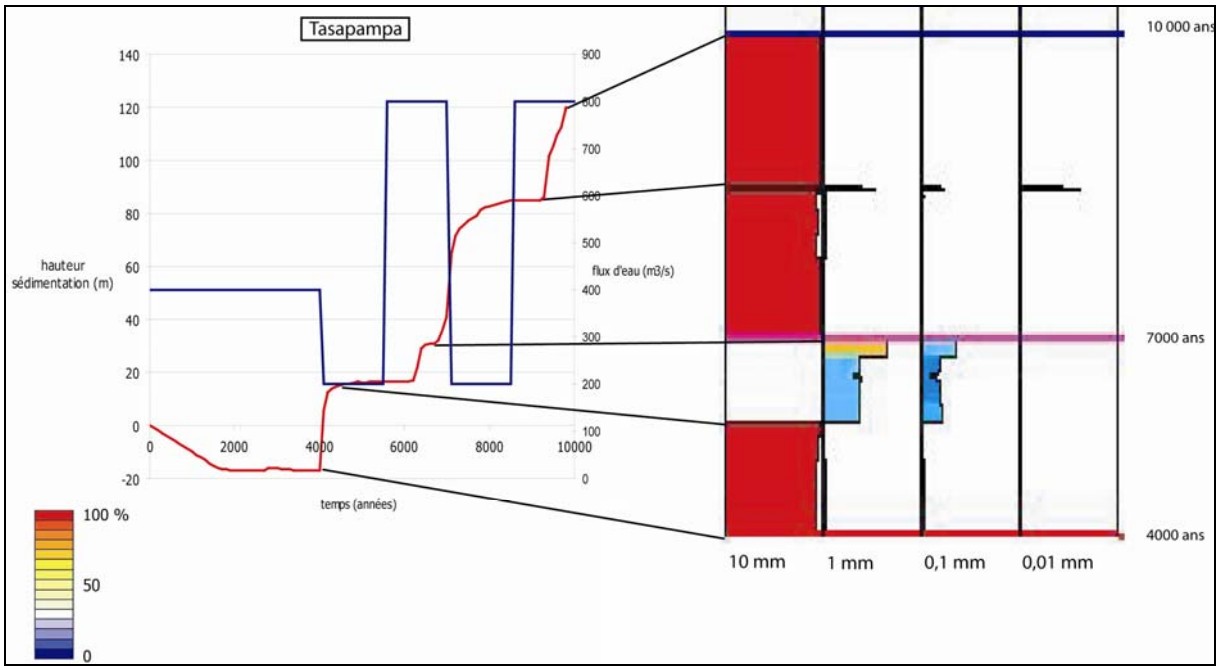


Figure III.91 : Variation d'altitude du lit de la rivière, à la station de Tasapampa, et représentation de la proportion granulométrique dans la colonne sédimentaire préservée lors de fluctuations climatiques de durées inférieures à la durée de la période transitoire.

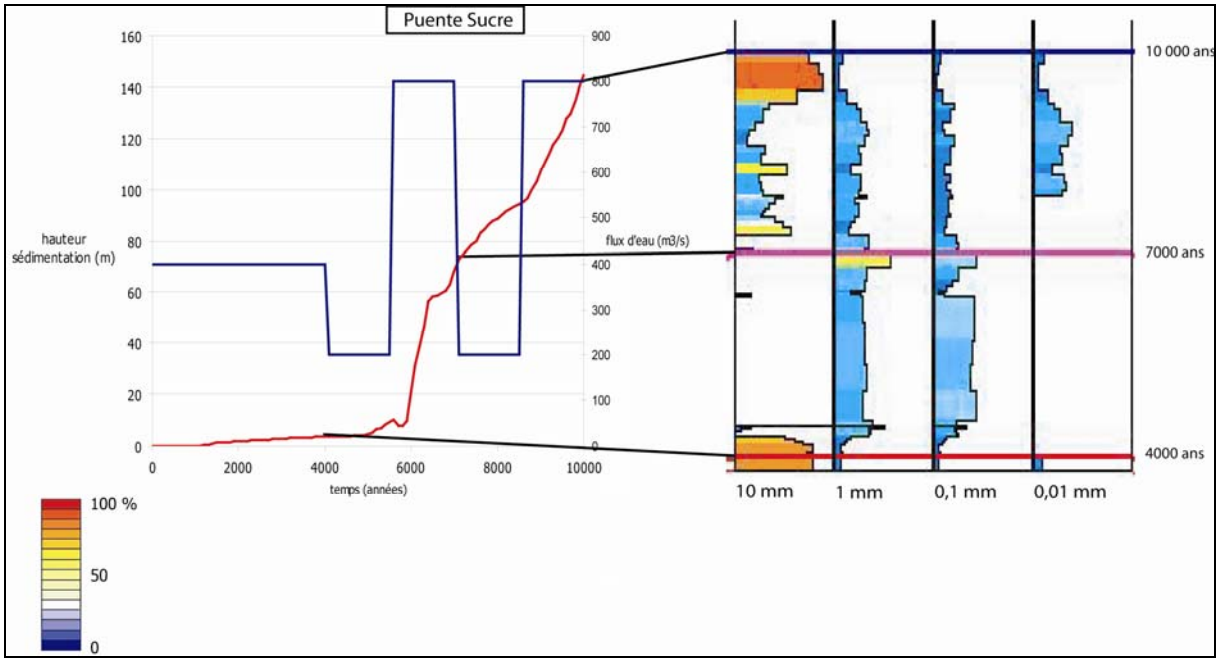


Figure III.92 : Variation d'altitude du lit de la rivière, à la station de Puente Sucre, et représentation de la proportion granulométrique dans la colonne sédimentaire préservée lors de fluctuations climatiques de durées inférieures à la durée de la période transitoire.

Ainsi, en fonction de l'intensité des précipitations, la concentration en éléments grossiers sera plus ou moins importante. Quand les précipitations sont faibles, la rivière dépose des éléments fins et quand les précipitations sont plus élevées la rivière sédimente des éléments beaucoup plus grossiers.

IV.1.5. Une synthèse des règles déduites de la modélisation

Suite à l'analyse des différentes expériences numériques, nous proposons des règles d'interprétation des objets naturels qui sont résumées dans le tableau suivant ci-dessous (Tableau III.4).

Observation dans le lit de la rivière principale	**Cause(s) globale(s) de sa formation**	**Le paramètre de contrôle dans COBASE, ou référence à d'autres études**	**Référence de l'expérience**
Sédiments faiblement roulés de provenance latérale	• diminution de la largeur du lit de la rivière • capacité de transport inférieure à l'apport latéral de sédiments non transportés additionné de l'apport amont de la rivière : - faible capacité de transport - fort apport latéral	• faibles précipitations • faibles précipitations • forte érodabilité	• Figure III.88 (bas) • Figure III.88 (haut-droite)
Accroissement général de la taille des grains (Forte épaisseur et accroissement tout le long de la rivière)	• forte contrainte de cisaillement • capacité de transport inférieure ou égale à l'apport	• augmentation transitoire des précipitations	• Figure III.81
Accroissement local (faible épaisseur ou un seul log) de la taille des grains	• transport sélectif des fines, apport latéral de grossier • cône grossier d'un affluent	• tectonique ou diminution transitoire des précipitations, ou augmentation transitoire des précipitations, ou avulsion (déplacement latéral de la rivière ?)	• Figure III. 81 Figure III.91
Incision du lit d'une rivière alluviale • totalité du lit d'amont en aval • partie amont	• capacité de transport supérieure à la charge • profil de la rivière trop penté	• pseudo équilibre vers lequel tend un bassin versant où l'incision de la rivière égale le taux d'érosion moyen • régime transitoire suite à un accroissement des précipitations	• Figure. III.38, Figure III.40. • Figure III.40
Surface d'abrasion latérale	• accroissement de la largeur de la rivière • déplacement latéral du lit actif de la rivière	• accroissement du flux d'eau (Chapitre II.5) • processus d'adaptation entre taux d'incision de la rivière et taux de surrection (Brocard, 2002)	

accroissement de la pente de la rivière • général • local	• phénomène compensateur de la diminution d'énergie de la rivière • augmentation de pente à l'aplomb d'une zone en surrection • migration vers l'amont d'un knick point	• faible précipitation • vitesse moyenne de surrection et périodicité des événements tectoniques • régime transitoire	• Figure III.68 • Figure III.53

Tableau III.4 : Règles déduites des expériences numériques de la modélisation du bassin du Pilcomayo

Les simulations numériques ont permis de comprendre comment le bassin-versant et la rivière réagissaient en fonction des perturbations tectoniques et climatiques qu'ils subissaient. Elles ont aussi permis d'observer comment ces perturbations étaient enregistrées dans le paysage du bassin-versant du « Pilcomayo ».

Ainsi, à partir des enseignements tirés de ces expériences numériques, nous allons essayer de reconstruire les différentes étapes nécessaires au remplissage sédimentaire observé à Puente Sucre.

IV.2. Reconstruction des conditions climatiques et tectoniques du remplissage de Puente Sucre

Les terrasses observées à Puente Sucre sont les témoins d'un remplissage sédimentaire passé. Leur nombre et leur qualité d'affleurement constituent un critère de choix pour s'intéresser de plus près à ce remplissage. A partir des enseignements tirés des expériences numériques, nous allons tenter de retracer l'histoire du remplissage sédimentaire à Puente Sucre.

Nous avons vu dans la partie présentant les données contraignant les paramètres du modèle COBASE que le remplissage de Puente Sucre était complexe. Nous avions dès lors, à partir de la synthèse des informations récoltées sur les deux rives, proposé un scénario retraçant l'histoire de ce remplissage. Nous allons donc voir si le scénario proposé est en adéquation avec les « règles » obtenues grâce aux expériences numériques.

IV.2.1. Interprétation du remplissage de Puente Sucre (rive gauche et droite) à partir des enseignements issus de la modélisation

a- Interprétation de la rive gauche

Dans la partie II.5.3, nous avons fait une analyse descriptive et géométrique (en terme de variation du niveau de la rivière) des remplissages observés à Puente Sucre. Suite aux enseignements obtenus grâce à la modélisation, nous allons tenter d'interpréter ces observations en terme d'énergie de la rivière et de conditions climatiques.

L'analyse de détail du paléoméandre du Pilcomayo, de la rive gauche de Puente Sucre, a permis de dessiner trois logs qui mettent en évidence les différents faciès que ont aggradé dans ce remplissage (Figure III.93). Reprenons donc en détail les puits I, III et V.

Ces trois logs sont constitués alternativement d'éléments arrondis (galets, sables grossiers) provenant du Pilcomayo et d'éléments anguleux issus des versants. Cette alternance de faciès témoigne de variations climatiques (variations de précipitations) pendant la phase de remplissage.

Le remplissage commence par une grande phase d'aggradation d'environ 60 mètres (dont environ 50 m est encore actuellement sous le niveau actuel de la rivière). Le remplissage dans le paléoméandre est constitué d'une alternance entre des éléments fins de type sables-argileux et des barres de galets peu grossiers (puits V). Il indique que la rivière n'avait pas assez d'énergie pour transporter les sédiments vers l'aval et que le régime de précipitations était relativement bas.

Au-dessus vient se déposer des éléments dont la taille granulométrique devient de plus grande jusqu'à former 15 m au-dessus une barre de galets roulés et d'éléments anguleux issus des versants. La présence de galets grossiers témoigne de conditions énergétiques plus fortes pour les mobiliser. Globalement la granulométrie moyenne du remplissage augmente, et compte tenu des expériences numériques précédentes, cette augmentation serait liée à un flux d'eau plus élevé, c'est-à-dire à des précipitations plus fortes qu'au début de l'aggradation. Cette élévation de l'énergie

de la rivière s'exprime aussi par une surface d'abrasion située aux environs de 26-27 m au-dessus du niveau actuel de la rivière.

Au-dessus de ces faciès, trois barres de galets roulés se déposent (entre 0 et 5 m pour le puits I et entre 20 et 25 m pour le puits III). La formation de ces chenaux indique des conditions énergétiques beaucoup plus fortes capables de mobiliser des éléments grossiers pluricentimétriques.

Au-dessus de ces chenaux, les dépôts sont de nature sableuse avec quelques éléments anguleux assez petits dans le puits I. Les conditions énergétiques sont devenues beaucoup plus faibles et l'aggradation d'éléments fins semble montrer que l'on se trouve dans une période sèche.

Ensuite, le niveau de tuf se dépose et est conservé dans les apports latéraux de versants dans le puits I et dans des galets dans le puits III. La conservation du niveau de tuf est une preuve supplémentaire des conditions énergétiques très basses du Pilcomayo à cette période.

Juste après le niveau de tuf se dépose des barres de galets, de tailles moyennes (quelques centimètres) (puits III), témoignant de conditions énergétiques plus fortes.

Dans le puits I un cône alluvial se forme et dépose 25 m de sédiments anguleux. Dans le puits III aucun sédiment ne s'est déposé ou a été conservé. Le paléoméandre a été abandonné puis la Pilcomayo a réincisé son lit sur environ 40 m.

Le passage d'un chenal à méandre à chenal droit indique une augmentation de l'énergie de la rivière. De plus, la réincison du Pilcomayo témoigne également de conditions énergétiques très fortes.

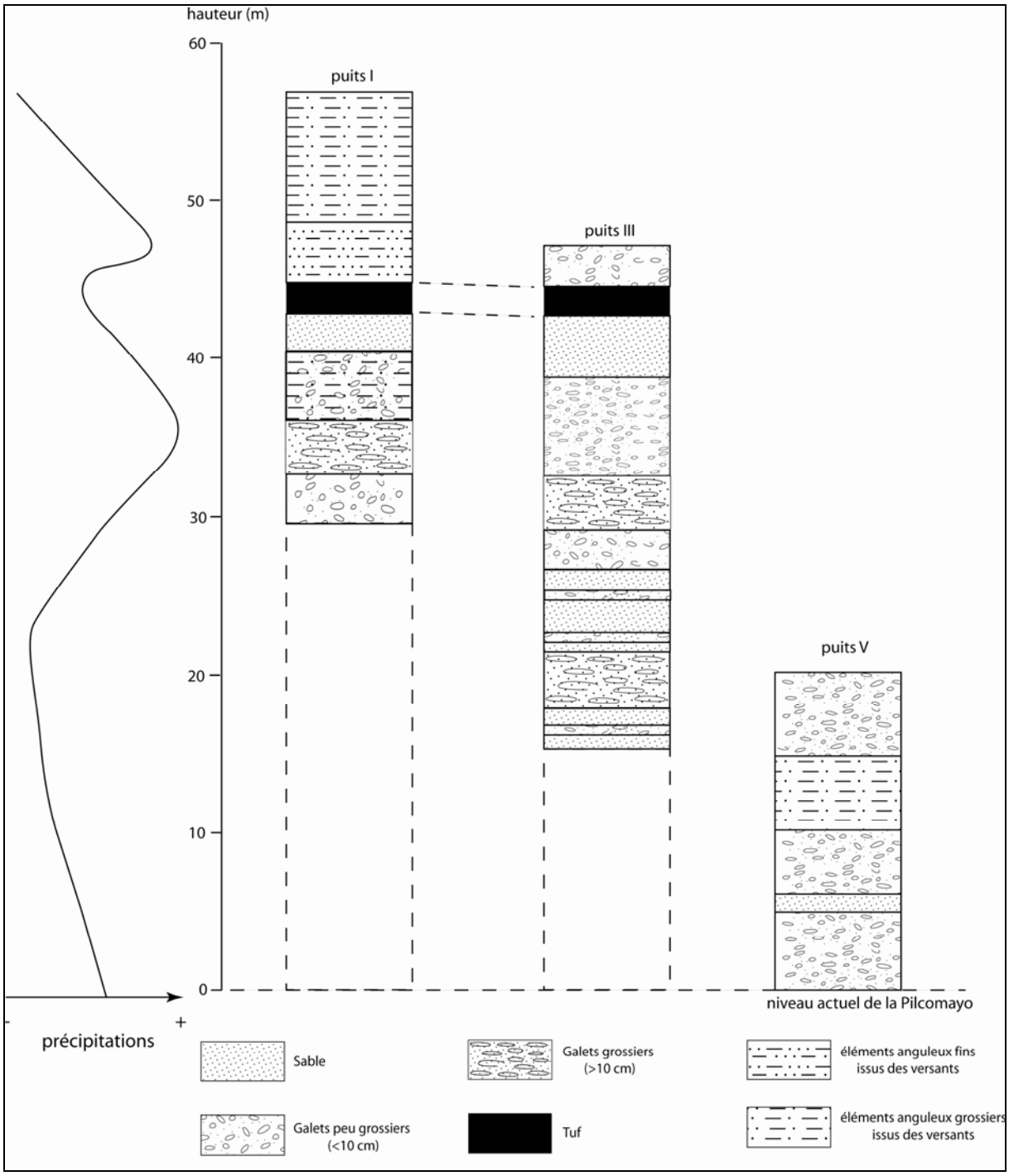


Figure III.93 : Puits I, III et V de la rive gauche du Pilcomayo à Puente Sucre (localisation : Figure III.33)

b- Interprétation de la rive droite

Nous avons vu dans le paragraphe précédent qu'il était possible de retrouver des tendances climatiques dans le remplissage du paléoméandre sur la rive gauche du Pilcomayo. Nous allons utiliser la même démarche pour analyser la rive droite du Pilcomayo à Puente Sucre. Reprenons le schéma de la figure II.35 (Figure III.85). Nous avions indiqué les différentes phases d'aggradation qui ont permis la formation de ce remplissage.

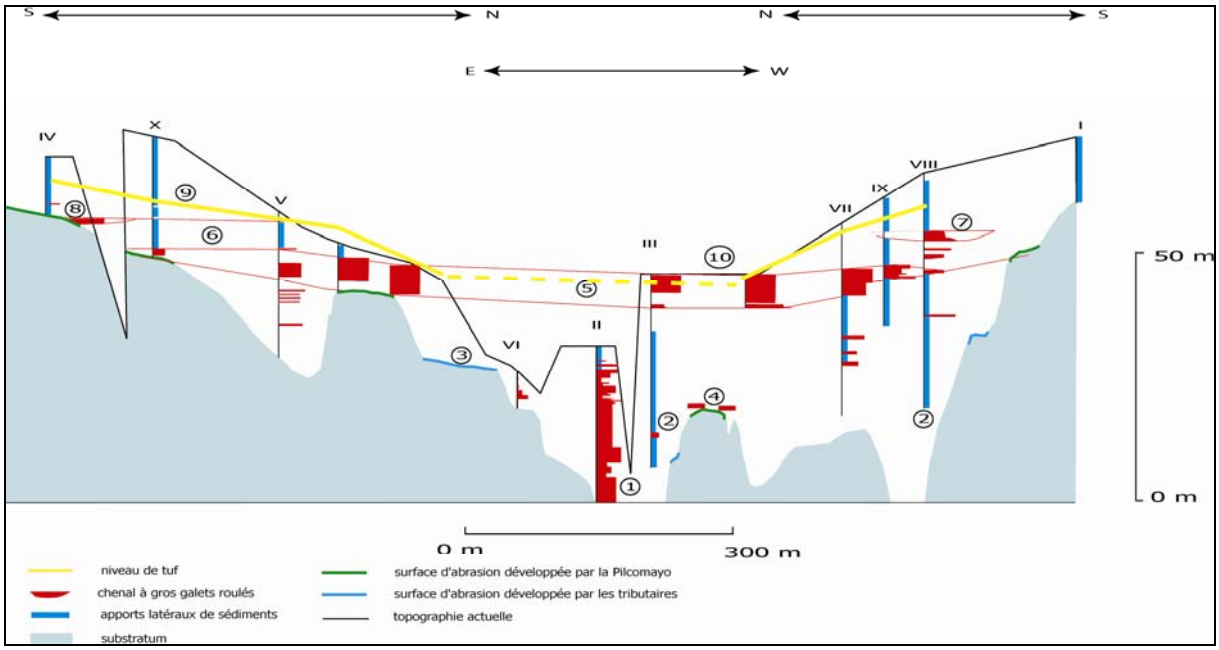


Figure III.94 : Aggradation complexe sur un versant à Puente Sucre (rive droite). La corrélation entre les différentes coupes a été réalisé selon une ligne brisée suivant d'abord un affluent actuel (orienté (S-N), puis suivant la Pilcomayo (orienté E-W), enfin en remontant un deuxième affluent (orienté N-S)

① Aggradation du Pilcomayo
② Aggradation dans les tributaires
③ Surface d'abrasion développée par les tributaires
④ Surface d'abrasion développée par la Pilcomayo
⑤ Accroissement de l'énergie de transport (accroissement de la granulométrie) et de la largeur du Pilcomayo (développement de surfaces d'abrasion latéralement)
⑥ Progradation d'un cône latéral vers la Pilcomayo
⑦ Chenaux latéraux du Pilcomayo isolés du lit principal
⑧ Niveau maximum du Pilcomayo
⑨ Glacis supérieur
⑩ Topographie lors du dépôt de tuf

La première phase de remplissage commence par une aggradation dans le lit majeur du Pilcomayo (puits II). Ce remplissage est constitué d'éléments roulés assez grossiers mettant en évidence des conditions énergétiques trop faibles pour transporter les classes grossières. Cette aggradation se développe latéralement au niveau de paléoaffluents (puits VII et VIII) par le dépôt de quelques chenaux de

galets. Ces chenaux restent toutefois ennoyés dans des sédiments anguleux provenant des versants montrant que les conditions énergétiques n'étaient pas très intenses.

Une phase majeure se déroule ensuite et se traduit par un dépôt conséquent d'un corps conglomératique qui vient recouvrir les sédiments fins de plaines d'inondation et les sédiments déposés dans les paléoaffluents. La géométrie du corps conglomératique, indiquant une augmentation de la largeur du lit majeur, ainsi que la surface d'abrasion majeure développée par le Pilcomayo à la base de ce corps témoignent d'une énergie de transport plus élevée (les sédiments fins et les apports latéraux ne sont pas conservés).

Un cône latéral vient ensuite prograder vers le lit majeur de la rivière. La base de ce cône montre qu'il est dans sa partie centrale (entre le puits V et VI) à une altitude plus faible que certains dépôts du corps conglomératique (puits X). Il semble donc que les conditions énergétiques de la rivière aient été suffisamment importantes pour pouvoir éroder les sédiments anciennement déposés.

Après le cône latéral, une phase d'aggradation permet à la Pilcomayo d'atteindre un niveau maximum estimé à environ 55 m au-dessus du Pilcomayo actuelle. Cette phase d'aggradation est constituée d'éléments roulés de faibles granulométries et indique des conditions énergétiques faibles (période climatique peu humide).

Ensuite, un glacis supérieur vient recouvrir le niveau maximum du Pilcomayo. Dans ce glacis vient s'intercaler le niveau de tuf. Latéralement des apports latéraux viennent combler le remplissage. Le niveau de tuf n'est pas conservé dans la partie centrale du remplissage.

Ce remplissage a ensuite été incisé sur près de 60 mètres mettant en évidence une grande phase climatique humide.

IV.2.2. Comparaison de l'histoire des 2 rives et de l'évolution climatique régionale

Les observations et interprétations faites sur les deux remplissages à Puente Sucre permettent de retracer l'histoire du remplissage du Pilcomayo dans la partie amont de la rivière.

Différentes phases climatiques ont été enregistrées sur le territoire bolivien ou plus globalement sur une partie de l'Amérique du Sud. Ces phases se différencient par des périodes sèches et des périodes humides. Trois grandes périodes humides ont été reconnues en Bolivie.

Compte tenu des résultats obtenus précédemment à partir des expériences numériques, il s'avère que les périodes de fortes précipitations correspondent à des phases d'incision de la rivière. Quand les précipitations sont moins intenses mais restent tout de même importantes, il se produit une ségrégation des éléments les plus grossiers, les éléments les plus fins restant transportables vers la sortie du bassin. Enfin, pour des conditions climatiques très sèches, les sédiments, aussi bien ceux de la rivière que les sédiments issus des versants, sont difficilement transportables.

L'aggradation majeure sur une hauteur d'environ 35 m pourrait correspondre à la période situé entre la phase Minchin et la phase Tauca (entre 25 000 et 16 000 ans

BP). Le développement d'une surface d'érosion latérale et le dépôt du corps conglomératique sembleraient correspondre à période humide Tauca qui a durée environ 4000 ans (16 000 ans à 12 000 ans). Le développement du cône latéral au-dessus du corps conglomératique serait lié à la période sèche entre la phase Tauca et Coipasa (10 000 ans à 12 000 ans BP). Le tuf vient ensuite se déposer sur les apports latéraux. La période de dépôt estimée par Davidson et al. (1992) entre 12 000 et 20 000 ans n'est pas en contradiction avec notre estimation de la période de dépôt du tuf. La phase humide Coipasa pourrait s'être enregistrée juste après le dépôt du tuf puisque des barres de galets sont observées au-dessus du tuf sur la rive gauche (pas directement sur la rive droite).

La dernière phase importante et la plus énergétique est la période d'incision. Le Pilcomayo érode tous les sédiments qui se sont déposés pendant la phase d'aggradation. Cette incision pourrait correspondre à la phase Titicaca, phase reconnue comme étant la plus humide. Cette dernière phase a permis d'abandonner à Puente Sucre les terrasses que l'on observe actuellement.

Parmi les quatre phases humides enregistrées au cours des 45 000 dernières années, deux semblent être liées à une incision de la rivière (période Minchin et Titicaca) et deux autres à une sédimentation d'éléments grossiers (période Tauca et Coipasa) (Figure III.95). Trauth et al. (2003) montrent que les périodes Minchin et Titicaca sont synchrones d'une augmentation de glissements de terrains dans le Nord-Ouest de l'Argentine. Les périodes Minchin et Titicaca sembleraient être beaucoup plus humides que les périodes Tauca et Coipasa et seraient liées à une intensité de l'activité de El Nino-Southern Oscillation (ENSO). Le phénomène El Nino augmenterait non pas les précipitations moyennes mais les fluctuations intra et interannuelles.

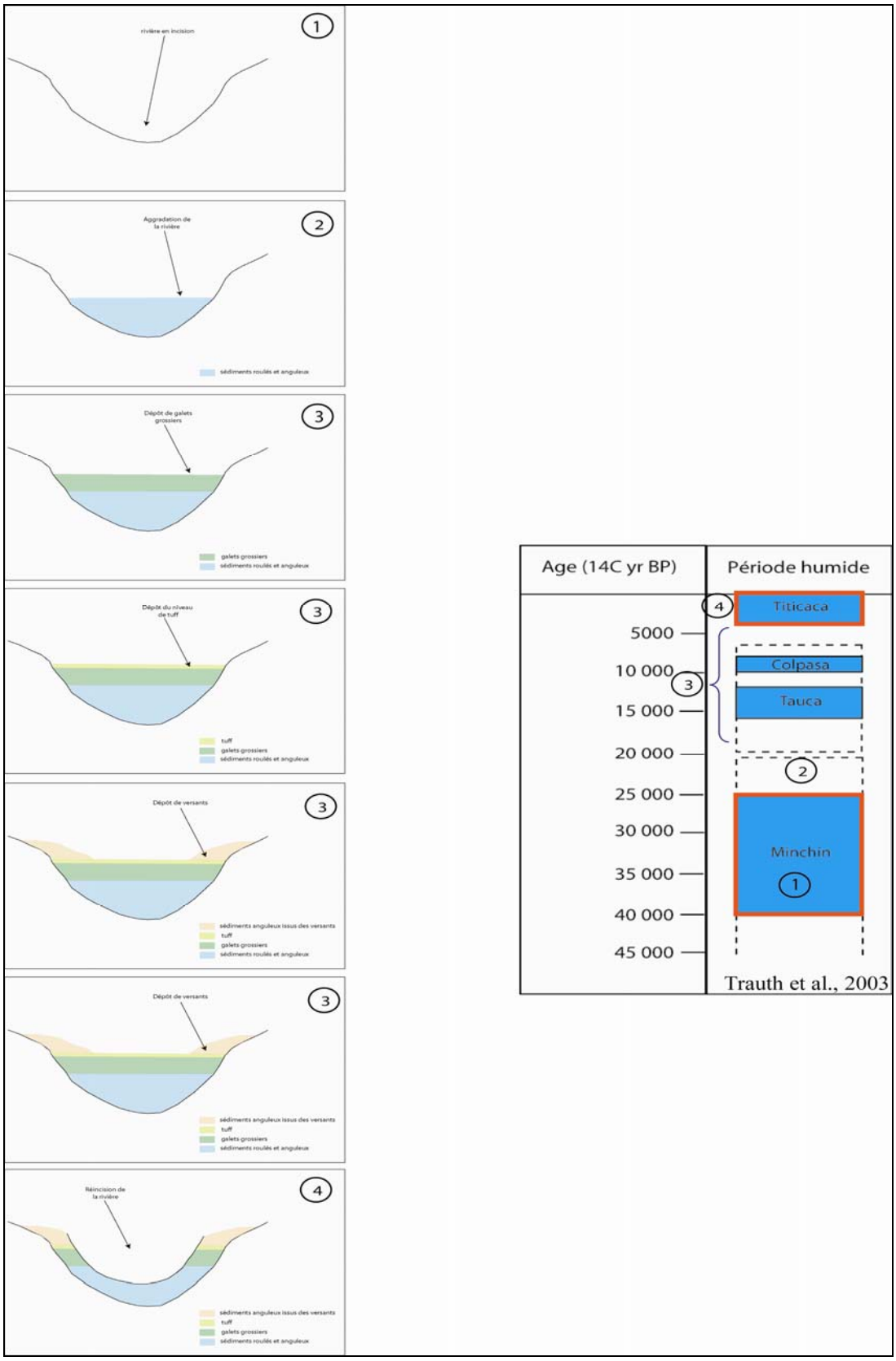


Figure III.95 : Corrélation entre les phases majeures d'évolution du remplissage de Puente Sucre et les phases climatiques connues en Bolivie au cours des 45 000 dernières années.

Conclusion générale

L'étude de l'architecture des bassins sédimentaires, à l'aide de concepts géologiques, repose sur l'estimation de trois grandeurs principales : (1) l'eustatisme, (2) la tectonique, et (3) le flux sédimentaire. Nous nous sommes intéressés dans cette thèse à étudier l'influence de la fluctuation des apports sédimentaires sur le bassin-versant et plus précisément sur leurs impacts sur l'érosion et la sédimentation le long de la rivière.

Le problème majeur lors de l'étude de bassin sédimentaire provient de la complexité à décrypter dans les bassins de front de chaîne la signature des évènements climatiques et tectoniques.

Le propos de ce travail a consisté à développer un modèle numérique simulant l'évolution d'un réseau hydrographique actuel et de son bassin-versant, soumis à des régimes tectoniques et climatiques variés, sur de grandes échelles de temps (plusieurs dizaines de milliers d'années) et d'espace (quelques dizaines à centaines de kilomètres).

(1) le bassin-versant du Pilcomayo (Bolivie)

Compte tenu de la problématique du sujet, nous nous sommes intéressés à un bassin-versant continental de taille moyenne (quelques milliers de km²), situé dans un contexte tectoniquement actif et constitué d'un seul exutoire (bassin fermé) et qui aura été le témoin au cours de son histoire d'une variabilité climatique.

Le bassin-versant retenu est le celui du Pilcomayo situé au Sud-Est de la Bolivie. Il a une superficie d'environ 90 000 km² sur le territoire bolivien et la rivière Pilcomayo a une longueur de 630 km. Le bassin a la particularité de traverser les grandes structures tectoniques des Andes (de l'Ouest vers l'Est : cordillère orientale, zone interandine, zone subandine et la plaine du Chaco). Les observations géomorphologiques que nous avons effectuées sur le terrain, l'imagerie géophysique et satellitaire ainsi que les mesures géodésiques mettent en évidence l'activité tectonique actuelle de la chaîne des Andes.

Le climat actuel sur le bassin du Pilcomayo est spatialement homogène, et se caractérise par une double saisonnalité, marquée par une période des pluies et par une période sèche, et reçoit environ 600 à 700 mm/an. Les études paléoclimatiques, basées sur l'étude des glaciers, lacs et paléolacs, montrent que le bassin du Pilcomayo a été le témoin au cours des 45 000 dernières années de fluctuations climatiques se traduisant par l'alternance (cycles de plusieurs milliers d'années) de périodes humides et de périodes sèches.

Les missions de terrain nous ont permis, dans la partie amont du bassin, de récolter de nombreuses informations concernant les remplissages sédimentaires (sous forme de terrasses alluviales). Ainsi, notre domaine s'est restreint à la partie amont du bassin soit une aire de drainage d'environ 22 000 km² et une longueur du Pilcomayo réduite à 130 km dont la pente moyenne est de 4m/km. Les remplissages

sédimentaires sont constitués par l'alternance d'éléments grossiers et d'éléments beaucoup plus fins ainsi que d'éléments anguleux. Cette aggradation, observable dans de nombreux sites, puis la réincision (abandon des terrasses) témoignent d'événements tectoniques et/ou climatiques.

(2) développement d'un modèle hydrogéologique : le modèle COBASE

De nombreux modèles géomorphologiques et hydrauliques ont été développés ces dernières années. Ces modèles peuvent être regroupés en trois catégories : les modèles géomorphologiques, les modèles hydrauliques et les modèles physiques à grandes échelles. Les modèles géomorphologiques présentent l'avantage d'être simple mais du coup ils ne représentent pas les spécificités granulométriques des sédiments érodés ou déposés. Les modèles hydrauliques sont, quant à eux, très complets mais mal adaptés à la simulation de bassin pour de grandes échelles de temps et d'espace. Enfin, les modèles physiques à grandes échelles ne répondent pas également à nos attentes dans la mesure où qu'ils n'introduisent pas de spécificité granulométrique dans les sédiments.

Ainsi, nous avons développé un modèle numérique, pour de grandes échelles de temps et d'espace, basé sur des équations physiques décrivant l'écoulement de l'eau et le transport de sédiments à plusieurs granulométries. Ce modèle a été appelé COBASE (Continental Basin Sedimentation Erosion).

Le bassin modélisé est discrétisé en un maillage régulier, avec des mailles de longueurs kilométriques. L'écoulement de l'eau est considéré comme permanent et uniforme et turbulent. La vitesse de l'écoulement est modélisée par la loi de Manning-Strickler. Cette loi dépend d'un coefficient de friction qui s'exprime en fonction de la granulométrie moyenne, mesurable sur le terrain, de la charge de fond.

Le transport des sédiments est régi par deux équations. Le transport le long des versants est modélisé par une équation de diffusion, proportionnelle à la pente et à un coefficient de diffusion. Le transport fluviatile des sédiments est modélisé par la loi totale d'Einstein, simulant le transport par charriage et par suspension des particules. La comparaison des prédictions de la loi d'Einstein avec les données de terrain montre qu'elle est la mieux adaptée, parmi les nombreuses autres lois de transport, pour notre zone d'étude.

Le modèle COBASE est régi par trois lois : deux pour simuler le transport des sédiments, qui vont définir la capacité de transport du système, et une pour contrôler la disponibilité estimée à partir de l'érodabilité du sol, proportionnelle à la contrainte de cisaillement. Le flux de sédiments réellement transporté est égal au minimum entre la capacité de transport (fluvial + versant) et l'érodabilité.

(3) Analyse du comportement du modèle

Le comportement du modèle a été testé sur une grille, issue du lissage d'un MNT, définissant la zone amont du Pilcomayo. Les simulations ont montré l'importance de bien définir les conditions aux limites. Nous avons imposé un flux de sédiments nul en amont et une sortie libre en aval. Le modèle COBASE présente un comportement

bimodal en terme d'érosion dépendant du flux d'eau et des paramètres principaux : dans un cas le modèle est en érosion à transport limité et dans l'autre il est en érosion à érodabilité limitée. Cette dualité du comportement s'exprime également en terme de transport. En effet, pour des faibles flux d'eau, l'essentiel des sédiments, issus de l'érosion des versants, reste stocké dans le bassin. Quand le flux d'eau est beaucoup plus fort, les sédiments sont évacués sur des longues distances vers la sortie du bassin.

(4) modélisation numérique du bassin amont du Pilcomayo

Les deux missions de terrain ont permis de récolter un certain nombre de données, complétant les données bibliographiques, pour contraindre le modèle COBASE. Le modèle est contraint par ses paramètres d'entrée (climat et tectonique) et ses paramètres (érosion moyenne du bassin, volume et nature des sédiments déposés).

- Paramètres d'entrée

Les données de précipitation enregistrées à Sucre et les mesures de flux d'eau effectuées à Villa Montes permettent d'estimer un flux d'eau moyen à l'exutoire de notre zone d'étude de 100 m^3/s pour la période actuelle. Les premières simulations numériques effectuées ont montré que ce flux d'eau était très insuffisant pour transporter les sédiments de tailles moyennes et grossières. Dès lors, nous avons supposé que le transport des sédiments était efficace pendant les crues centenales et millénaires. L'analyse des précipitations au cours des cinquante dernières années, au niveau de Puente Sucre, a permis d'estimer un flux d'eau moyen pendant les crues centenaires de 400 m^3/s. Nous avons ainsi pu tracer une courbe de flux d'eau annuelle simplifiée. Les études paléoclimatiques mondiales et boliviennes permettent de définir des périodes humides et des périodes sèches (périodes durant plusieurs milliers d'années).

Les études tectoniques récentes montrent une surrection plus faible (<0,1 mm/an) dans la cordillère orientale (partie Ouest de la zone d'étude) que dans la zone interandine (~0,5 mm/an) (partie Est de la zone étudiée).

- Paramètres de sortie

L'érosion moyenne de notre zone d'étude a semble t'il varié au cours des dix derniers millions d'années (de 0,2 à 0,7 mm/an). L'érosion actuelle a été estimée à 0,7 mm/an et semble correspondre à une période de forte incision.

Les missions de terrain ont permis d'étudier les remplissages sédimentaires dans cinq sites différents (d'amont en aval : Tasapampa, Puente Sucre, Sotomayor, Uyuni et Sorama) le long du Pilcomayo. L'analyse de ces remplissages sédimentaires a permis de définir des lignes de temps grâce aux datations cosmogéniques et à l'identification d'un niveau de tuf.

Ces sites permettent pour un point donné du modèle numérique de contraindre les hauteurs de sédimentation et la nature des éléments sédimentés.

Les simulations numériques ont permis de mieux comprendre comment le climat et la tectonique pouvaient influencer l'évolution d'une rivière et de son bassin-versant et s'enregistrer.

Les simulations ont permis de montrer qu'il existait une interdépendance entre les versants et la rivière. Les versants apportent l'essentiel des sédiments vers la rivière grâce au transport gravitaire. Le ruissellement n'apporte qu'une faible quantité de sédiments vers le drain principal. Les versants alimentent la rivière en sédiments et cette dernière les transporte vers l'exutoire du bassin.

L'évolution des versants et de la rivière Pilcomayo dépend de la dualité entre l'alimentation en sédiments du bassin et le transport fluviatile des sédiments vers l'exutoire. Si l'apport en sédiments des versants est trop faible par rapport à la capacité de transport fluviatile, le système est en érosion à disponibilité limitée. Dans le cas inverse, le système se trouve en érosion à transport limité.

La capacité de transport de la rivière dépend essentiellement du flux d'eau, c'est-à-dire du régime des précipitations dans le bassin. Quand les conditions climatiques favorisent de fortes précipitations, les conditions énergétiques du Pilcomayo sont élevées et les sédiments sont facilement transportables sur de grandes distances vers l'exutoire. Si les conditions climatiques ne sont pas favorables à des précipitations, le transport fluviatile est peu efficace et les sédiments (surtout les classes grossières) sédimentent dans la rivière.

Les simulations numériques ont montré que la tectonique n'influençait pas l'évolution du bassin-versant de façon globale mais pouvait influencer localement la morphologie de la rivière en modifiant la pente de l'écoulement. En effet, nous avons réalisé plusieurs scénarios tectoniques, une tectonique différenciant des régimes de surrection entre les grandes structures tectoniques de la Bolivie (cordillère orientale et zone interandine) et une tectonique plus locale (zone de failles située entre Puente Sucre et Sotomayor). Dans le cas de l'activité d'une faille, la pente de la rivière est augmentée localement. Pour récupérer son profil d'équilibre initial, la rivière diminue localement sa pente d'écoulement. De plus, la tectonique influence localement le volume et la nature des éléments sédimentés. En effet, dans le cas de l'activité locale d'une faille, la tectonique permet à cette zone de passer en incision et de transporter, via l'augmentation de pente, les sédiments vers l'aval.

Les études bibliographiques ont montré qu'il existait une surrection différentielle entre la cordillère orientale et la zone interandine (la limite se situant entre Sotomayor et Uyuni). Il s'avère de plus que les hauteurs des terrasses sont plus élevées en amont (Puente Sucre par exemple) qu'en aval (Uyuni et Sorama par exemple). Cette différence de hauteur pourrait être une piste à explorer comme marqueur de la tectonique dans le bassin. Toutefois, les données ne sont pas assez nombreuses (seulement cinq puits de référence) pour s'assurer de la validation de cette explication.

Contrairement à la tectonique, les variations climatiques influencent l'évolution globale du bassin-versant. En effet, l'augmentation des précipitations induit une érodabilité plus forte et favorise une augmentation de l'érosion moyenne ainsi que du flux sortant de sédiments. Le climat, via les précipitations, contrôle les phénomènes

d'incision et d'aggradation de la rivière. De plus, dans le cas de l'aggradation, le climat contrôle également la nature des éléments qui composent le remplissage et montre l'importance de l'intégration de plusieurs granulométries dans la modélisation afin d'être le plus fidèle à la réalité.

Quand les conditions climatiques ne sont pas favorables à une forte énergie de transport, les sédiments fins se déposent et les apports latéraux issus des versants sont conservés dans le remplissage sédimentaire.

Les fortes précipitations favorisent des conditions énergétiques de transport fortes et permettent le transport de l'ensemble des sédiments ou des classes granulométriques les moins grossières. Ainsi, la rivière s'enrichit en éléments très grossiers.

Enfin, pour des conditions climatiques exceptionnelles, les sédiments sont complètement transportés vers la sortie du bassin (même les grossiers) et la rivière incise les sédiments anciennement déposés ou le substratum.

Les enseignements tirés de ces nombreuses simulations numériques, grâce au modèle COBASE que nous avons développé, ont permis de mieux comprendre comment la tectonique et le climat pouvaient s'enregistrer dans les remplissages sédimentaires. L'utilisation de ces résultats pour décrypter les signaux climatiques dans le remplissage sédimentaire de Puente Sucre a permis de distinguer différentes phases climatiques (périodes sèches et humides). Les phases climatiques individualisées semblent être les phases connues sur une grande partie de l'Amérique du Sud. Il semblerait que la phase Coipasa et Tauca correspondraient à des accumulations de sédiments grossiers liés à des conditions de précipitations intenses mais pas suffisantes pour réinciser son lit. La phase Minchin et Titicaca sembleraient être des phases beaucoup plus énergétiques et correspondraient aux phases d'incision de la rivière. Ces deux dernières phases, plus humides que les précédentes, seraient liées à l'activité de El Nino qui favoriserait l'augmentation des précipitations intra et interannuelles.

(5) Bilan et perspectives

Au terme de l'application de COBASE sur le bassin-versant du Pilcomayo, le temps est venu de faire le bilan des points forts et faibles de notre modèle et d'envisager de futurs développements.

Le transport des sédiments est simulé par une loi de diffusion qui a été abondamment utilisée par les géomorphologistes. Dans notre modélisation, nous supposons le coefficient de diffusion constant. Cette hypothèse simplificatrice n'est applicable que dans le cas où la lithologie, la végétation, le climat (gel-dégel), et les influences anthropiques etc… sont constants sur le bassin étudié. Dans le cas du bassin-versant étudié, cette hypothèse est une bonne approximation mais dans le détail cela peut s'avérer plus compliqué à modéliser.

La résolution des équations nécessitait une équation de fermeture du système. Nous avons utilisé une loi reliant la largeur de la rivière au flux d'eau. Cette loi trouve rapidement ses limites quand on s'intéresse aux problèmes de gorges dans la rivière. En effet, si l'on compare les données cartographiques ou de terrain avec les

prédictions de la largeur, on se rend bien compte que localement cette loi simplificatrice n'est plus valide.

Notre modélisation souffre aussi d'un manque de données. En effet, nous avons dû effectuer des hypothèses simplificatrices pour estimer les débits hydriques actuels et passés à Puente Sucre. Ainsi, nous avons dû augmenter artificiellement les débits afin qu'ils puissent transporter des éléments grossiers.

Malgré ces points faibles, le modèle COBASE nous a permis de mieux appréhender le rôle de la tectonique et du climat dans l'évolution d'un bassin-versant en domaine tectoniquement actif et dans le remplissage le long de la rivière. Les nombreuses simulations effectuées montrent que le modèle est physiquement et géologiquement cohérent. Le modèle COBASE peut dès lors être utilisé comme un test d'une base de données.

Même si les données en notre possession ne nous permettrent pas de reconstituer fidèlement l'évolution du remplissage de la rivière Pilcomayo au cours de l'Holocène, la modélisation nous a permis de tirer quelques enseignements pour mieux comprendre le remplissage sédimentaire du Pilcomayo (à Puente Sucre par exemple). Les enseignements tirés du modèle nous permettent même d'envisager une corrélation entre les estimations des périodes régionales humides et sèches de la Bolivie et les observations des remplissages effectuées sur le terrain.

Un des points intéressants qui pourrait être développé est la compréhension du rôle des crues (annuelles, centenales, ou millénales) dans le remplissage d'une rivière. Nous avons supposé que le déplacement des galets les plus grossiers s'effectuait pendant les périodes de crues étant donné que les flux d'eau actuels moyens ne sont pas suffisamment élevés pour les mobiliser.

De plus, dans notre modèle, nous avons, volontairement, omis d'intégrer une loi d'érosion des galets (par phénomène mécanique ou chimique par exemple). Une telle loi pourrait être intégrée au modèle comme autre processus d'érosion.

Enfin, le modèle COBASE ne différencie pas les sédiments provenant des versants (éléments généralement anguleux) et les éléments issus de la rivière. Il serait dès lors intéressant de différencier ces deux types de sédiments en intégrant une loi qui transforme les sédiments de versants en galets (éléments arrondis).

Bibliographie

Ackers P. et White W.R., 1973. Sediment transport: A new approach and analysis. *J. of hydraulics division*, ASCE, 99 (HY11), p. 2041-2060.

Ahnert, 1976, Brief description of a comprehensive three-dimensional process-response model of landform development, Zeit. *Geomorph. Suppl*. 25, 24-49.

Alley R.B., Shuman C.A., Meese D.A., Gow A.J., Taylor K.C., Cuffey K.M., Fitzpatrick J.J., Grootes P.M., Zielinski G.A., Ram M., Spinelli G., Elder B., 1997. Visual-stratigraphic dating of the GISP2 ice core: basis, reproductibility and application. *Journal of geophysical research*. 102. 26367-26381.

Anderson, R.S., 1994. Evolution of the Santa Cruz Mountains, California, through tectonic growth and geomorphic decay, *J. Geophys. Res.*, *99*, 20,161-20,174.

Anderson, R. S. et Humphrey N. F., 1989. Interaction of weathering and transport processes in the evolution of arid landscapes, in *Quantitative dynamic stratigraphy*, edited by T. A. Cross, pp. 349-361, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.

Angermann D., Klotz J., et Reigber C., 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth Planet Sci.*, 171, 329-334.

Arellano Albornoz R., 1988. Balance hidrico superficial de la cuenca del Rio Pilcomayo, Rio de la Plata, Bolivia. Tesis Umsa, Publ. Phicab, La Paz, 100 p.

Armanini, A. and Di Silvio, G., 1988. "A one-dimensional model for the transport of a sediment mixture in non-equilibrium conditions." *J. Hydr. Res.*, 26(3), 275-292.

Arrowsmith J. R., Pollard D. D., Rhodes D. D., 1996. Hillslope development in areas of active tectonics. *J. Geophys. Res*. Vol. 101 , No. B3 , 6255-6276.

Ashida, K. et Michiue, M., 1971. An investigation of river bed degradation downstream of a dam. *Proc. 14th Congress of the IAHR*.

Avouac, J.P., et Burov E.B., 1996. Erosion as a driving mechanism of intracontinental mountain growth, *J. Geophys. Res.*, *101* (B8), 17,747-17,769.

Baby P., Hérail G., Lopez J.M., Lopez O., Oller J., Pareja J., Sempere T., et Tufino D., 1989. Structure de la zone Subandine de Bolivie : influence de la

géométrie des séries sédimentaires antéorogéniques sur la propagation des chevauchements. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 309, 1717-1722.

Baby P., Hérail R., Salinas R. et Sempere, 1992. Geometric and kinematic evolution of passive roof duplexes deduced from cross section balancing: example from the foreland thrust system of the southern Bolivian subandean zone. *Tectonics*, vol 11, n°3, 523-536.

Baby P., Moretti I., Guillier B., Limachi R., Mendez E., Oller J. et Specht M., 1995. Petroleum system of the Northern and central Bolivian Subandean zone*. In Petroleum basins of South America Tankard A.J., Suarez-Soruco R et Welsink H.J Eds, Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, 62, p. 445-458.

Baby P., Rochat P., Mascle G., et Hérail G., 1997. Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back-arc Central Andes. *Geology*, 25, p. 883-886.

Bagnold R.A., 1954. Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a newtonian fluid under shear. Proc. R. Soc. London, Ser. A 225, p. 49-63

Bagnold R.A., 1966. An approach to the sediment transport problem from general physics. Vol. 422-I, *United States Geological Survey, Washington DC*, 166 p.

Baker P.A., Rigbsy C.A., Seltzer G.O., Fritz S.C., Lowenstein T.K., Bacher N.P., Veliz C., 2001. Tropical climate changes at millenial and orbital timescales on the Bolivian Altiplano. *Nature*, 409, 698-701.

Barnola J.M, Raynaud D., Korotkevich Y.S., Lorius C., 1987. Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO_2. *Nature*. 329, 408-414.

Barré de Saint-Venant A.J.C., 1871. Théorie du mouvement permanents des eaux, avec application aux crues des rivières et à l'introduction des marées dans leur lit. *Compte rendu de l'académie des sciences*. Vol. 73, p. 147-154.

Beaumont C., Fullsack P. et Hamilton J., 1992. Erosional control of active compressional orogens. In thrust tectonics, edited by K.R. McClay, 1-18, Chapman & Hall, London.

Belleudy, Ph., 1992. 100 years of Danube Morphology with SEDICOUP, video 6 mn, *5th International Symposium on River Sedimentation*, Karlsruhe, Germany, 6-10 April 1992

Benjamin M.T., Johnson N.M., Naesser C.W., 1987. Recent rapid uplift in the Bolivian Andes: Evidence from fission-track dating. *Geology*. V.15, p. 680-683.

Braun J., Sambridge M., 1997. Modelling landscape evolution on geological time scales: a new method based on irregular spatial discretization. *Basin research*, 9, 27-52.

Brownlie W.R., 1981. Compilation of fluvial channel data: l*aboratory and field. Rep No KH-R-43B, W.M. Keck Lab of hydr. and Water ressources*, California institute of Technology, Pasadena.

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

Cardoso A.H. et Neves G.O.,1994. Prévision du transport solide total. Evaluation de formules existantes. *La houille blanche*, vol. 4, p. 13-22.

Carmouze J.P. Arze C., Quintanilla J., 1984. Le lac Titicaca : stratification physique et métabolisme associé. *Revue d'hydrobiologie tropicale*. 17(1), 3-11.

Chang H.H., 1988. Fluvial processes in river engineering. New York, *John Wiley & sons*, 425 p.

Chapellaz J., Barnola J.M., Raynaud D., Korotkevitch Y.S., Lorius C., 1990. Atmospheric CH_4 record over the last climatic cycles revealed by the Vostok ice core. *Nature*. 345, 127-131.

Chase C.G., 1992. Fluvial landsculting and the fractal dimension of topography. *Geomorphology*, 5, 39-57.

Clapperton C. M., 1993. Nature of environmental changes in South America at the last Glacial Maximum. *Palaeography, palaeoclimatology, palaeoecology*. 101, 189-208.

Colinvaux, P. A. 1972. Climate and the Galápagos Islands. *Nature* 240:17-20. (reported in Grant 1985).

Coltorti M., Della Fazia J., Parades Rios F. et Pieruccini P., 2004. Late Pleistocene climatic changes in the long fluvial sequences of the Tarija Basin (Southern Bolivia). 32ème IGC, Florence.

Couvert B., Lefebvre B., Lefort Ph. et Morin E., 1991. Etude générale sur les seuils de correction torrentielle et les plages de dépôts. *La houille Blanche*, N°6, 449-456.

Crave A. et Davy P., 2001. a stochastic "precipiton" model for simulation erosion/sedimentation dynamics. *Computers & geosciences*, 27, 815-827.

Culling, W.E.H., 1960. Analytical theory of erosion, *J. Geol*., *68*, 336-344.

Davidson J., de Silva S., 1992, volcanic rocks from the Bolivian Altiplano : Insights into crustal structure, contamination, and magmatic genesis in the central Andes, *Geology*, 20, 1127-1130.

Davy P. et Crave A., 2000. Upscaling local-scale transport processes in large-scalerelief dynamics. *Phys. Chem. Earth*, 25, 533-541.

Demets C., Gordon R.G., Argus D.F. et Stein S., 1994. Effect of recent revisions on the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophys. Res. Lett.*, 21, 2191-2194.

Densmore, A.L., Anderson R.S., McAdoo B.G., et Ellis M.A., 1997. Hillslope Evolution by Bedrock Landslides, *Science*, *275*, 369-372.

Densmore A.L., Ellis M.A., Anderson R.S., 1998. Landsliding and the evolution of normal-fault-bounded mountains. *J. Geophys. Research*, 103, 15203-15219.

Di Silvio, 1991. long term equilibrium profile of mountain rivers. *AIRH. Madrid*, 503-510.

DuBoys, P., 1879. Le Rhône et les Rivières à lit affouillable. Annales des Ponts et Chaussées, Séries 5, Vol 18, 141-195.

Egiazaroff I.V., 1965. Calculation of nonuniform sediment concentrations. *Journal of the hydraulics division*, vol. 94, N°4, 225-247.0

Einstein H.A., 1950. The bed load functions for sediments transport in open-channel flows. *Tech. Bull. N°1026*, U.S. Dept of agriculture, Soil Conservation service, 71 p.

Engelund F. et Fredsoe, 1976. A sediment transport model for straight alluvial channels. *Nordic hydrology*, N°7, 293-306.

Engelund F. et Hansen E., 1967. A monograph on sediment transport in alluvial streams. *Teknish Forlag*, Copenhagen, 62 p.

Fernandes, N.F., et Dietrich W.E., 1997. Hillslope evolution by diffusive processes: The timescale for equilibrium adjustments, *WRR*, *33* (6), 1307-1318.

Fielder K., Mertmann D. et Müller J., 1997. Sedimentare entwicklung wahrend kreide und alttertiar im Potosi-Becken (Ostkordillere-Südbolivien). *Terra-nostra*, 97 (2), 49-50.

Filizola N., Fraizy P., Guyot J.L., Seyler F., Baby P. Et hérail G., 2002. Actual erosion by rivers in the bolivian Andes. 5ème Simposio Internacional de Geodinámica de los Andes ISAG (International Symposium on Andean Geodynamics), Toulouse**.**

Francou B. & Pizarro L., 1985. El nino y la sequia en los altos Andes centrales (Peru y Bolivia). *Bulletin de l'institut français des études andines*. 14(1/2), 1-18.

Frias Cornejo R., 1989. Balance hidrico superficial de la cuenca de los rios bermejo y Grande de Tarija, Rio de la plata, Bolivia. Tesis Umsa, Publ. Phicab, La Paz. 263 p.

Garcia Castellanos D., Verges J., Gaspar-escribano J., Cloetigh S., 2003. Interplay between tectonics, climate, and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia). *J. Geophys. Research*, 108., 2347-2365.

Gilbert G.K., 1877. Report on the Geology of the Henry Mountains, U.S. Government Print. Off., Washington, D.C.

Gilbert G.K., 1907. Rate of recession of Niagara Falls. *U.S. Geol Surv Bull*, 306, 1-31.

Giraudo R., Limachi R., 2001. Pre-Silurian control in the genesis of the central and southern Bolivian fold belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 14, 665-680.

Gladki H., Michalik A. et Bartnik W., 1981. Mesurement of bed-load transport in mountain streams using the radioactive tracer method. *19th IAHR congress, New Dehli*, 451-459.

Godfrey L.V., Lowenstein T.K., Li J., Luo S., Ku T., Alonso R.N., Jordan T.E., 1997. Registro continuo del Pleistocene tardio basado en un testigo de Halita del salar de Hombre Muerto, Argentina. *VIII Congr. Geol. Chili*, 1, 332-336.

Gomez, B. et Church, M. 1989. An assessment of bed load transport formulae for gravel bed rivers. *Water Resources Research,* 25:1161-1186.

Graf W.H, 1971. Hydraulics of sediment transport McGraw-hill, New York; *Water Res. Publ.*, Littleton, CO, USA.

Graf W.H. et Altinakar M.S., 1991. Hydrodynamique Eyrolles, Paris ; *Presses polytechniques romandes*, Lausanne, CH.

Graf W.H. et Altinakar M.S., 1996. Hydraulique fluviale - écoulements non permanents et phénomènes de transport. Vol. 16, col. "*traité de génie civil*", Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, Lausanne, 378 p.

Graf W.H., 1998. Fluvial Hydraulics. Flow and transport processes in channels of simple geometry. *ed.Wiley*. 682 p.

Granjeon D., 1997. Modélisation stratigraphique détermeiniste: Conception et application d'un modèle diffusif 3D multilithologique. *Thèse de doctorat, université de Rennes*. 189 p.

Granjeon D., 2002. Principes de Dionisos. Rapport IFP 57031.

Gregory-Wodzicki K. M., 2000. Uplift History of the Central and Northern Andes: a review. *GSA Bulletin*. V.112, p. 1091-1105.

Grootes P. M., Stuiver M., White J. W. C., Johnsen S., Jouzel J., 1993. Comparison of oxygen isotope records from GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*. 366, 552-554.

Grosjean M., 1994. Paleohydrology of the Laguna Lejia (North Chilean Altiplano) and climatic implications for late-glacial times. *Palaeography, palaeoclimatology, palaeoecology*. 109, 89-100.

Guyot J.L., 1992. Hydrogéochimie des fleuves de l'Amazonie Bolivienne. *ORSTOM* Ed., Etudes et thèses, n° 1157-4, 264 p.

Guyot J.L., Calle H., Cortes J.et Pereira M., 1990. Transport of suspended sediment and dissolved material from the Andes to the Rio Plata by the Bolivian tributaries of the Rio Paraguay (Rio Pilcomayo and Bermejo). *Hydrol. Sci*, 35, 653-665.

Guyot J.L., Jouanneau J.M., Quintanilla J.et Wasson J.G., 1993. Les flux de matières dissoutes et particulaires exportés des Andes par le Rio Beni (Amazonie Bolivienne) en période de crue. *Geod. Acta*, 6, 231-241.

Hastenrath S. & Kutzbach J., 1985. Late Pleistocene climate and Water Budget of the South American Altiplano. Quaternary research. 24, 249-256.

Hérail G., Baby P., Lopez J.M., Oller J., Lopez O., Salinas R., Sempere T, Beccar G., Toledo H., 1990. Structure and kinematic evolution of Subandean thrust system of Bolivia: Proceedings, *International Symposium on Andean Geodynamics*, Grenoble, France, 179-182.

Hjulström F, 1935. Studies of the morphological activities of rivers as illustrated by the River Fyris. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, 25, 221-227.

Hogg A.J. et Dade W.B., 1996. A model of an Impinging Jet on a granular Bed, with Application to Turbulent, Event-driven Bedload Transport. in Ashworth P.J., Bennett S.J. et al. Coherent flow structures in open Channels. *John Wiley & sons Ltd, Chichester UK*, 101-124.

Holly F.M.J. et Hahuel J.L., 1991. New numerical/physical framework for mobile-bed modelling-part 1 : numerical and physical principles. *Journal of Hydraulic Research*, 28, 401-415.

Hoke L., Hilton D.R., Lamb S., 1994, Hammerschmidt K., Friedrichsen H., 1994, 3He evidence for a wide zone of active mantle melting beneath the central Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 128, 341-355.

Hovius N., Stark C.P. et allen P.A., 1997. sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping. *Geology*, 25, 231-234.

Hovius, N., Stark C.P., Hao-Tsu C., et Jiun-Chuan L., 2000. Supply and Removal of Sediment in a Landslide-Dominated Mountain Belt: Central Range, Taiwan, *Journal of Geology*, *108*, 73-89.

Howard, A.D., 1980. Thresholds in river regimes. In Thresholds in *Geomorphology*, edited by D.R. Coastesand J.D. Vitek, 227-258, Allen and Unwin, Concord, Mass.

Howard, A.D., 1994, A detachment-limitd model of drainage basin evolution, *Water Resourc. Res*., 30, 2261-2285.

Howard, A.D., 1997, Badland morphology and evolution: Interpretation using a simulation model, *Earth Surf. Proc. Landforms*, 22, 211-227.

Howard, A.D., et Kirkby G., 1983. Channel changes in badlands. *Geol. Soc. Am. Bull*., 94, 739-752.

Howard A.D., Dietrich W.E., et Seidl M.A., 1994. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. *J. Geophys. Res*., 99, 13971-13986.

Ikeda S., 1982. Incipient motion of sand particles on slide slopes. *J. Hydraul. Eng*., 107, 389-406.

Ikeda S., Parker G. et Kimura Y., 1988. Stable width and depth of straight grave rivers with heterogeneous bed material. 24, 713-722.

Isacks B.B., 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian Orocline. *Journal of geophysical Research*, 93, 3211-3231.

Jordan T.E., Allmendiger R.W., Brewer J.A., Ramos V.A., Ando C.J., 1983. Andean geotectonics related to the geometry oh the subducted Nazca plate. *geological society american bulletin* 94, 341-361.

Jordan T.E., Alonso R.N., 1987**.** Cenozoic stratigraphy and basin tectonics of the Andes mountains 20°-28° south latitude. *A.A.P.G*., 71, n°1, p. 49-64

J**ouzel J., Lorius C., Petit J.R., Genthon C., Barkov N.I., Kotlyakov V.M., Petrov V.M**., 1987. Vostok ice-core : a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160,000 years). *Nature*. 329, 403-407.

Julien P.Y., 1998. Erosion and Sedimentation. Cambridge University Press, New York, NY

Karim M.F., Kennedy J.F., 1990. Menu of couple velocity and sediment discharge relations for rivers. *Journal of hydraulic engineering*, Vol. 116, N°8.

Kay. S., Coira B., Viramontes J., 1994. young mafic back arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna plateau, central Andes. *Journal of geophysical research*, 99, B12, 24 324-24 339.

Kendrick E.C, Bevis L., Smalley Jr R.F., Cifuentes O. et Galban F., 1999. Current rates of convergence across the central Andes: estimates from continuous GPS observations. *Geophys. Res. Lett.*, 26, 541-544.

Kendrick, E., Bevis M., Smalley R., Brooks B., 2001. An integrated crustal velocity field for the central Andes, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2, paper no. 2001GC00-0191.

Kennan L., Lamb S.H et Hoke L., 1997. High altitude paleosurfaces in the Bolivian Andes : Evidence for late Cenozoic surface uplift. Paleosurfaces ; Recognition, Reconstruction and paleoenvironmental Interpretation. *Geologic Society Special Publication*, 120, 307-324.

Kessler A., 1985. Reconstruction of late Glacial climate and water balance on the peruvian-bolivian Altiplano. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*. 21, 107-114.

Kiladis G.N. & Diaz H.F., 1989. Global climatic Anomalies Associated with extremes in the Southern Oscillation. *Journal of Climate* 2(9), 1069-1090.

Kirkby, M.J.,1971. Hillslope process-response models based on the continuity equation, *Spec. Publ. Inst. Br. Geogr.*, *3*, 15-30.

Kirkby M.J., 1986. A two-dimensional simulation model for slope and stream evolution. *Hillslope Processes*, 203-222.

Kirkby M.J. et Whipple K., 2001. Quantifying diffrential rock-uplift rates via stream profile analysis. *Geology*, 29, 415-418.

Kley J., Müller J., Tawackoli S., Jacobshagen V., Manutsoglu E., 1997. Pre-Andean and Andean-age deformation in the eastern Cordillera of Southern Bolivia. *J. South Amer. Earth Sc.*, 10, p. 1-19.

Kooi, H., et C. Beaumont, 1994, Escarpment retreat on high-elevation riftged continental margins: Insights derived from a surface procees model that combines diffusion, reaction, and advection: *J. Geophys. Res.*, 99, 12191-12202.

Kooi, H. et C. Beaumont, 1996, Large-scale geomorphology: classical concepts reconciled and integrated with contemporary ideas via a surface processes model, *J. Geophys Res.*, 101, 3361-3386.

Kuhnle R.A., 1993. Fluvial transport of sand and gravel mixture with bimodal size distributions. *Sedimentary geology*, Vol. 85, 17-24.

Labadie G., Ben Slama E, Chee P., Rahuel J.L., 1991. Modélisation monodimensionnelle du transport solide en granulométrie étendue. *Congrès AIRH. Madrid*, 403-411.

Labaume P. et Moretti I., 2001. diagenesis-dependence of cataclastic thrust fault zone sealing in sandstone. Example from the Bolivian Sub-Andean Zone, *J. Struct. Geol.*, 23, 1659-1675.

Lague D., 2001. Dynamique de l'érosion continentale aux grandes échelles de temps et d'espace: modélisation expériementale, numérique et théorique. *Thèse, Rennes*, France

Lamb S.H et Hoke L., 1997. Origin of the high plateau in the central Andes, Bolivia, South America. *Tectonics*, 16, 623-649.

Lamb S., 2000. Active deformation in the Bolivian Andes, South America. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 105, 25627-25653.

Lane, S.N. et Richards, K.S., 1997. Linking river channel form and process: Time, space and causality revisited. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22, 249-60.

Lavé J., 1997. Tectonique et érosion : l'apport de la dynamique fluviale à l'étude sismotectonique de l'Himalaya du Népal central, thèse, *Univ. Paris VII*, Paris.

Lavé J. et Avouac J.P., 2000. Active folding of fluviatile terraces across the Siwaliks hills, Himalayas of central Nepal, implications for himalayan seismotectonics. *Journal of Geophysical Research*, 105, 5735-5770.

Lavenu A., Fornari M., Sébrier M., 1984. Existence de deux nouveaux épisodes lacustres quaternaires dans l'Altiplano péruvo-bolivien. *Cahier ORSTOM série géologie*. 14(1), 103-114.

Ledru M.P., Braga P.I.S., Soubiès F., Fournier M., Martin M., Suguio K., Turck B., 1996. The last 50,000 years in the Neotropics, Southern Brazil : evolution of vegetation and climate. *Palaeogeog. Palaeoclimat. Palaeoecol*., 123, 239-257.

Le Guennec B., 1992. Transport solide et morphologie des rivières (théorie de base et modélisation mathématique). ENSEEIHT, Toulouse (cours d'ingénieur).

Leffer, L., Stein S., Mao A., Dixon T., Ellis M.A., Ocola L., et Sacks I.S., 1997. Constraints on present day shortening rate across the central eastern Andes from GPS data, *Geophysical Research Letters*, 24 (9), 1031-1034.

Leopold, L. et Maddock T., 1953. The Hydraulic Geometry of Stream Channels and Some Physiographic Implications. U.S. Geological Survey Professional Paper 252. U.S. Department of the Interior, USGS. 57p

Leopold et Miller, 1956. Ephemeral stream-hydraulic factors and their relation to the drainage network. USGS Professional Paper 282-A. USGS Gov. Printing office. Wash.DC.

Lin H., 1993. Le transport solide en collecteur unitaire d'assainissement et sa modélisation. *Thèse, Ecole nationale des ponts et chaussées*, Paris, 225 p.

Liu X.L., 1986. Nonuniform bed load transport rate and coarsening stabilization. Thesis for Master degree of Chengdu University of Technology, (Chine).

Lorius C., Jouzel J., Ritz L., Merlivat L., Barkov N.E., Korotkevich Y.S., 1985. 150 000-year climatic record from Antarctic ice. *Nature*. 316, 591-595.

Lozada Encinas G.A., 1985. Balance hidrico de la cuenca del lago Titicaca. Thesis Umsa, Publ. Phicab, La Paz. 158 p.

Mariaca Carrasco J.J., 1985. Balance hidrico de la cuenca del lago Poopo y los salares de Uyuni y Coipasa, Bolivia. Tesis Umsa, Publ. Phicab, La Paz. 203 p.

Martin, Y., 2000. Modelling hillslope evolution: linear and nonlinear transport relations, *Geomorphology*, *34*, 1-21.

Martinez C, Tomasi P., 1978. Carte structurale des Andes Septentrionales de Bolivie au 1/1 000 000. *ORSTOM-GEOBOL*, notice explicative n° 77, 48 p.

Martinez C., 1980. Géologie des Andes Boliviennes : structure et évolution de la chaîne hercynienne et de la chaîne andine dans le Nord de la cordillère des Andes de Bolivie. *Travail et documentation O.R.S.T.O.M.*, 109. 352 p.

Masek, J.G., Isacks, B.L., Gubbels, T.L., and Fielding, E.J., 1994. Erosion and tectonics at the margins of continental plateaus", *Journal of Geophysical Research*, 99(B), 13,941-13,956.

McQuarrie N., 2002. The kinematic history of the central Andean fold-thrust belt, Bolivia: implications for building a high plateau. *Geological Society of America Bulletin*, v. 114, 950-963.

Meyer-Peter E. et Müller R., 1948. Formulas for bed-load transport. *2nde IAHR congress*, Stockhlom Sweden.

Molinas, A., et Wu, B., 2001. Transport of Sediment in Large Sand-Bed Rivers. *Journal of Hydraulic Research*, 39, No.2, 135-146

Muizon C. et Brito I.M, 1993. Le bassin calcaire de Saõ José de Itaborai (Rio de Janeiro, Brésil) : ses relations fauniques avec le site de Tiupampa (Cochabamba, Bolivie). *Annales de Paléontologie (Vert.-Invert.)*, 79 (3) : 233-269.

Neveu-Lemaire M., 1904. Le Titicaca et le Poopo, contribution à l'étude des lacs des hauts plateaux boliviens. *La géographie*. 9(6), 409-430.

Nielsen P., 1992. Coastal Bottom Boundary Layers and Sediment Transport. col. "*world scientific*", 324 p.

Norabuena, E., Leffer-Griffin L. , Mao A., Dixon T., Stein S., Sacks I.S, Ocala L., et Ellis M., 1998. Space geodetic observations of Nazca-South America convergence along the Central Andes. *Science*, 279, 358-362.

Paola, C., Parker G., Seal R., Sinha S.K., Southard J.B., et Wilcock P.R., 1992. Downstream fining by selective deposition in a laboratory flume, *Science*, *258*, 1757-1760.

Parker G. et Klingeman P.C., 1982. On why gravel bed streams are paved. *Water Ressource Research*, 18(5), 1409-1429.

Parquer G., 1991. Some random notes on grain sorting. Gain sorting S*eminar, Ascona Switzerland*, 19-76.

Peteet D., 1995. Global Younger Dryas? *Quaternary international*. 28, 93-104.

Petit J.R., Basile I., Leruyuet A., Raynaud D., Lorius C., Jouzel J., Stievenard M., Lipenkov V.Y. Barkov N.I., Kudryashov B.B., Davis M., Saltzman E., Kotlyakov V., 1997. Four climates cycles in Vostok ice core, *Nature*. 387, 359-360.

Petit J. R., Briat M., Royer M., 1981. Ice age aerosol content from East Antarctic ice core samples and past wind strength. *Nature*. 293. 391-394.

Rahuel J.L. Holly F.M., Chollet J.P., Belleudy P., Yang G., 1989. Modelling of riverbed evolution for bedload sediment mixtures. *J. of Hydr. Engrg*. ASCE, 115, 1521-1542.

Rochat P., 2003. Structure et cinématique de l'Altiplano Nord-Bolivien au sein des Andes centrales. *Thèse, Université Joseph Fourier, Grenoble*, France mémoire 38, Géologie alpine, 193 p.

Roche M.A., Fernandez C., 1986. Los balances hidricos de Bolivia. *In 1er symposium de la invertigacion francesa en Bolivia*, C. Dejoux (ed.), Orstom, La Paz. 44-47

Roche M.A., Aliaga A., Campos J., Pena J., Cortes J., Rocha N., 1990. Hétérogénéité des précipitations sur la cordillère des Andes boliviennes. *Hydrology in Mountainous regions*, H. Lang & A. Musy (eds.), *IAHS Publ*. 193, 381-388.

Roche M.A., Guyot J.L., Bourges J., 1991. Bilan hydrique et de matière dissoute et en suspension du haut bassin du rio Madeira. *Journée scientifique du programme Pirat*, Strasbourg, 19 p.

Roche M.A., Bourges J., Cortes J., Mattos J., 1992. Climatology and hydrology of the lake Titicaca basin. In *Lake Titicaca*, C. Dejoux & A. Iltis (eds), Kluwer Acad. Publ., Dordrecht. 63-88.

Roering, J.J., Kirchner J.W., et Dietrich W.E., 1999. Evidence for nonlinear, diffusive sediment transport on hillslopes and implications for landscape morphology, *Water Resour. Res.*, *35*, 853-870.

Ronchail J., 1985. Situations météorologiques et variations climatiques en Bolivie. *Publ. Phicab*, La Paz. 64 p.

Ronchail J., 1986. Situations atmosphériques et précipitations comparées sur l'Altiplano et l'Amazonie, Bolivie. *Publ. Phicab*, La Paz. 43 p.

Ronchail J., 1988. Variabilidad del tiempo en Bolivia, la anomalia climatica del invierno 1988. Conferencia en la academia de ciencias. *Publ. Phicab*, La Paz, 15 p.

Ropelewski C.F. & Halpert M.S., 1989. Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation. *Journal of climate*, 2(3), 268-284.

Rosenbloom, N.A., and Anderson, R.S., 1994, Hillslope and channel evolution in a marine terraced landscape, Santa Cruz, California, *J. Geophys. Res.*, 99, 14013-14029.

Rouas G., Monadier P., 1989. La modélisation du transport solide en rivière : une action à caractètre national. *La houille blanche*, 259-262.

Samaga B.R., Ranga Raju K.G. et Garde R.J., 1986, a. Bed load transport rate of sediment mixture. *Journal of Hydraulic Engineering*, N°11, p. 1003-1018.

Samaga B.R., Ranga Raju K.G. et Garde R.J., 1986, b. suspended load transport rate of sediment mixture. *Journal of Hydraulic Engineering*, N°11, p. 1003-1018.

Schmidt, K.M., et Montgomery D.R., 1995. Limits to Relief, *Science*, *270*, 617-620.

Schöcklitsch A., 1914. Über Schleppkraftung Geschiebebewegung. Engelmann, leipzig

Schoklitsch, A., 1934. Geschiebetrieb und die Geschiebefracht, Wasserkraft & Wasserwirtschaft, Jgg. 39, Heft 4 (in German)

Seidl M.A. et Dietrich W.E., 1992. The problem of channel erosion into bedrock. *Catena suppl*., 23, 101-124.

Seidl M.A., Dietrich W.E., Kirchner J.W., 1994. Erosion by rivers into bedrock : an analysis of Hawaiian channels. J. Geol.

Selby, M.J., 1993. Hillslope materials and processes, 450 p., Oxford University Press, Oxford.

Seltzer G. O., 1990. Recent Glacial History and Paleoclimates of the Peruvian-Bolivian Andes. *Quaternary Science Reviews*. 9, 137-152.

Seltzer G. O., 1992. Late Quaternary glaciation of the Cordillera real, Bolivia. *Journal of Quaternary Research*. 7, 87-98.

Seltzer G. O., 1994. A lacustrine record of late Pleistocene climatic change in the subtropical Andes. *Boreas*. 23, 105-111.

Sempere T., 1986. Contribucion a la estratigrafia del Mesozoico boliviano en el dominio andino. *Convenio UMSA-ORSTOM*, inf. No.1 : 1-34, La Paz.

Sempere T., Herail G., Oller J., 1988. Los aspectos estructurales y sedimentarios de l oroclino boliviano. *5ème congrès géologique du Chili*, Actas 1, 127-142.

Sempere T., 1995. Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent regions. Petroleum basins of South America. Tankard A.J, Suarez-suroco R., and Welsink H.J., eds, *Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem*., 62, 207-230.

SERGEOMIN & YPFB, 1996. Mapa Geologico de Bolivia. Escala 1/1 000 000.

Servant M., Fontes J.C., 1978. Les lacs quaternaires des hauts plateaux des Andes boliviennes: premières interprétations paléoclimatiques, *cahier ORSTOM, série géologique*, 10, 5-23.

Servant-Vildary S., Roux M., 1990. Variations de température estimées à partir du déplacement en altitude des associations de diatomées dans une séquence Holocène de la cordillère orientale de Bolivie. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences*. 311 série II, 429-436.

Servant M., Fournier M., Argollo J., Servant-Vildary S., Sylvestre F., Wirrmann D., Ybert J. P., 1995. La dernière transition glaciaire/interglaciaire des Andes tropicales sud (Bolivie) d'après l'étude des variations des niveaux lacustres et des fluctuations glaciaires. *C.R.A.S.S.* 320, série II a, 729-736.

Shields A., 1936. Anwendung der Ähnlichkeitsmechanik und Turbulenzforschung auf die Geschiebewegung, Mitteil. Preuss. Versuchsanst. Wasser, erd, Schiffsbau, Berlin, No26.

Sklar, L., and Dietrich, W.E., 1998, River longitudinal profiles and bedrock incision models: stream power and the influence of sediment supply, *in* Wohl, E., and Tinkler, K., eds., Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels: Am. Geophys. *Union*
Geophys. Monogr. 107, 237-260.

Smart G.M. et Jäggi M., 1983, Sedimenttransport in steilen Gerinnen. Sediment Transport on Steep Slopes. Mitteilung der Versuchsanstalt für Wasserbau, *Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich*, Nr. 64

Snyder, N. P., Whipple K., Tucker G. E. et Merrits D. J., 2000, Landscape response to tectonic forcing : Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California: *GSA Bulletin*, v; 112, 1250-1263.

Soubiés, F. 1979-80. Existence d'une phase sèche en Amazonie Brésilienne datée par la présence de charbons dans les sols (6.000-3.000 ans B.P.). *Cah. ORSTOM Ser. Geol*. 11: 133-148.

Stark, C.P. et Hovius N., 2001. The characterization of landslide size distributions, *Geophys. Res. Lett.*, *28* (6), 1091-1094.

Stock, J.D. et Montgomery, D.R., 1999, Geologic constraints on bedrock river incision using the stream power law: *Journal of Geophysical Research*, v. 104, 4983-4993.

Straub L.G., 1934. Effect of channel-contraction works upon regime on moveable bed-streams. *Trans. Of the American Geophysical union*, XV Annual Meeting, Patr II, 454-463.

Strickler A., 1923. Beiträge zur Frage der Geschwindigkeitsformeln… Mitteilung No 16; Amt f. Wasserwirtschaft, Bern, CH.

Sylvestre F., Servant M., Servant-Vildary S., Causse C., Fournier M., Ybert J.P., 1999. Lake-level chronology on the southern Bolivian Altiplano (18°-23°S) during late glacial times and the early Holocene. *Quat. Research*, 51, 54-66.

Thompson L. G., Mosley-Thompson E., 1981. Microparticle concentration variations linked with climatic changes : evidence from polar ice cores. *Science*. 212. 812-815.

Thompson L. G., Mosley-Thompson E., Davis M., Bolzan J., Dai J., Gundestrup N., Yao T., Wu X., Xie Z., 1989. Holocene-Late Wisconsin Pleistocene climatic ice core records from Qinghai-Tibetan Plateau. *Science*. 246, 474-477.

Thompson L. G., Mosley-Thompson E., David M. E., Lin P-N., Henderson K. A., Cole-Dai J., Bolzan J. F., Liu K-B., 1995. Late Glacial Stage and Holocene tropical ice core records from Huascaran, Peru. *Science*. 269, 46-50.

Thompson L. G., Mosley-Thompson E., Davis M, Sowers T. A., Henderson K. A., Zagorodnov V. S., Lin P-N, Mikhalenko V. N., Campen R.K, Bolzan J. F., Cole-Dai J., 1998. A 25 000 year tropical climate history from Bolivian ice cores. *Science*. 282, 1858-1864.

Thompson L. G., Mosley-Thompson E., Henderson K. A., 2000. Ice core palaeoclimate records in tropical South America since the Last Glacial Maximum. Jo*urnal of Quaternary Science*. 15, 377-394.

Trauth M.H., Bookhagen B., Marwan N., Strecker M.R, 2003. Multiple landslide clusters record Quaternary climate changes in the northwestern Argentine Andes. *Palaeogeo. Plaeoclimat. Palaeoecolo.*, 194, 109-121.

Tucker G.E. et Slingerland R.L., 1996. Predicting sediment flux from fold and thrust belts. *Basin research*, 8, 329-349.

Tucker G.E. et Bras R.L., 1998. Hillslopes processes, drainage density, and landscape morphology. *Water Resour. Res.*, 34, 2751-2764.

Tucker, G. E., et Whipple K. X., 2002. Topographic outcomes predicted by stream erosion models: Sensitivity analysis and intermodel comparison, *J. Geophys. Res.*, 10.1029/2001JB000162.

Turck B., Pressinotti M.M.N., Martin L., 1997. Paleohydrology and paleoclimate of the past 33,000 years at the Tamadua River, Central Brazil. *Quat. Research*, 47, 284-294.

Van der Beek P.A., Braun J., 1998. Numerical modelling of landscape evolution on geological time-scales: A parameter analysis and comparison with the south-eastern highlands of Australia. *Basin research*, 10, 49-68.

Van der Hammen T., 1974. The Pleistocene changes of vegetation and climate in tropical South America. *J. Biogeog.*, 1, 3-26

Van der Hammen T., Absy M.L., 1994. Amazonia during the last glacial. *Palaeogrogr. Palaeoclimatol. Palaeoecolo.*, 109, 247-261.

Van Rijn L.C., 1984, a. Sediment transport , part I: bed load transport. *J. Hydraulic Engineering*, 110, 10, 1431-1456.

Van Rijn L.C., 1984, b. Sediment transport , part II: suspended load transport. *J. Hydraulic Engineering*, 110, 10, 1613-1641.

van Rijn, **Leo C**., 1993. Principles of Sediment Transportin Rivers, Estuaries and Coastal Seas", Aqua Publications, P.O. Box 9896, 1006 AN Amsterdam, The Netherlands.

Wang Y.F., 1977. Bed-load transport in open channel. 17*th* *IAHR congress, Baden-Baden*.

Whipple, K. et Tucker, G., 1999, Dynamics of the stream–power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs: *Journal of Geophysical Research*, v.104, 17661-17674.

Whipple, K., Kirby, E., Brocklehurst, S., 1999, geomorphic limits to climatically induced increases in topographic relief: *Nature*, v. 401, p.39-43.

Whipple K.X Hancock G.S. et Anderson R.S., 2000 (a). River incision into bedrock : Meachanics and relative efficacy of plucking, abrasion and cavitation. *Geol. Soc. Am. Bull*., 112, 490-503.

Whipple K.X., Snyder N.P., Dollenmayer K., 2000 (b). 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., and Tucker, G., 2002. Implications of sediment-flux-dependent river incision models for lanscape evolution. *J. Geophys. Research*, 107, 1029-2000.

Wiberg P. et Smith J.D., 1988. Model for calculating bed load transport of sediment. *J. hydraul. Engrg*. Vol. 115, 101-123.

Wilcock P.R. et McArdell B.W., 1993. Surface-based fractional transport rate: mobilization thresholds and partial transport of a sand-gravel sediment. *Water ressources research*, Vol. 29, N° 24, p. 1297-1312.

Willgoose, G., Bras, R.L., and Rodriguez-Iturbe, 1991 a,b,c, A coupled channel network growth and hillslope evolution model (3 sections), *Water Resourc. Res*., 27, 1671-1702.

William G.P. et Rosgen D.L., 1989. Measured total sediment load (suspended loads and bed loads) for 93 United States streams. *USGS Open-file report 89-67*.

Wirmann D., 1987. El lago Titicaca : sedimentologia y paleohidrologia durante el holoceno (10000 anos B.P.-actual). *Publ. ORSTOM*, La Paz, 61 p.

Wirmann D. & Oliveira Almeida L.F., 1987. Low Holocene level (77000 to 3650 years ago) of Lake Titicaca (Bolivia). *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*. 59, 315-323.

Wu W, Wang S.S.Y et Yafei J., 2000. Nonuniform sediment transport in alluvial rivers. *Journal of hydraulic research*, Vol. 38, N°6, 427-434.

Yalin M.S., 1972. Mechanics of sediment transport. Oxford, Pergamon Press.

Yalin, MS, 1992, River mechanics: New York, Pargamon Press, 219 p.

Zanke U., 1977. Berechnung der Sinkgeschwindigkeiten von sedimenten, *Mitt. des Franzius-institus für Wasserbau, Technical University, Hannovre, Allemagne*. 243 p.

Zubieta-Rossetti D., 2002. Les sédiments syn-orogéniques du Subandin et de l'avant pays de Bolivie. *Thèse, Université Joseph Fourier, Grenoble*, France. 19, 213 p.

Annexe

Annexe 1

Cette annexe apporte quelques définitions sur les termes employés en hydraulique afin de caractériser l'écoulement d'une rivière. Deux paramètres adimensionnels (utilisés dans le modèle) sont définis : le nombre de Reynolds et le nombre de Froude qui permettent de définie le régime d'écoulement de l'eau.

Afin de caractériser l'écoulement et le rôle respectif de ces trois forces, on utilise généralement deux nombres adimensionnels : les nombres de Reynolds Re (rapport entre inertie et viscosité), et de Froude Fr (rapport entre gravité et inertie).

- Le nombre de Reynolds

Le nombre de **Reynolds** est défini par :

$$Re = \frac{\rho U^2}{\eta . U / h} = \frac{U.h}{\nu} \quad avec\ \nu = \frac{\eta}{\rho}$$

avec h (en m) une dimension caractéristique, telle que la profondeur du chenal, η la viscosité dynamique (10^{-3} kg/m.s), ρ la masse volumique de l'eau (1000 kg/m^3) et ν la viscosité cinématique (10^{-6} m²/s).

A partir du nombre de Reynolds, on définit deux types de régime (Graf et Altinakar, 1991) :

- écoulement **laminaire** : (Re<2400)

L'écoulement est laminaire ou rampant lorsque les forces visqueuses sont dominantes. En pratique, cet écoulement n'est observé que pour de très faibles vitesses (quelques mm/s), ou de très fortes viscosités (supérieur à 10^{-3} m²/s).

- écoulement **turbulent** : (Re>2400)

L'écoulement est turbulent lorsque les forces inertielles sont dominantes. De nombreux tourbillons apparaissent alors et se superposent, et tendent à uniformiser spatialement le champ de vitesses.

Dans le cas des écoulements d'eau dans les rivières, les vitesses sont de l'ordre du m/s, et les profondeurs de l'ordre du mètre. Le nombre de Reynolds est ainsi généralement supérieur à plusieurs millions. L'écoulement d'une rivière peut donc

être supposé turbulent, et le champ de vitesse uniforme dans une section donnée du chenal (mais la vitesse peut varier au gré du cours de l'eau).

- Le nombre de Froude

Le nombre de **Froude** est défini par le rapport entre les forces gravitaires et inertielles. Il caractérise ainsi la stabilité de la surface libre du chenal.

$$Fr = \frac{U}{\sqrt{g.h}}$$

- écoulement **fluvial** (Fr < 1)

Dans le cas d'un écoulement fluvial, les forces gravitaires sont dominantes sur les forces inertielles, la surface du chenal est stable et « plane ».

- écoulement **torrentiel** (Fr > 1)

Dans le cas d'un écoulement torrentiel, ou supercritique, les forces inertielles sont dominantes. La moindre irrégularité dans l'écoulement induit une instabilité de la surface, la propagation d'ondes de chocs et la formation de tourbillons en surface.

Annexe 2

Dans cette annexe est répertoriée quelques expressions, les plus couramment utilisées, de lois de vitesse d'écoulement à l'équilibre. L'ensemble de ces lois ont été comparées entre elles afin d'utiliser, dans le modèle COBASE, la formule la plus adaptée à notre cas d'étude. Ces formules empiriques ou semi-empiriques ont été élaborées à partir d'essais en canaux artificiels ou en rivières.

Formule de Chézy

$$\boxed{U^2 = C^2.h.S}$$

avec C :coefficient de résistance de Chézy ($m^{1/2}/s$), la hauteur h en m et la pente S sans dimension.

Le coefficient de Chézy varie entre 20 $m^{1/2}/s$ (rivières très irrégulières) et 80 $m^{1/2}/s$ (canaux aux parois lisses). Ce coefficient de friction a fait l'objet de nombreuses études et de nombreux auteurs ont essayé de proposer une formulation.

Formule de Bazin

La formule de Bazin a été définie à partir de données sur des petits canaux artificiels. Elle est fonction du diamètre hydraulique (R_h) et d'un coefficient m_B dépendant de la rugosité des berges et du lit de la rivière ou du canal.

$$C = \frac{87}{1 + \frac{m_B}{\sqrt{R}_h}}$$

Avec le rayon hydraulique R_h en m, et le coefficient m_B en $m^{1/2}$.

Nature des parois	Coefficient m_B ($m^{1/2}$)
Parois très unies (ciment, bois raboté)	0,06
Parois unies (planches, briques, pierres de taille)	0,16
Parois en maçonnerie de moellons	0,46
Parois de nature mixte (section en terre très régulière)	0,85
Canaux en terre (conditions ordinaires)	1,30
Canaux en terre, avec fond de galets, parois herbées	1,75

Coefficient m_B en fonction de la nature des parois et du lit du canal

Formule de Kutter

La formule simplifiée de Kutter a été établie à partir d'expériences sur des canaux artificiels et sur de larges rivières. Elle ressemble fortement à celle de Bazin.

$$C = \frac{100}{1 + \frac{m_K}{\sqrt{R_h}}}$$

Pour la valeur du coefficient m_K, dont les valeurs sont du même ordre de grandeur que celles de Basin, on peut se référer à l'ouvrage de Graf (1998) (p. 79).

Formule de Manning

Robert Manning: Ingénieur irlandais (1816-1897) a passé la majeure partie de sa carrière à développer une formule simple, homogène sur le plan des unités, pour évaluer les écoulements à surface libre.

A partir de données expérimentales, Manning a développé une expression pour le coefficient de Chézy où le coefficient de frottement intervient sans dimension.

$$U = \frac{1}{n} R_h^{\frac{2}{3}} S^{\frac{1}{2}}$$

Cette formule est souvent plus simple à utiliser que les précédentes et d'autre part les tables donnant les valeurs sont très complètes.

Chenal droit	
Berges propres et régulières (sables ou limons)	0,025 à 0,033
Berges couvertes d'herbes et de pierres	0,030 à 0,040
Chenal méandriforme	
Berges propres, chenal peu profond	0,035 à 0,050
Berges avec un peu d'herbes et de pierres	0,033 à 0,045
Berges en pierres	0,045 à 0,060
Eau à l'étiage	0,040 à 0,055

Coefficient n de Manning en fonction de la nature des surfaces

En collaboration avec Strickler, Manning a développé une formule exprimant le coefficient de friction en fonction du diamètre moyen des grains au fond du lit de la rivière. Il existe deux formulations de ce coefficient de friction en fonction de l'uniformité de la granulométrie.

$$K = \frac{1}{n} = \begin{cases} \dfrac{21}{(d_{50})^{\frac{1}{6}}} & \textit{pour une granulométrie uniforme} \\ \dfrac{26}{(d_{90})^{\frac{1}{6}}} & \textit{pour une granulométrie étendue} \end{cases}$$

Avec d_{50} (exprimé en m) correspondant au diamètre du matériau solide tel que 50 % en poids du matériau solide soit de taille inférieure. La définition est adaptable aux autres paramètres (d_{90}, d_{60}, d_{10} etc…) en remplaçant la valeur du pourcentage exprimée dans la définition par la valeur indiciaire du paramètre.

Pour déterminer l'uniformité ou non de la granulométrie, on utilise le coefficient d'uniformité (ou de Hazen) d_{60}/d_{10} tel que :

$$Si \ \frac{d_{60}}{d_{10}} < 3 \ \ la\ granulométrie\ est\ dite\ uniforme$$

$$Si \ \frac{d_{60}}{d_{10}} > 3 \ \ la\ granulométrie\ est\ dite\ étendue$$

Formule de Darcy-Weissback

La formule de Darcy-Weissback a été développée pour des sections circulaires mais elle est également applicable pour des canaux ouverts.

$$U = \sqrt{\frac{8g}{f} h.S}$$

avec : $f = 0,17.\left(\frac{d_{90}}{R_h}\right)^{\frac{1}{3}}$

avec : g l'accélération de la pesanteur (m/s^2), h la hauteur en m, S la pente adimensionnée et f le coefficient de Darcy-Weissback adimensionné.

Annexe 3

Cette annexe permet d'exposer quelques formules de transport de sédiments par charriage et par suspension. Elle ne se veut pas d'être exhaustive mais de proposer les formules les plus courament utilisées. L'ensemble de ces lois de transport de sédiments ont été comparées entre elles afin d'intégrer au modèle COBASE la meilleure loi adaptée à notre cas d'étude. Elles sont regroupées en deux classes : les formules de charriage et les formules totales (charriage plus suspension).

a- Les formules de charriage

Formule de Duboys (1879)

La formule de Duboys est la première formule qui a été proposée pour le transport des sédiments par charriage. Elle a été établie en étudiant le Rhône et d'autres rivières constituées de matières solides (argiles, sables, galets etc…) susceptibles d'être transportées.

$$q_b = \lambda.\tau^* \left(\tau^* - \tau_c^*\right).\sqrt{(s-1).g.d_{50}^3}$$

Avec $s = \frac{\rho_s}{\rho}$ *où s-1=Δ est la densité relative des particules.*

λ est un coefficient empirique caractérisant l'efficacité du transport des sédiments. Straub (1935) a proposé une formule exprimant le coefficient λ :

$\lambda = d_{50}^{-0,75}$ (Straub, 1935)

Formule de Schoklitsch (1934)

La formule de Schoklitsch a été créée à partir de mesures réalisées sur des particules supérieures à 6 mm. Contrairement à de nombreuses formules (Duboys, 1879 ; Meyer-Peter et Müller, 1948 ; Ashida-Michiue, 1971 ; Nielsen, 1992 etc…), elle fait apparaître non pas une contrainte critique mais un flux d'eau critique au-delà duquel les particules sont transportées.

$$q_b = \frac{2,5.S^{\frac{3}{2}}.(q - q_c)}{s}$$

avec: $q_c = 0{,}26.(s-1)^{\frac{5}{3}}.\frac{d_{50}^{\frac{3}{2}}}{S^{\frac{7}{6}}}$

q_c étant le flux critique en m²/s au-delà duquel les sédiments commencent à être érodés, $s = \frac{\rho_s}{\rho}$ *et S la pente.*

Formule de Meyer-Peter et Müller (1948)

La très classique formule de Meyer-Peter et Müller a été établie à partir d'une multitude de mesures en canaux dans les conditions suivantes :

- débit liquide par unité de largeur compris entre 2 et 4000 m^2/s
- tirant d'eau compris entre 0,01 et 1,20 m
- écoulement uniforme avec une pente d'énergie comprise entre 0,4 et 20 m/km
- transport par charriage seul
- granulométrie uniforme de diamètre compris entre 0,4 et 30 mm
- masse volumique des sédiments uniforme comprise entre 1250 et 4200 kg/m^3.

Cette loi lie la capacité de transport par unité de largeur à la différence entre la contrainte de cisaillement adimensionnelle (τ^*) et la contrainte critique adimensionnelle (τ_c^*). Dans les expériences de Meyer-Peter et Müller, le seuil de mise en mouvement adimensionnel est de τ^*_c=0,047.

$$q_b = 8.(\tau^* - \tau_c^*)^{\frac{3}{2}}.\sqrt{(s-1).g.d_{50}^3}$$

Avec q_b le débit solide unitaire en m²/s.

La formule de Meyer-Peter et Müller est plus connue sous sa forme adimensionnelle :

$$q_b^* = 8.(\tau^* - \tau_c^*)^{\frac{3}{2}}$$

Avec q^*_b le débit solide unitaire adimensionnel.

Formule de Ashida-Michiue (1971)

La formule a été mise au point à partir d'expériences dans des canaux expérimentaux. Selon l'auteur, elle est valide pour des tailles de grains comprises entre 0,3 et 7 mm.

$$q_b = 17.\tau^{*1,5}\left(1-\frac{\tau_c^*}{\tau^*}\right)\left(1-\sqrt{\frac{\tau_c^*}{\tau^*}}\right).\sqrt{(s-1).g.d_{50}^3}$$

Formule de Smart et Jaeggi (1983)

Des études expérimentales dans le laboratoire de Zurich ont montré que la classique formule de Meyer-Peter et Müller donnait des résultats trop faibles pour les fortes pentes supérieures à 30 m/km.

Une nouvelle formule a été établie par Smart et Jaeggi (1983) à partir des essais de Meyer-Peter et de 40 mesures effectuées pour des pentes de 30 m/km à 200 m/km (Couvert et al., 1991).

Cette formule s'écrit:

$$q_b = 2,5.S^{0,6} q.\left(S - \frac{d_{50}}{12,1.h}\right)$$

Formule de Nielsen (1992)

La formule de Nielsen est une variante de celle de Meyer-Peter et Müller. Elle ne concerne que le transport par charriage et Hogg (1996) la juge meilleure que la classique loi de Meyer-Peter et Müller.

$$q_b = 12.\sqrt{\tau^*}.\left(\tau^* - \tau_c^*\right).\sqrt{(s-1).g.d_{50}^3}$$

b- Les formules de transport total

Certains auteurs distinguent dans leur loi de transport total la partie en charriage et la partie en suspension, tandis que d'autres moyenne les deux termes dans une seule expression.

Formule de Bagnold (1966)

Cette formule s'appuie sur le concept de puissance de l'écoulement. Bagnold l'obtient en exprimant la relation entre le travail absorbé par le transport et l'énergie disponible dans l'écoulement. Cette loi de transport total ne comporte pas de seuil ; les deux termes entre parenthèses expriment respectivement la partie en charriage et la partie en suspension.

$$q_t = \frac{1}{\rho.g}.\tau .U.\left(\frac{e_b}{\tan\alpha} + 0,01.\frac{U}{w_s}\right)$$

$\tau.U$: puissance de l'écoulement par unité de largeur (kg/s^3), q étant le débit par unité de largeur (m^2/s) ; e_b : coefficient d'efficacité du charriage ; tan α : ratio de la contrainte tangentielle sur la contrainte normale (borné entre 0,32 et 0,75) ; vitesse de chute des particules en suspension (m/s).

Les auteurs remarquent que le terme lié au charriage (premier terme entre parenthèses) reste à peu près constant, avec une valeur proche de 0,17.

Formule d'Einstein (1950)

La formule d'Einstein (1950) est constituée de deux termes : un terme en charriage et un terme en suspension.

- *Terme en charriage*

Einstein (1949 et 1950) adopte pour sa loi de transport total une approche probabiliste. Il obtient une courbe semblable à celle de Shields mais en introduisant une dispersion autour du seuil critique. Dans son raisonnement, il considère que la fluctuation des paramètres suit une loi normale. Sa loi se décompose en deux termes, l'un pour les particules charriées et l'autre pour les particules transportées par suspension. Dans ce paragraphe, seule la formule de charriage sera exposée. La formule exprimant le transport en suspension sera explicitée un peu plus loin.

Pour définir la fraction transportée par charriage, il calcule tout d'abord l'intensité de contrainte de cisaillement définie par l'inverse de la contrainte adimensionnelle :

$$\psi = \frac{1}{\tau^*} = \frac{(\rho_s - \rho).g.d}{\tau}$$

Il calcule ensuite à partir de cette intensité la probabilité p_e de mouvement d'une particule :

$$p_e = 1 - \frac{1}{\sqrt{\pi}} \int_{-B\psi - 1/\eta_0}^{+B\psi - 1/\eta_0} e^{-y^2} dy$$

avec B=0,143 et η_0=0,5 deux constantes calées empiriquement.

Cette probabilité de transport permet enfin de définir le flux adimensionnel Φ de la granulométrie transportée, avec:

$$\Phi = \frac{C}{A} \frac{p_e}{1 - p_e}$$

où C est la concentration et A une constante déterminée expérimentalement et valant 43,6.

Ainsi, le charriage réel s'exprime:

$$\boxed{q_b = \Phi \cdot \sqrt{(s-1).g.d^3}}$$

- *Terme en suspension*

Le transport en suspension reprend les termes déjà calculés pour le charriage et ajoute deux intégrales.

Le processus le plus important permettant de maintenir les particules en suspension est la turbulence de l'écoulement, qui se caractérise par une fluctuation de la vitesse en un point donné. Dans un écoulement permanent et uniforme, la description mathématique de la distribution verticale de la concentration en sédiments peut être décrite par :

$$C_i \omega_s + \varepsilon_s \frac{\partial C_i}{\partial y} = 0$$

avec :

C_i = concentration du sédiment i
ω_s = vitesse de chute de la particule
ε_s = coefficient de diffusion du sédiment
y = profondeur

Par intégration de l'équation précédente, on obtient la célèbre équation de Rouse exprimant le profil vertical de concentration des sédiments :

$$\boxed{\frac{C_y}{C_a} = \left(\frac{h-y}{y} \frac{a}{h-a} \right)^Z}$$

où Z est le nombre de Rouse défini par :

$$\boxed{Z = \frac{\omega}{\kappa . u^*}}$$

κ = 0,4 = constante de Von Karman
u^* = vitesse de cisaillement (m/s)
h =hauteur de l'écoulement (m)
a = niveau de référence (m)
C_a = concentration au niveau a
C_y = concentration à la hauteur y
y = hauteur (m) comprise entre 0 et h où est mesurée la concentration dans l'écoulement
ω = la vitesse de chute de la particule (m/s)

Le niveau de référence, a, est totalement arbitraire mais Einstein (1950) l'a défini comme étant fonction de la rugosité du lit de la rivière, dépendant elle-même de la taille des grains (souvent pris à deux fois la taille du d_{50}), c'est-à-dire le niveau à partir duquel la suspension commence.

$$q_s = \int_{z_b}^{h} C_s.U.dz$$

Einstein reprend l'équation du profil de concentration et propose que la limite inférieure de l'intégrale soit égale à deux fois le diamètre du grain.

Il utilise pour la vitesse l'équation de Keulegan qui exprime une distribution logarithmique de la vitesse.

$$U = 5,75.u^*.log\left(\frac{30,2.h}{k_r}\right)$$

k_r étant la hauteur de rugosité du lit apparenté ici au diamètre apparent du grain à la surface du lit.

Finalement, la formule s'écrit :

$$q_s = i_b.C_a \int_{2d}^{h} \left(\frac{h-y}{y}\frac{a}{h-a}\right)^Z .5,75.u^*.\log\left(\frac{30,2.h}{k_r}\right)dy$$

Après quelques manipulations mathématiques, la loi en suspension s'écrit :

$$q_s = q_b.\left(2,303\log\left(\frac{30,2.h}{d}\right).I_1 + I_2\right)$$

avec :

$$I_1 = 0,216.\frac{a^{Z-1}}{(1-a)^Z}\int_a^1 \left(\frac{1-y}{y}\right)^Y dy$$

$$I_2 = 0,216.\frac{a^{Z-1}}{(1-a)^Z}\int_a^1 \left(\frac{1-y}{y}\right)^Y ln\, y\, dy$$

Z étant le nombre de Rouse et a une constante positive proche de 0.

En combinant les formules de transport par charriage et par suspension, la formule de transport total d'Einstein s'écrit :

$$q_t = q_b\left(1 + 2,303\log\left(\frac{30,2.h}{d_i}\right).I_1 + I_2\right)$$

I_1 et I_2 les deux intégrales définies dans la partie en suspension de la loi.

Formule de Van Rijn (1984 a,b)

Van Rijn décrit sa loi de charriage par deux paramètres adimensionnels : le diamètre adimensionnel et un paramètre de transport dépendant de la vitesse de cisaillement (u^*) et de la vitesse critique de cisaillement (u_c^*).

Il a établi cette formule en procédant à des expérimentations de terrain (environ 600) sur des particules comprises entre 0,2 et 2 mm.

Le paramètre de transport est défini par:

$$T = \frac{\left(u^*\right)^2 - \left(u_c^*\right)^2}{\left(u_c^*\right)^2}$$

La relation de Van Rijn s'écrit:

$$\boxed{q_b = 0,053.\frac{T^{2,1}}{d_*^{0,3}}.\sqrt{(s-1).g.d^3}}$$

La loi en suspension de Van Rijn est dérivée de l'équation exprimant le flux en suspension en fonction du profil de concentration. Il a réalisé de nombreuses expériences (au nombre de 800) sur des rivières telles que le Mississipi ou Enoree (Etats-Unis) afin de calibrer sa loi de concentration et sa loi de vitesse.

$$q_s = \int_{z_b}^{h} C.U.dz$$

Après quelques approximations, la loi de transport en suspension s'écrit :

$$\boxed{q_s = F.U.h.C_a}$$

Avec :

$$C_a = 0,015.\frac{d_{50}}{a}\frac{T^{1,5}}{d_*^{0,3}}$$

$$F = \frac{\left[\frac{a}{d}\right]^Z - \left[\frac{a}{d}\right]^{1,2}}{\left[1-\frac{a}{d}\right]^Z \left[1,2-Z\right]}$$ *avec a=K (K étant le coefficient de Manning-Strickler)*

$$u = u^* \frac{1}{\kappa} ln\left(\frac{z}{z_0}\right)$$

Formule de Wu et al. (2000)

Wu et al. se sont appuyés sur les formulations de Meyer-Peter et Müller (1948), Engelund et Fredsoe (1976) et Van Rijn (1984 a,b). Ils ont défini deux termes, l'un de charriage et l'autre de suspension et ont calibré les coefficients à partir de données de laboratoires (Liu, 1986 ; Samaga et al., 1986 (a et b) ; Kunhle, 1993 ; Wilcock et McArdell, 1993) ainsi que des données de rivières naturelles américaines et chinoises (William et Rosgen, 1989).

La formulation de Wu et al. s'écrit :

$$q_s = \left(\underbrace{0,0053.\left[\left(\frac{n'}{n}\right)^{3/2} \frac{\tau}{\tau_c} - 1\right]^{2,2}}_{charriage} + \underbrace{0,0000262.\left[\left(\frac{\tau}{\tau_c} - 1\right).\frac{u}{w_s}\right]^{1,74}}_{suspension} \right).\sqrt{(s-1).g.d^3}$$

Formule de Engelund et Hansen (1967)

La formule de Engelund et Hansen est inspirée du concept de puissance de l'écoulement introduit par Bagnold (1966). Pour l'élaboration de cette formule, les auteurs tiennent compte de l'éventuelle présence de dunes par le biais d'une relation de perte d'énergie légèrement différente de celle de Manning-Strickler ; il n'y a donc pas lieu de faire appel à une correction de la force tractrice.

Elle a été validée sur de nombreuses mesures expérimentales (canal de 50 m de longueur pour 2,40 m de largeur, sédiments de 0,2 à 1 mm) et de terrain. Les auteurs précisent son domaine de validité et ses caractéristiques :

- écoulement uniforme
- paramètre de shields $0,15<\tau^*<2,5$
- granulométrie assez peu étendue : $(d_{84}/d_{16})<4$.

$$q_t^* = 0,05.\frac{C^2}{g}.\tau^{*\frac{5}{2}}$$

C: coefficient de frottement de Chézy ($m^{1/2}/s$)

Formule de Graf (1971)

La loi de Graf est basée sur des données expérimentales effectuées sur des rivières et des canaux. La formule s'exprime par :

$$q_t = 10{,}39.\left(\frac{S.h}{(s-1).d}\right)^{2{,}52}.\sqrt{(s-1).g.d^3}$$

Formule de Ackers et White (1973)

La formulation d'Ackers et White est basée sur des expériences en laboratoires (presque 1000) et des expériences de terrain (environ 250) utilisant des sédiments ayant une granulométrie étendue et uniforme dont le diamètre est compris entre $0{,}04<d_{50}$ [mm]$<0{,}4$.

Ils définissent tout d'abord un paramètre de mobilité des sédiments :

$$Fr = \frac{u_*^{n_w}}{\sqrt{(s-1).g.d}}\left[\frac{u}{\sqrt{32}\,log(10h/d)}\right]^{1-n_w}$$

Pour des particules fines $n_w=1$ et $Fr = \sqrt{\tau^*}$.

Un paramètre de transport des sédiments a été défini comme suis :

$$Gr = C_w\left(\frac{Fr}{A_w} - 1\right)^{m_w}$$

Le transport total (en m²/s) est, finalement, calculé selon :

$$q_t = q.Gr\,\frac{d}{h}\left(\frac{u}{u_*}\right)^{n_w}$$

Le tableau ci-dessous représente la valeur des paramètres en fonction du diamètre adimensionnel.

coefficient	$d^*>60$ (d>2,5 mm)	$1<d^*<60$	$d^*<1$ (d<0,04 mm)
n_w	0	$(1 - 0{,}56\ log\ d^*)$	1
m_w	1,5	$(9.66 / d^*) + 1{,}34$	
A_w	0,17	$(0{,}23 / \sqrt{d^*}) + 0{,}14$	
C_w	0,025	$\log C_w = 2{,}86\log d^* - (\log d^*)^2 - 3{,}53$	

Valeur des coefficients en fonction du diamètre adimensionnel des grains

Annexe 4

La loi d'Einstein est l'expression du transport fluvial des sédiments que nous avons retenu pour le modèle. Cette annexe montre les manipulations effectuées sur la loi d'Einstein afin de l'adapter au mieux au modèle COBASE.

Une des lois de charriage les plus courament utilisées est la loi de Meyer-Peter et Müller. Cette formule exprime la capacité de transport par charriage et est proportionnelle à l'excès de contrainte de cisaillement :

$$q_t^* = 8.\left(\tau^* - \tau_c^*\right)^{\frac{3}{2}}$$

En considérant les hypothèses suivantes :

équilibre des forces ($\tau = \rho.C_d.U^2 = \rho.g.h.S$)

contrainte en excès important : $\left(\tau^* >> \tau_c^*\right)$

La formule de Meyer-Peter et Müller peut s'écrire sous la forme d'une équation de diffusion :

$$q_t^* = 8.\tau^{*\frac{3}{2}} = u.h.S = Q_{eau}.S$$

$$\boxed{q_t = K_e.Q_{eau}.S}$$

Reprenons la formule d'Einstein (1950), elle s'écrit :

$$q_t = \left(1 + 2{,}303.\log(.....).I1 + I2\right) = \left(1 + s\right).q_b$$

avec s : le flux relatif de sédiment en suspension

L'idée est de comparer les lois d'Einstein et de Meyer-Peter et Müller pour écrire l'équation d'Einstein sous la forme d'une équation de diffusion afin de simplifier son écriture :

$$q_t = K_e.b.(1+s).Q_{eau}.S$$

Avec $b = \frac{q_{b.Einstein}}{q_{t.MPM}}$

L'avantage de cette écriture de la formule d'Einstein est de mettre en évidence un coefficient macroscopique (coefficient d'Einstein K_e) et de ressembler à une équation de diffusion qui simplifie le schéma numérique.