



HAL
open science

Réorganisation des réseaux hydrographiques dans les modèles d'évolution des paysages, à grandes échelles spatiales et temporelles : Étude des captures potentielles de la Meuse

Abed Benaïchouche

► **To cite this version:**

Abed Benaïchouche. Réorganisation des réseaux hydrographiques dans les modèles d'évolution des paysages, à grandes échelles spatiales et temporelles : Étude des captures potentielles de la Meuse. Sciences de la Terre. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 2013. Français. NNT : 2013ENMP0058 . pastel-00960350

HAL Id: pastel-00960350

<https://pastel.hal.science/pastel-00960350>

Submitted on 18 Mar 2014

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.

Ecole doctorale n°398 : Géosciences et Ressources Naturelles

Doctorat ParisTech

T H È S E

pour obtenir le grade de docteur délivré par

l'École nationale supérieure des mines de Paris

Spécialité "Techniques et Economie de l'Exploitation du Sous-sol"

présentée et soutenue publiquement par

Abed BENAÏCHOUCHE

le 11 décembre 2013

**Réorganisation des réseaux hydrographiques dans les modèles d'évolution
des paysages, à grandes échelles spatiales et temporelles.
Etude des captures potentielles de la Meuse**

Directeur de thèse : **Michel TIJANI**

Co-encadrement de la thèse : **Olivier STAB**

Jury

M. Peter VAN DER BEEK, Professeur, Université de Grenoble, France
M. Cyril FLEURANT, Professeur, Université d'Angers, France
M. Arnaud TEMME, Professeur assistant, Université de Wageningen, Pays-Bas
M. Hakim BENABDERRAHMANE, Hydrogéologue, ANDRA, Chatenay-Malabry, France
M. Michel TIJANI, Directeur de recherche, MINES ParisTech, France
M. Olivier STAB, Docteur, MINES ParisTech, France

Président
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Examineur

**T
H
È
S
E**

*Je dédie cette thèse à ceux qui
comptent le plus pour moi :
Mes parents,
ma femme, mes enfants,
ma sœur et mes frères.*

Remerciements

Ce manuscrit est l'aboutissement de quatre années de doctorat au sein de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris. Dans sa version actuelle, j'ai tenu compte, le mieux que j'ai pu, des remarques et suggestions pertinentes des membres du jury que je remercie pour leurs conseils.

Par ailleurs, je tiens ici à remercier les personnes qui m'ont soutenu durant cette expérience enrichissante.

Je suis redevable à mon maître de thèse Olivier STAB pour sa patience, sa forte implication et pour tout ce que j'ai appris auprès de lui tant sur les aspects techniques que sur la déontologie d'une recherche scientifique. Michel TIJANI m'a aidé par ses conseils durant ce cycle de formation doctorale.

Un merci particulier à Ahmed ROUABHI, Bruno TESSIER, Isabelle COJAN et Jacques BRULHET pour l'intérêt qu'ils ont porté à mon travail et pour les discussions enrichissantes que nous avons eues.

Au-delà de l'aide scientifique, je remercie l'ensemble des thésards, post-docs, stagiaires que j'ai côtoyés pendant ma thèse.

Enfin, je tiens à remercier très chaleureusement mes parents qui m'ont toujours soutenu et qui ont toujours cru en moi et de tout mon cœur, ma femme qui a su faire preuve de patience et de courage face aux contraintes qu'engendrent une thèse.

Résumé

Les reliefs résultent d'une interaction entre de nombreux processus qui mettent en jeu des couplages complexes : climat, tectonique, érosion, impact anthropique, etc. Dans les paysages dominés par l'érosion fluviale, la morphologie du relief est étroitement liée à la structure du réseau hydrographique. Ce dernier joue un rôle important dans les couplages entre les processus de surface (processus fluviaux et processus de versants). De nombreuses évidences de captures entre rivières, provoquant des réorganisations du réseau hydrographique, montrent que le réseau de drainage évolue, et il est loin d'être fixe comme le suggèrent certains modèles numériques d'évolution du paysage. De plus les travaux s'intéressant aux causes et aux mécanismes de ces réorganisations sont peu nombreux, et principalement qualitatifs. L'objectif de cette thèse a été de modéliser la réorganisation des réseaux hydrographiques dans le cadre d'un enfoncement relatif entre deux bassins. L'avancement (par érosion régressive) de la tête de vallée de la rivière pirate provoque le détournement d'une rivière qui coule à proximité. Le comportement des Modèles numériques d'Evolution des Paysages (MEP), et plus particulièrement l'influence des paramètres de contrôle, ont été étudiés. L'expérimentation a été réalisée avec le logiciel GOLEM (Tucker and Slingerland, 1994) qui a été adapté aux besoins. L'étude s'est principalement portée sur le cas de l'évolution du réseau hydrographique de la partie française de la Meuse qui a connu de nombreuses captures par le passé (capture de la Haute-Moselle par la Meurthe, capture de l'Aire par l'Aisne) et dont les caractéristiques actuelles sont favorables à de nouvelles captures (le lit de la Meuse se trouve perché à plus de 50 m au-dessus des vallées qui l'entourent : la Marne à l'Ouest et la Moselle à l'Est).

Les MEP ont joué un rôle important dans la compréhension des relations existantes entre le développement du réseau hydrographique, la morphologie du bassin versant et les facteurs qui les contrôlent. En effet, les MEP permettent de simuler l'érosion pour une surrection tectonique et un climat donné, à différentes échelles de temps et d'espace. Ces modèles permettent de reproduire les différents paradigmes d'évolution à long terme tels que les cycles d'érosion de Davis (Davis, 1899) ou l'équilibre dynamique de Hack (Hack, 1960). Néanmoins, leur utilisation présente certaines difficultés, qui résident principalement dans (i) le choix des valeurs de paramètres empiriques et plus particulièrement les valeurs seuil des processus, et (ii) le choix des algorithmes de calcul de pente et d'extraction des réseaux hydrographiques à partir des modèles numériques de terrain ; difficulté qui fait toujours l'objet de nombreux travaux de recherche (Byun and Seong, 2013; Passalacqua et al., 2010; Pirotti and Tarolli, 2010; Poggio and Soille, 2011; Van de Wiel and Temme, 2013).

Après une étude comparative entre les différents logiciels, nous avons choisi et adapté le logiciel GOLEM pour étudier comment les captures sont initiées dans les MEP classiques et quels sont les paramètres les plus influents. L'évaluation de GOLEM montre une parfaite cohérence entre les équations physiques et les résultats obtenus par le logiciel qui les intègre. Les études de sensibilités paramétriques de ce logiciel sur des cas synthétiques montrent que des relations empiriques reliant un ou plusieurs paramètres du modèle avec un ou plusieurs paramètres morphologiques d'un bassin peuvent être établies. Ces études de sensibilité ont aussi permis d'illustrer la sensibilité des MEP à la

finesse du maillage. Nous avons montré que cette sensibilité est liée aux algorithmes de calcul de la plus grande pente et de l'aire drainée intégrés dans le logiciel. Les différentes modifications apportées sur le code de base ont permis par la suite de réaliser des simulations dans le bassin de la Meuse.

L'utilisation des MEP nécessiterait la détermination des valeurs de paramètres empiriques et les valeurs seuil des processus. Dans la littérature, l'ajustement s'appuie sur l'analyse des relations de type pente-aire drainée qui supposent l'existence d'un pseudo-équilibre entre l'érosion et la surrection tectonique. Ainsi, la connaissance de surrection tectonique est souvent indispensable pour caler les paramètres. Pour notre étude, l'application de ces approches classiques donne des résultats insuffisants par rapport aux prédictions données par les géologues. Cela nous a amené à développer une nouvelle approche de calibration équivalente à la relation pente-aire drainée classique mais qui prend en compte la composante temporelle en intégrant des informations supplémentaires. Cette approche permet de s'affranchir de l'hypothèse du pseudo-équilibre et de la connaissance de la surrection tectonique en estimant les vitesses d'incision à partir des terrasses datées. La simulation avec les nouveaux paramètres permet de réduire les âges de captures mais ils restent toujours supérieurs à ce qu'on pouvait imaginer.

Afin de surmonter les difficultés liées au choix des paramètres et des seuils, nous avons réalisé une étude de sensibilité paramétrique dans le bassin de la Meuse. Les résultats de GOLEM montrent le déclenchement d'une série de captures de la Meuse provoquée par un affluent direct ou indirect de la Moselle, menant à une réorganisation complète du réseau hydrographique dans la région. L'étude montre qu'en fonction du choix des paramètres, certaines captures peuvent être favorisées ou inhibées, mais l'ordre dans lequel elles se déclenchent demeure inchangé. Ainsi, seulement trois schémas d'évolution potentiels ont été mis en évidence. La relation entre les paramètres du modèle et les scénarios a été quantifiée par la suite. Ainsi l'étude de sensibilité a permis de déterminer les lieux et la chronologie des captures. Cependant, l'estimation des âges demande un ajustement précis des valeurs des paramètres de contrôle.

Afin d'affiner les résultats obtenus, nous avons construit un modèle numérique 1D qui suppose la connaissance du chemin de capture. Ce dernier intègre les équations de la géomorphologie quantitative : diffusion sur les versants, advection sur les rivières et une équation reliant pente et aire drainée pour décrire l'évolution de limite entre ces domaines. Ce modèle présente de nombreux avantages par rapport au modèle 2D : faible temps de calcul, simple configuration des conditions aux limites, préparation des données rapide, etc. Il a permis de réaliser des simulations en prenant en compte d'autres mécanismes tels que le remplissage de la Meuse qui accélère le déclenchement des captures.

Mots clés : Capture par rivière pirate, modèle d'évolution des paysages, GOLEM, initiation de réseau hydrographique, recul de tête de vallée, la Meuse, organisation de réseau hydrographique.

Abstract

Landforms result from interaction between several processes, involving complex coupling: climate, tectonics, erosion, human impact, etc. In landscapes dominated by fluvial erosion, landscape morphology is closely related to the hydrographic network system. The latter plays an important role in the surface processes coupling (fluvial processes and hillslope processes). Many evidences of stream piracy causing reorganization of hydrographic network suggest that the drainage system is changing, and it is far from being fixe as propose some numerical landscape evolution models. Nevertheless, works focusing on causes and mechanisms of these reorganizations are very few and they are largely qualitative. The aim of this thesis is to quantify and describe the reorganization of hydrographic networks provoked by headward piracy mechanism in the case of relative lowering between two basins, where the riverhead progress by headward erosion causing the diversion of a river flowing nearby. The problem is tackled with a numerical modeling approach. We emphasize on the evolution of the hydrographic networks of the French part of the Meuse basin, where several piracies were recorded in the past (the piracy of the Upper-Moselle by the Meurthe and the piracy of the Aire by the Aisne), and which current characteristics are favorable to new piracies (the Meuse river bed is perched at more than 50m comparing to its surrounding valleys: Marne at the West and the Moselle at the East).

Landscape evolution models (LEM) have played an important role in the understanding of the existing relation between hydrographic network developments, watershed morphology and control factors by simulating the interaction between erosion, tectonics and climate at different scales of time and space. These models can reproduce the long-term landscape evolution paradigms such as: Davis erosion cycle (Davis, 1899) or Hack dynamic equilibrium (Hack, 1960). Nevertheless, their use presents some difficulties, mainly lied to (i) the parameters fitting, (ii) the choice of slope and hydrographic networks extraction algorithms from digital elevation model, challenge is still the subject of numerous researches (Byun and Seong, 2013; Passalacqua et al., 2010; Pirotti and Tarolli, 2010; Poggio and Soille, 2011; Van de Wiel and Temme, 2013).

After a comparative study between different available software in the literature, we selected and adapted GOLEM (Tucker and Slingerland, 1994) to study, firstly how piracies are initiated in classical landscape evolution models and what are the most influential parameters. GOLEM assessment shows perfect consistency between the physical equations and the results obtained by the software that integrates its.

Sensitivity analyses of the software on synthetic cases show that empirical correlations can between one or several parameters of the model with one or several morphological parameters of a basin can be established. These sensitivity studies were also used to illustrate the sensitivity of the MEP to the mesh fineness. We have shown that this sensitivity is related to determination of the maximum slope and the drainage area algorithms integrated in the software. The various modifications on the initial program led to perform simulations in the basin of the Meuse.

The use of MEP requires the determination of values of the empirical parameters and values of threshold. In the literature, the fitting is based on the analysis of the slope-drainage area relationship. These relationships imply the existence of equilibrium between erosion and tectonic uplift which knowledge is often essential to fit parameters. For our study, the application of these conventional approaches yields short results comparing to geologists predictions. This has led us to develop a new approach similar to the classic slope-drainage area relationship. This last takes into account the temporal component by incorporating additional informations. This approach eliminates the assumption of equilibrium and the knowledge of the tectonic uplift by estimating incision rate from the dated terraces. The simulation with the new parameters reduces the piracy ages but they are still higher than we could imagine.

To overcome the parameters and thresholds calibration difficulties, we conducted a parametric sensitivity study in the Meuse basin with GOLEM, the results show triggering a series of piracy caused by a direct or indirect tributary of the Moselle at the expense of Meuse, leading to a complete reorganization of the hydrographic network in the region. The study shows that depending on the parameters values some piracy may be favored or inhibited, but the order in which they are triggered remains unchanged. We discriminate three evolutions scenarios. The relationship between the model parameters and scenarios were quantified thereafter. Although the sensitivity study allows the determination of piracy locations and chronology. The piracy ages requires an accurate parameters fitting.

We later develop a numerical 1D model that assumes piracy path knowledge to refine the obtained results. The latter includes quantitative geomorphology equations: diffusion on hillslope domain, advection on fluvial domain and equation relating slope and drainage area to describe the transition between these two domains. This model has many advantages comparing to the 2D model: weak computation time, simple configuration of boundary conditions, weak data preparation time, etc. This model allows simulations in the Meuse basin, taking into account other mechanisms such as the Meuse avulsion; which is difficult to consider in the 2D model. This shows that the Meuse avulsion accelerates the piracy advent.

Keywords: Headward piracy, landscape evolution models, GOLEM, hydrographic network initiation, riverhead retreat, Meuse, hydrographic network organization.

Table des matieres

RESUME	7
ABSTRACT	9
TABLE DES MATIERES.....	11
INTRODUCTION GENERALE.....	15
CHAPITRE I : EVOLUTION DES PAYSAGES.....	17
1 PROCESSUS	18
1.1 PROCESSUS DE SURFACE	18
1.2 PROCESSUS KARSTIQUES	29
1.3 REORGANISATION DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE PAR CAPTURES FLUVIATILES.....	30
2 FACTEURS DE CONTROLE.....	35
2.1 TECTONIQUE.....	35
2.2 CLIMAT.....	35
2.3 EUSTATISME	38
2.4 FACTEURS LOCAUX	39
3 MODELISATION NATURALISTE DE L'EVOLUTION	42
3.1 PARADIGMES D'EVOLUTION	42
3.2 MODELISATION GLOBALE EMPIRIQUE	45
3.3 COMPARAISON ENTRE PARADIGMES D'EVOLUTION ET MODELISATION GLOBALE	46
CHAPITRE II : MODELISATION PHYSIQUE ET EVALUATION DE GOLEM	49
1 REPRESENTATION NUMERIQUE ET ANALYSE GEOMORPHOMETRIQUE.....	50
1.1 REPRESENTATION NUMERIQUE DU PAYSAGE	50
1.2 ANALYSE GEOMORPHOMETRIQUE ET DESCRIPTEURS.....	52
1.3 CALCUL DE L'AIRE DRAINEE ET EXTRACTION DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE SUR MNT.....	58
2 MODELISATION PHYSIQUE : LES EQUATIONS.....	64
2.1 PROCESSUS FLUVIATILES.....	64
2.2 PROCESSUS DES VERSANTS.....	67
2.3 SEUIL DE FORMATION DES CHENAUX	71
3 MODELISATION PHYSIQUE : LES LOGICIELS	73
3.1 SIBERIA.....	73
3.2 APERO (CIDRE).....	74
3.3 GOLEM	74
3.4 CASCADE.....	75

3.5	CAESAR.....	75
3.6	CHILD	76
3.7	EROS	76
3.8	LAPSUS.....	78
4	EVALUATION DE GOLEM	78
4.1	ANALYSE DE SENSIBILITE AUX PARAMETRES	78
4.2	SENSIBILITE AU MAILLAGE	86
4.3	LIMITATIONS DE GOLEM ET ADAPTATIONS	88
4.4	COMPARAISON ENTRE GOLEM ET LES APPROCHES NATURALISTES	89
5	CONCLUSIONS.....	92
CHAPITRE III : ETUDE DES CAPTURES POTENTIELLES DE LA MEUSE AVEC GOLEM 95		
1	INTRODUCTION.....	96
2	BASSIN DE LA MEUSE.....	97
2.1	DESCRIPTION DU BASSIN DE LA MEUSE	97
2.2	ETUDES DES TERRASSES DE LA MEUSE ET DE LA MOSELLE	102
2.3	ETUDES DES CAPTURES DE LA MEUSE (PASSEE)	104
2.4	CONSTRUCTION D'UN SCENARIO D'EVOLUTION (FUTUR).....	106
2.5	ZONE D'ETUDE ET DONNEES DISPONIBLES POUR LES SIMULATIONS.....	107
3	SIMULATION AVEC GOLEM : HYPOTHESES ET CALIBRATION DES PARAMETRES ..	107
3.1	HYPOTHESES DE SIMULATION	108
3.2	CALIBRATION DE L'EQUATION DE L'INCISION FLUVIATILE.....	109
3.3	CALIBRATION DE L'EQUATION DE LA DIFFUSION SUR LES VERSANTS	114
3.4	CALIBRATION DU SEUIL DE LA FORMATION DES CHENAUX.....	119
3.5	INSUFFISANCE DES METHODES CLASSIQUES DE CALIBRATION	120
4	ETUDE DE SENSIBILITE PARAMETRIQUE	123
4.1	DEMARCHE METHODOLOGIQUE.....	123
4.2	PARAMETRES D'ENTREE ET ECHANTILLONAGE.....	124
4.3	GESTION ET TRAITEMENT DES DONNEES (ET DES RESULTATS)	125
4.4	LOCALISATION DES CAPTURES	126
4.5	CHRONOLOGIE DES CAPTURES.....	128
4.6	INFLUENCE DES PARAMETRES SUR LES SCHEMAS D'EVOLUTION	129
4.7	PRISE EN COMPTE DE LA LITHOLOGIE	134
5	PRISE EN COMPTE D'AUTRES PROCESSUS	135
5.1	AVULSION DE LA MEUSE	136
5.2	PRISE EN COMPTE DU KARST	137
5.3	CONCLUSION	137
6	CONCLUSIONS.....	139

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES.....	141
LISTE DES FIGURES	147
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	151
ANNEXE 1 : DONNEES UTILISEES POUR L'EVALUATION DE GOLEM.....	175
ANNEXE 2 : MODELE 1D POUR LES CAPTURES	177
ANNEXE 3 : AUTRES PROCESSUS : AVULSION ET KARST (1D)	185
ANNEXE 4 : NOUVELLE APPROCHE DE CALIBRATION (1D)	201

Introduction générale

Les reliefs résultent d'une interaction entre de nombreux processus qui mettent en jeu des couplages complexes : climat, tectonique, érosion, impact anthropique, etc. Différents types de reliefs apparaissent en fonction des facteurs dominants. Plusieurs mécanismes (diversion, défluviation, capture par rivière pirate) contrôlent l'organisation spatiale du réseau de drainage et modifient profondément le paysage.

De nombreux chercheurs ont contribué à décrire et analyser l'évolution de la topographie : proposant des théories et des modèles (Ahnert, 1970; Davis, 1899; Hack, 1960). Mais dans les vingt dernières années, les Modèles d'Evolution des Paysages (MEP) se sont imposés comme des outils incontournables. Le récapitulatif présenté dans (Tucker and Hancock, 2010) est représentatif de l'ensemble des travaux réalisés sur le sujet. Dans ce type de modélisation les processus d'érosion et de transport sont représentés par des modèles diffusifs et/ou advectifs calculant la redistribution locale de matériel sur les versants et le transfert de sédiment dans les cours d'eau. Le problème essentiel pour ce type de modèles reste la détermination des paramètres empiriques des équations. Initialement, les MEP ont été développés pour simuler l'interaction entre l'érosion, la surrection tectonique et le climat à différentes échelles de temps et d'espace. Ils ne sont pas destinés à la description des mécanismes spécifiques tels que les captures. L'objectif de notre travail est d'évaluer les MEP dans ce contexte.

Les nombreux travaux réalisés avec les MEP ont permis de faire des avancées significatives cependant, plusieurs difficultés persistent. Entre autres, la validation d'un modèle d'évolution des paysages reste un problème délicat. La majorité des modèles sont validés sur la base d'une simple comparaison entre les caractéristiques morphologiques prédites et les caractéristiques morphologiques mesurées sur le terrain actuel (altitude moyenne, densité de drainage, etc.). Cependant, le concept d'équifinalité (des paysages similaires peuvent survenir de différentes combinaisons de processus) est en contradiction avec cette pratique.

Ce manuscrit comporte 3 chapitres.

Dans le premier chapitre nous présentons les points nécessaires au lecteur non-spécialiste pour comprendre les différentes formes du relief. Cette présentation est volontairement plus large que le cadre de recherche lui-même, afin d'introduire d'une manière plus globale le problème d'évolution du paysage. Elle nous permet de situer les échelles de temps et d'espace auxquelles se rapporte notre travail. Ce chapitre englobe à la fois les aspects

phénoménologiques ; c'est-à-dire les processus et les facteurs de contrôle mais aussi les aspects de modélisation (approches naturalistes) qui permettent de décrire d'une manière quantitative l'évolution du paysage (Davis, Hack, Ahnert, etc.).

Dans le deuxième chapitre nous présentons les différents modèles mathématiques et les techniques numériques qui permettent de décrire, d'analyser et de modéliser l'évolution de la topographie. Ce chapitre comporte deux parties : (i) un état de l'art sur la représentation et l'évolution des paysages et (ii) une évaluation d'un modèle d'évolution des paysages (GOLEM). Dans la première partie, les représentations numériques du relief, les outils d'analyse et de caractérisation d'un bassin versant sont rapidement rappelés. Puis nous faisons une synthèse bibliographique des modèles d'évolution des paysages physiques, des méthodes numériques et des logiciels. Dans la seconde partie, le logiciel GOLEM est présenté. Nous commençons par présenter un « protocole » pour évaluer ce genre de modèle ; une analyse de sensibilité. Nous décrivons par la suite les différentes modifications apportées au code de base. Les résultats de GOLEM sont ensuite comparés à ceux des modèles naturalistes (Davis, Hack, Ahnert, etc.)

Le chapitre 3 est dédié à l'étude des captures potentielles de la Meuse dont le passé et les caractéristiques topographiques actuelles laissent supposer ce type d'évènements dans un avenir « assez proche ». Il a pour objectif d'évaluer le « réalisme » des modèles d'évolution des paysages classiques (dont GOLEM est un représentant) pour la modélisation des captures par rivière pirate. Nous avons choisi d'abord d'exécuter des simulations en calibrant les paramètres de GOLEM. L'insuffisance des résultats nous a amenés à développer une étude de sensibilité paramétrique afin d'élaborer des scénarios d'évolution.

Enfin, nous discutons les éléments de réponse apportés par ce travail : les avantages et les limites des approches de modélisations classiques avant de terminer en énonçant quelques perspectives.

Nous avons décidé de mettre en annexe (annexe 2) une partie consacrée à l'étude des captures par une approche monodimensionnelle basée sur les équations classiques de l'évolution des paysages. Nous présentons d'abord les motivations qui nous ont amenés au développement de cette approche. Les résultats de simulations prenant en compte les processus d'avulsion et les processus karstiques sont présentés et discutés. Une nouvelle méthode de calibration permettant de caler tous les paramètres du modèle à partir des paléo-profilés datés est finalement développée.

Chapitre I

Deux objectifs sont visés dans ce chapitre : le premier est d'introduire les différents aspects de l'évolution du relief terrestre au sens large et le deuxième est de présenter les différents modèles naturalistes décrivant l'évolution de la topographie. Le chapitre est composé de 3 sections. La première est consacrée à la description des processus d'érosion qui sculptent le paysage. Ces processus sont contrôlés par des facteurs externes (tectonique, climat, eustatisme, etc.) qui sont décrits dans la seconde section. La troisième section est une synthèse bibliographique des différents paradigmes et modèles empiriques d'évolution des paysages montrant que ces différentes approches de modélisation sont compatibles entre elles. Ce chapitre est une compilation d'extraits de diverses publications.

1 Processus

Nous nous focalisons dans cette section sur les processus d'évolution des paysages et sur les facteurs qui les contrôlent. Nous distinguons d'abord les processus de surface (liés à l'érosion mécanique) des processus karstiques (liés à l'érosion chimique). Nous montrons par la suite que sous des conditions particulières, la combinaison de ces processus induit une réorganisation du réseau hydrographique par mécanisme de captures. Les indices témoignant d'une capture passée et les différents modes de captures seront aussi présentés.

1.1 Processus de surface

Le relief est généralement façonné par deux processus antagonistes : la tectonique qui est à l'origine de sa création (facteur constructif), et l'érosion qui peu à peu le détruit (facteur destructif). Les formes générées peuvent correspondre à des formes d'érosion qui affectent la roche en place (le substrat) ou les formations superficielles qui le recouvrent : le sol. Ces formes peuvent aussi correspondre à des formes d'accumulation ; exemple : une dune qui est constituée de sable transporté et accumulé par le vent ; ou un delta qui est constitué de sédiments transportés par un fleuve qui s'accumulent à l'embouchure de ce dernier. En fonction des processus dominants, les paysages résultants peuvent être fluviaux, glaciaires, éoliens, karstiques, etc.

Dans notre étude, nous avons séparé les processus de surface en deux grandes catégories : les processus des rivières et les processus des versants (Dietrich et al., 2003; Lague, 2001; Temme et al., 2011; Tucker and Hancock, 2010; Van der Beek, 2003).

1.1.1 Processus des rivières

Les rivières sont l'un des agents dominants de l'évolution du paysage, leurs eaux érodent, transportent et déposent des sédiments. A l'échelle continentale, les rivières et les versants constituent l'essentiel de la surface terrestre et représentent ainsi les zones principales de production sédimentaire. En fonction des caractéristiques du milieu (Leopold and Wolman, 1957; Schumm, 1968) les cours d'eau prennent des formes différentes, ils peuvent être : rectilignes (figure 1.1.A), en tresses (figure 1.1.B), anastomosés (figure 1.1.C) ou méandriiformes (figure 1.1.D). Généralement, dans la partie amont, les rivières issues des régions montagneuses sont caractérisées par un lit à très forte pente, une vallée étroite et un tracé quasi-rectiligne. Plus en aval, les rivières coulent dans leurs propres alluvions avec différents styles qui se succèdent (figure 1.1.E). On trouve d'abord des rivières en tresses ; caractérisées par une forte charge alluviale et un lit plat et très large. Ensuite, des cours d'eau anastomosés, caractérisés par un lit moyennement large avec un à trois bras. Enfin, plus en aval encore, les cours d'eau adoptent un tracé à lit unique et à méandres.

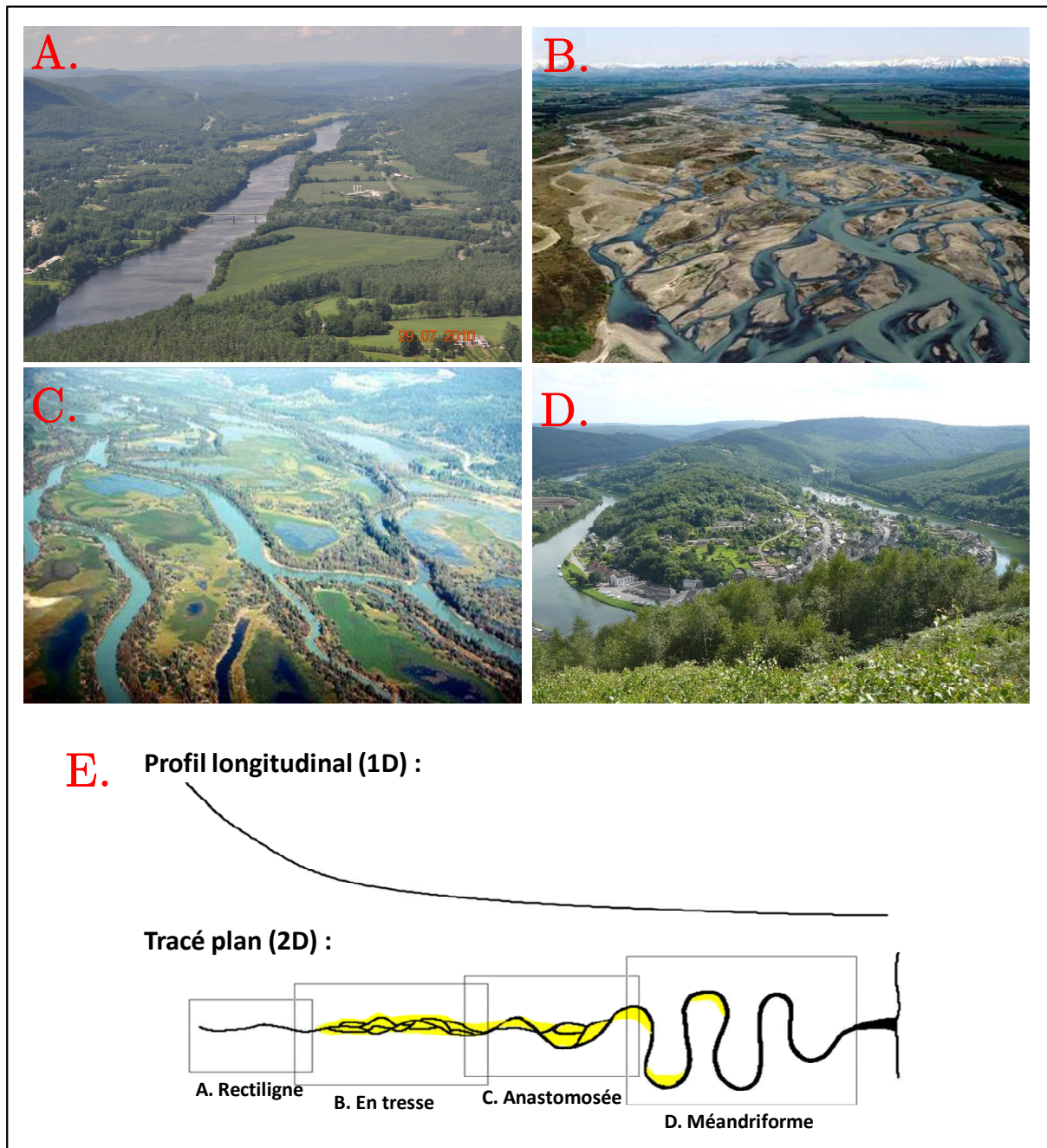


Figure 1.1. Les différents styles des cours d'eau. A. Cours d'eau rectiligne, Connecticut (USA). B. Cours d'eau en tresses, La Rakaia (Nouvelle-Zélande). C. Cours d'eau anastomosé, Colombie Britannique (Canada). D. Cours d'eau méandriforme, la Meuse dans la région de Monthermé (France). E. Traits morphologiques d'un cours d'eau, en profil et en plan (Degoutte, 2006).

Quelle que soit la nature du cours d'eau, ce dernier peut éroder son lit, transporter ou déposer des sédiments et cela dépend de nombreux facteurs tels que l'intensité du flux d'eau, la géométrie de l'écoulement (hauteur, largeur, pente, etc.), la taille et la quantité de grains transportés, etc. Hjulström (Hjulström, 1935) propose un diagramme (figure 1.2) qui donne la

vitesse minimale nécessaire à un courant pour éroder, transporter et déposer des grains d'une taille donnée.

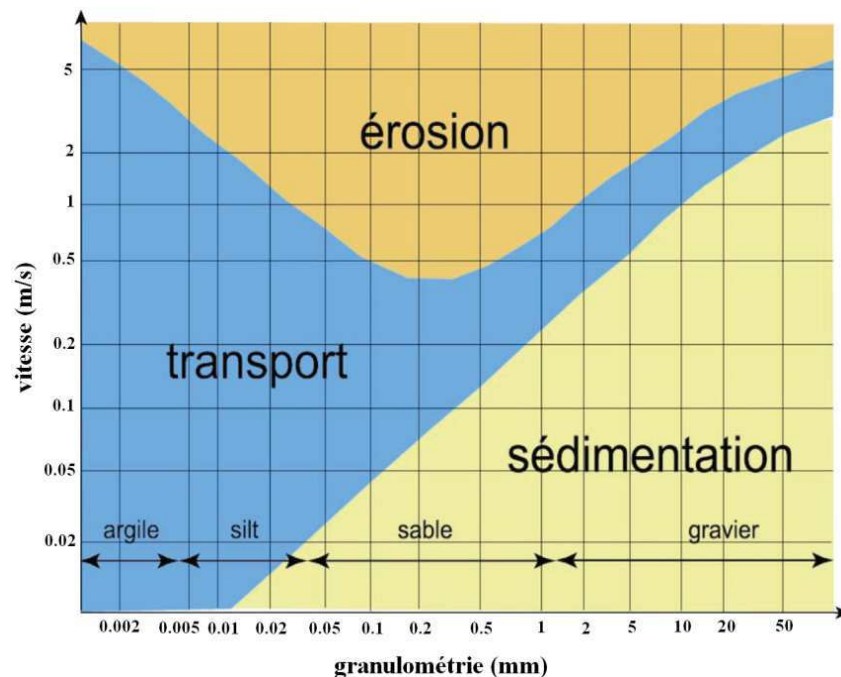


Figure 1.2. Diagramme de Hjulström (simplifié).

Les géomorphologues (Kooi and Beaumont, 1994; Tucker and Hancock, 2010; Van der Beek and Braun, 1998) distinguent deux types de processus : l'incision du substratum rocheux et le transport/dépôt des sédiments où la nature du lit de la rivière (rivière à substratum rocheux ou rivière alluviale) joue un rôle prépondérant.

Les rivières alluviales présentent une forte épaisseur de sédiments non-consolidés sur leurs lits. De ce fait, la quantité de sédiments transportables est toujours supérieure ou égale à **la capacité de transport de la rivière**. Si elles sont égales, alors le transport domine, sinon c'est le dépôt. Dans le cas des rivières à substratum rocheux, l'épaisseur de la couverture sédimentaire est faible, la charge sédimentaire disponible est donc toujours inférieure à sa capacité de transport. Dans la réalité, beaucoup de rivières se situent entre ces deux types (Howard, 1998; Howard et al., 1994; Seidl and Dietrich, 1992; Snyder et al., 2000; Wohl, 1992; Wohl, 1993). Une même rivière peut aussi changer de catégorie, généralement, dans sa partie amont, elle coule sur un lit rocheux, tandis que sur sa partie aval, elle coule sur un lit alluvial. La figure 1.3 montre les deux types de rivières citées.



Figure 1.3. A. Rivière à substratum rocheux, Haute Savoie, (France). B. Rivière alluviale en tresses, Alaska (USA).

1.1.1.1 Incision fluviale

Différents mécanismes se conjuguent pour produire l'incision du lit rocheux d'une rivière (Hancock et al., 1998; Whipple et al., 2000a). L'action peut être produite par abrasion mécanique (*abrasion*), détachement mécanique (*plucking*), dissolution (*solution*), altération physico-chimique (*weathering*) ou cavitation (*cavitation*). La figure 1.4 illustre l'ensemble des mécanismes.

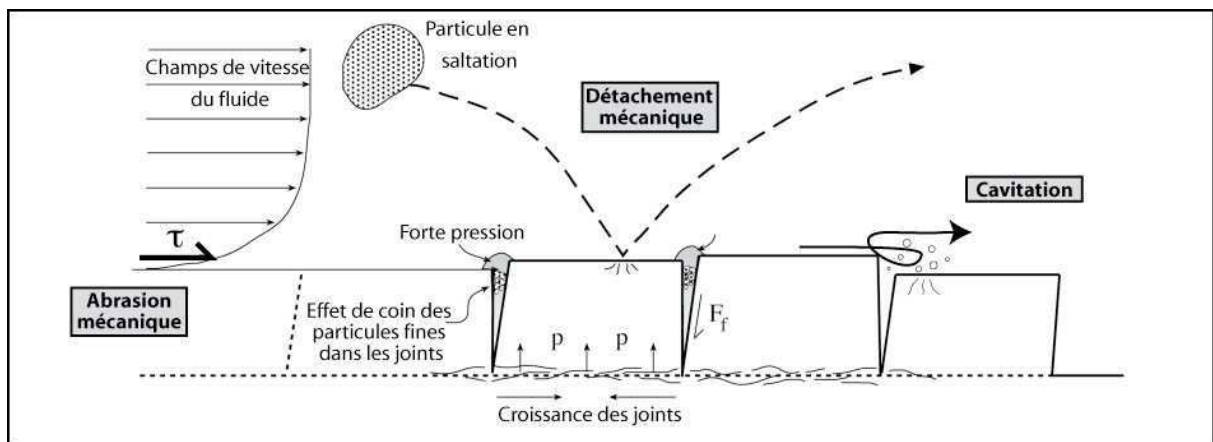


Figure 1.4. Mécanismes de l'incision fluviale (Graveleau, 2008).

Plusieurs paramètres peuvent être à l'origine de l'incision fluviale par abrasion mécanique : une variation du niveau de base (exemple capture), un changement climatique (exemple eustatisme), une surrection tectonique régionale, etc. L'incision se déclenche quand le lit rocheux est à l'affleurement et que la rivière est chargée en particules abrasives. Sklar et Dietrich (Sklar and Dietrich, 1998; Sklar and Dietrich, 2001) ont montré à l'aide d'un modèle simple que :

- le taux d'altération est proportionnel à la quantité de sédiments disponibles pour des valeurs inférieures à une charge seuil (figure 1.5.A). Ce seuil représente la charge

minimale à partir de laquelle la quantité de sédiments devient importante et nécessite une grande énergie pour être transportée. Au-delà de ce seuil, l'érosion est inversement proportionnelle à la charge ; le substratum commence à se couvrir avec des sédiments. Une fois le substratum complètement recouvert, le taux d'incision devient nul (pas de frottement entre les sédiments et le substratum).

- le taux d'incision est nul pour des valeurs de taille des grains inférieure à une taille seuil (figure 1.5.B). Cette dernière représente la taille minimale à partir de laquelle le transport par saltation devient important et les particules commencent à frotter avec le substratum. Au-delà, l'érosion devient proportionnelle à la taille des grains. Cela traduit l'augmentation de la durée de frottement entre les particules et le substratum. L'augmentation de la taille des grains finit par annuler le taux d'érosion, car ces derniers deviennent immobiles (ils nécessiteraient une grande énergie pour être mis en mouvement).

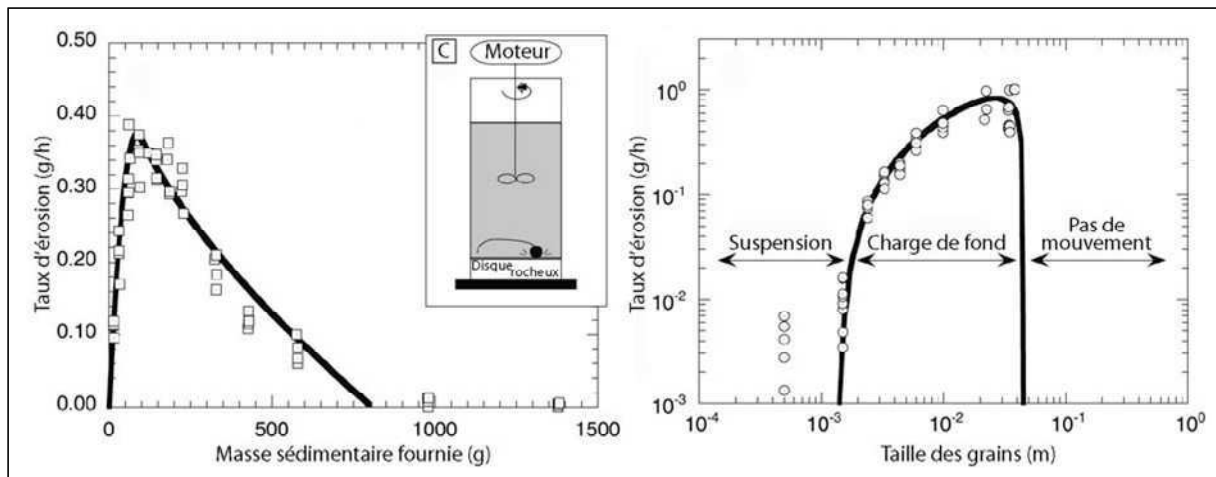


Figure 1.5. Impact de la charge sédimentaire et la taille des grains sur le taux d'érosion du substratum rocheux (g/h). A. Variation du taux d'altération en fonction de la charge sédimentaire. B. Variation du taux d'altération en fonction de la taille des grains (Dietrich et al., 2003).

1.1.1.2 Transport et dépôt fluvial

Le transport et le dépôt se produisent suite à une baisse de la capacité du cours d'eau (pente faible, vitesse réduite, etc.) ou suite à l'augmentation de la charge sédimentaire (apport sédimentaire important provenant des affluents ou des versants). On distingue trois grands modes de transport des particules (figure 1.6): en charriage (saltation ou traction), en suspension, ou en charge dissoute. Les grandes particules sont transportées par traction ou par saltation tandis que les particules fines sont mobilisées dans le transport en suspension.

Généralement, la quantité de sédiments transportée sous une forme dissoute est faible par rapport aux deux autres modes de transport. Selon Walling et Webb (Walling and Webb, 1987), la quantité de sédiments délivrée par les rivières du monde aux océans est de $3.7 \cdot 10^9$ tonnes, ce qui représente 20 % de la quantité totale. Les mesures réalisées par Guyot (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.

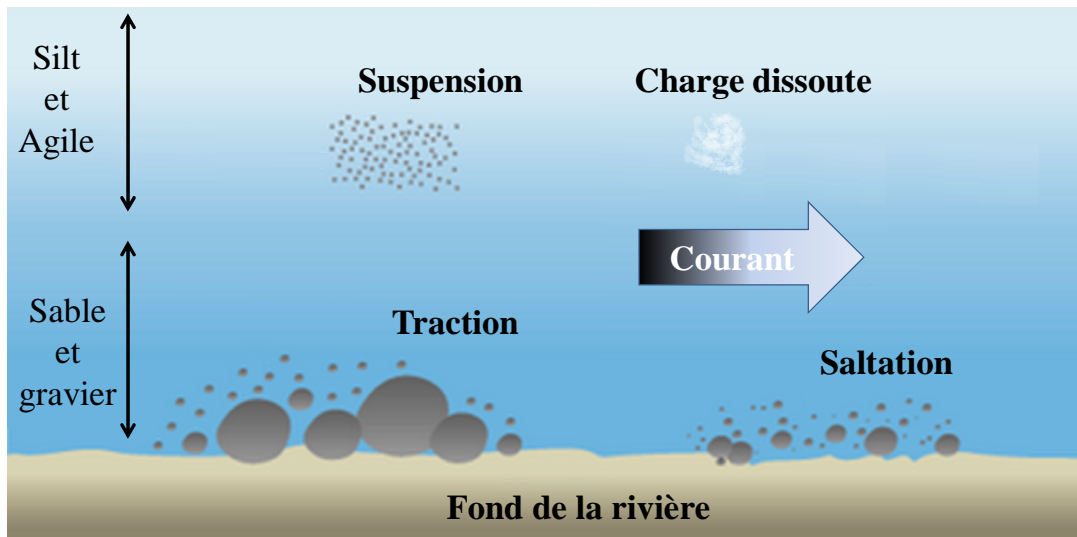


Figure 1.6. Modes de transport des particules en rivière.

1.1.1.3 Evolution des profils des rivières

L'incision et les dépôts d'une rivière se succèdent au gré de l'évolution des facteurs de contrôle laissant des traces importantes dans le paysage. A chaque fois que le cours d'eau s'encaisse dans ses propres alluvions, il conduit à la formation de **terrasses ou de replats** qui permettent de localiser l'ancien lit abandonné. Selon l'intensité des dépôts et des érosions, les terrasses peuvent être emboîtées ou étagées (figure 1.7).

Sur le terrain, le décalage vertical entre des niveaux de terrasses datées et le lit actuel permet d'estimer les vitesses d'incision (Burbank et al., 1996; Lavé and Avouac, 2001; Stock et al., 2005). Plusieurs études ont été réalisées pour quantifier à l'échelle humaine le taux d'incision des rivières sur des périodes de 5-10 ans (Hartshorn et al., 2002; Stock et al., 2005). Aux Etats-Unis, Stock et ses collaborateurs (Stock et al., 2005) ont trouvé que les vitesses mesurées sont de l'ordre du cm/an. Ces valeurs peuvent s'expliquer par le fait que le taux d'incision mesurés représente une incision locale.

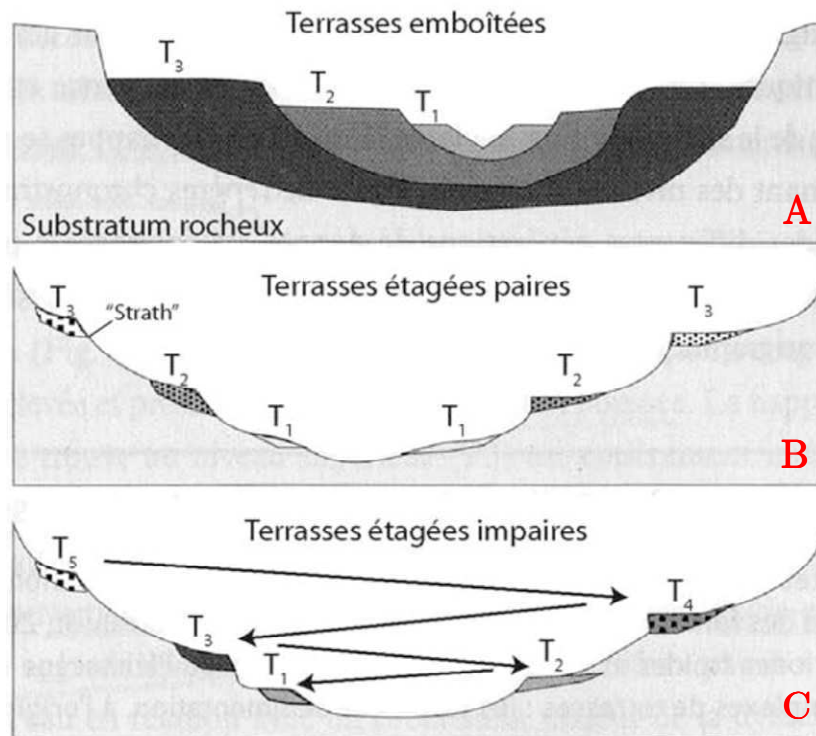


Figure 1.7. A. Terrasses emboîtées. B. Terrasses étagées paires. C. Terrasses étagées impaires (Delcaillau, 2004).

A l'échelle de milliers, voire de millions d'années, la rivière recherche **un profil d'équilibre** qui minimise l'énergie dépensée. Le profil d'équilibre théorique est souvent représenté sous la forme d'une courbe concave lisse de l'origine de l'écoulement jusqu'à son raccordement au niveau de base. Dans la réalité, les profils longitudinaux, même en état d'équilibre, ne sont pas totalement lisses et présentent des variations de pente parfois brutales, liées à une adaptation du réseau hydrographique à des variations de lithologie ou à la présence d'une faille avec des taux de surrection différents de part et d'autre.

Le cas où le profil s'ajuste à une variation du niveau de base (chute du niveau marin, brusque surrection du réseau hydrographique, capture à l'aval, etc.) est illustré dans la figure 1.8. L'adaptation peut être synchrone (c'est-à-dire toutes les parties du réseau hydrographique s'enfoncent en même temps avec des vitesses qui peuvent être identiques ou différentes), ou diachrone (c'est-à-dire propagation d'une rupture de pente « knickpoint » de l'aval vers l'amont). Il existe d'autres réponses entre ces deux cas limites (Lague, 2001). Lorsque le niveau de base augmente (arrêt de surrection), la rivière s'adapte aux nouvelles conditions en remplissant son lit, il s'agit du processus « d'aggradation ».

La propagation parallèle correspond à une zone d'incision très localisée se propageant vers l'amont en gardant sa forme. L'adaptation synchrone du profil correspond à une mise à l'équilibre instantanée de la rivière avec différentes vitesses d'incisions locales. Ce mode

correspond à une incision très peu localisée. Le mode de propagation avec inclinaison progressive est intermédiaire (tirée de Lague, 2001).

Pour les rivières à lit rocheux, l'incision progresse vers l'amont provoquant une rupture de pente ou « knickpoint » caractéristique d'une érosion régressive. La vitesse de remontée du « knickpoint » dépend des paramètres hydrauliques, de la lithologie du substratum etc. Pour les rivières alluviales, l'adaptation se fait par un lissage du profil longitudinal.

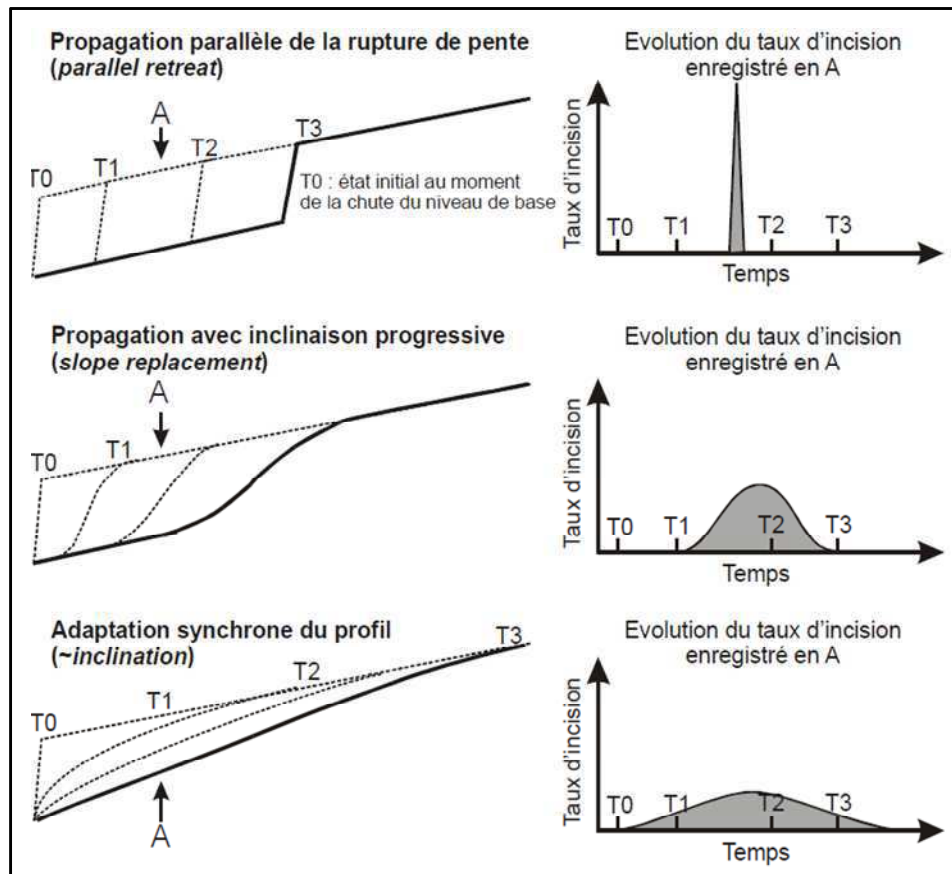


Figure 1.8. Modes d'adaptation des rivières à une chute brutale du niveau de base (Lague, 2001).

1.1.2 Processus des versants

L'évolution des versants est régie par un ensemble de processus à différentes échelles de temps et d'espace. Elle recouvre aussi bien les mouvements lents et continus qui provoquent la descente des particules du sol et des roches altérées superficiellement vers l'aval, que les mouvements de terrain instantanés et « brutaux ». Les processus des versants se réduisent à deux composantes (Tricart, 1957) : une composante perpendiculaire à la surface du sol (processus d'altération) et une composante parallèle à la surface du sol (processus de transport).

1.1.2.1 Processus d'altération

L'altération correspond à tous les processus de météorisation de la roche en place par une désagrégation mécanique, décomposition chimique ou biologique. Une fois les roches fragmentées en segments plus petits, elles sont déplacées par le processus de transport.

Dans le cas d'une altération mécanique, la composition chimique de la roche ne change pas. Les discontinuités naturelles présentes dans les roches telles que les failles, les diaclases, les joints, etc. facilitent le travail de l'altération. La fragmentation peut être due aux variations de températures subies par les roches (thermoclastie), au rôle du gel à travers les fissures ou les pores (cryoclastie ou gélifraction), à la pression importante de sels dans les fissures (haloclastie), aux variations de la teneur en eau (hydroclastie), à l'action du vent, etc. La figure 1.9.A et 1.9.C illustrent quelques exemples sur les processus de l'altération mécanique.

Dans le second cas, la météorisation de la roche se fait par des réactions chimiques. Il s'agit d'une dissociation des liens chimiques entre les minéraux, voire entre les ions. Les mécanismes impliqués dans l'altération chimique sont la dissolution, l'oxydation, l'hydratation, la décarbonatation et l'hydrolyse. Les agents de l'altération chimique sont l'eau, l'oxygène, les ions (pluies acides) et la température. L'altération chimique conduit à la formation des sols et à la dissolution des plateaux calcaires permettant ainsi la formation de karst. La figure 1.9.B montre un exemple d'altération chimique.

L'altération biologique fait appel à l'altération physique (ex. racines) et chimique (corrosion par les acides contenus dans les sols). Elle agit à quelques dizaines de mètres de l'écorce terrestre où les racines des plantes sont actives. La figure 1.9.D montre l'éclatement de la roche par les racines.

L'étude menée par Selby (Selby, 1993) montre que les valeurs du taux de dénudation lié aux processus d'altération varient énormément en fonction du climat et la lithologie. Par exemple, les taux d'altération dans les granites sous un climat continental sont de 0.0004 mm/an (dans le nord de Virginie aux Etats Unies d' Amérique) et de 7.78 mm/an dans des roches volcaniques sous un climat tropical humide (en Indonésie).



Figure 1.9. Quelques exemples de types d'altération différents. A. Fragmentation de la roche par le processus de la cryoclastie. B. Résultat de l'altération chimique « lapiaz à trous ». C. Désagrégation de roches grenues par haloclastie. D. Eclatement de la roche par les racines.

1.1.2.2 Processus de transport

Le transport sur les versants englobe des processus fort variés qui couvrent une gamme de vitesse et de flux de masse la plus large de tous les processus de transports géologiques (Lajeunesse, 2008). Etablir une classification des différents types de processus régissant les versants est un exercice difficile car chaque communauté (géotechniciens, sédimentologues, géomorphologue, etc.) a ses propres critères de classification (Dott, 1963; Iverson, 1997; Varnes, 1958; Varnes, 1978; Ward, 1945). Nous distinguerons ici deux types de processus : les processus diffus et les processus événementiels.

Les processus diffus :

Les processus diffus, appelés aussi « continus », jouent un rôle essentiel dans l'évolution en lissant les reliefs par le transfert continu de matières du sommet des reliefs vers le fond des vallées. Leurs vitesses d'érosion sont de l'ordre de quelques mm/an. La reptation de sol, la solifluxion et la gélifluxion sont les processus diffus les plus cités dans la littérature (Jouvé, 2007).

La **reptation** est un mouvement lent du sol sous l'action de la gravité, souvent imperceptibles à l'échelle humaine (Allen, 1985; Selby, 1993). La **solifluxion** désigne un type de reptation du sol que l'on rencontre dans les régions où la terre gèle à une très grande profondeur. Elle se produit sur des versants dont la teneur en eau est forte (sol humide). Les déplacements observés peuvent atteindre 1 m/an (Matsuoka, 2001). Lorsque ce phénomène se développe sous l'influence de conditions climatiques froides sur pergélisol ou au-dessus du gélisol, elle se nomme **gélifluxion**.

Les processus événementiels :

Appelés aussi « instabilités mineurs », ils jouent un rôle important dans le façonnement du relief à long terme (Kirchner et al., 2001). Les versants soumis à ce type de processus sont des versants bosselés, au modelé irrégulier. La vitesse de déplacement des masses concernées est de l'ordre de plusieurs dizaines de km/h (Lajeunesse, 2008). La classification de Varnes (Varnes, 1978) est certainement la plus communément employée. Le tableau 1.1 montre les deux critères utilisés : le matériau mobilisé (roche, débris ou sol fin) et le mode de génération (chute, basculement, glissement étalement latéral, écoulement ou une combinaison).

Type de mouvement			Types de matériau		
			Roche	Sols	
				Grossiers	Fins
Chutes			Eroulement Rocheux « Rock fall »	Eroulement de débris « Debris fall »	Eroulement de terrain « earth fall »
Basculement			Basculement Rocheux « Rock topple »	Basculement de débris « Debris topple »	Basculement de terrain « earth topple »
Glissements	Rotation	Peu d'unités	Affaissement Rocheux « Rock slump »	Affaissement de débris « Debris slump »	Affaissement de terrain « earth slump »
	Translation		Masse rocheuse en glissement « Rock block slide »	Débris en glissement « Debris block slide »	Terrain en glissement « earth block slide »
		Unités multiples	Glissement rocheux « Rock slide »	Glissement de débris « Debris slide »	Glissement de terrain « earth slide »
Etalement latéraux			Etalement des roches « Rock spread »	Etalement de débris « Debris spread »	Etalement de terrain « earth spread »
Ecoulements			Avalanche de roches « Rock flow »	Lave torrentielle « Debris flow »	Coulée de terrain « earth flow »
complexes			Combinaison de deux ou de plusieurs types de mouvements principaux		

Tableau 1.1. Représentation schématique d'une partie des principales formes de mouvements gravitaires (Varnes, 1978).



Figure 1.10. Quelques exemples illustrant les différents processus régissant les versants. A. Reptation de sol, Nevada (USA). B. Solifluxion sur un versant, Pays d'Auge (France).

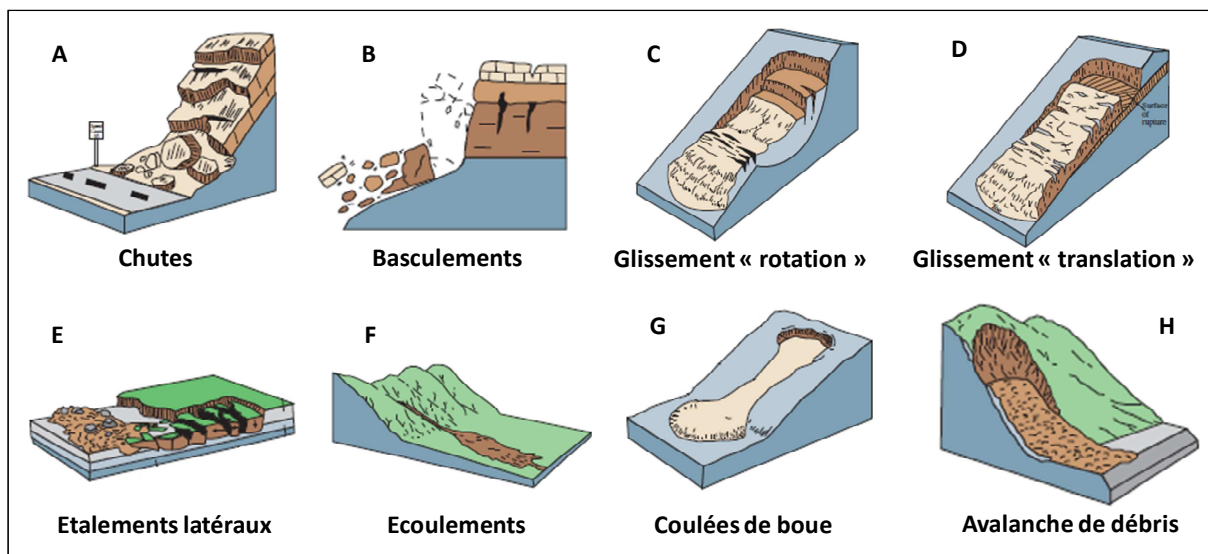


Figure 1.11. Schémas des principaux mouvements gravitaires (Source : USGS).

1.2 Processus karstiques

Les processus karstiques ont une influence importante à la fois sur les versants et sur le réseau hydrographique. Leur présence et leur rôle dans la région de la Meuse nous poussent à développer leur description.

Dans les régions géographiques caractérisées par des climats tempérés chauds et/ou humides et une lithologie carbonatée (calcaires, dolomies : roches perméables et solubles), l'évolution du paysage est dominée par l'érosion chimique (dissolution), donnant ainsi naissance à des modelés karstiques (Pinnet et Souriau, 1988). Dans ce type de paysages on distingue des morphologies souterraines (*endokarst*) et des morphologies aériennes (*exokarst*).

Les réseaux souterrains (*endokarst*) se développent sous l'action de la dissolution qui élargit les fissures où l'eau de l'infiltration passe en formant des gouffres et des galeries. Des

effondrements laissent parfois place à de vastes salles. Mais le trajet de l'eau ne s'arrête pas là. Elle chemine dans de véritables rivières souterraines et retrouve enfin le jour au niveau d'une émergence.

Les formes aériennes (exokarst) sont caractérisées par un faible réseau hydrographique superficiel et la présence d'un grand nombre de dépressions fermées. Cela conduit à l'effondrement du toit des galeries et des salles proches de la surface donnant naissance à des *canyons* et des *avens*. Plusieurs formes morphologiques peuvent être liées à la formation superficielle des karsts, telles que les *dolines*, les *ouvalas*, les *poljés*, etc. (figure 1.12).

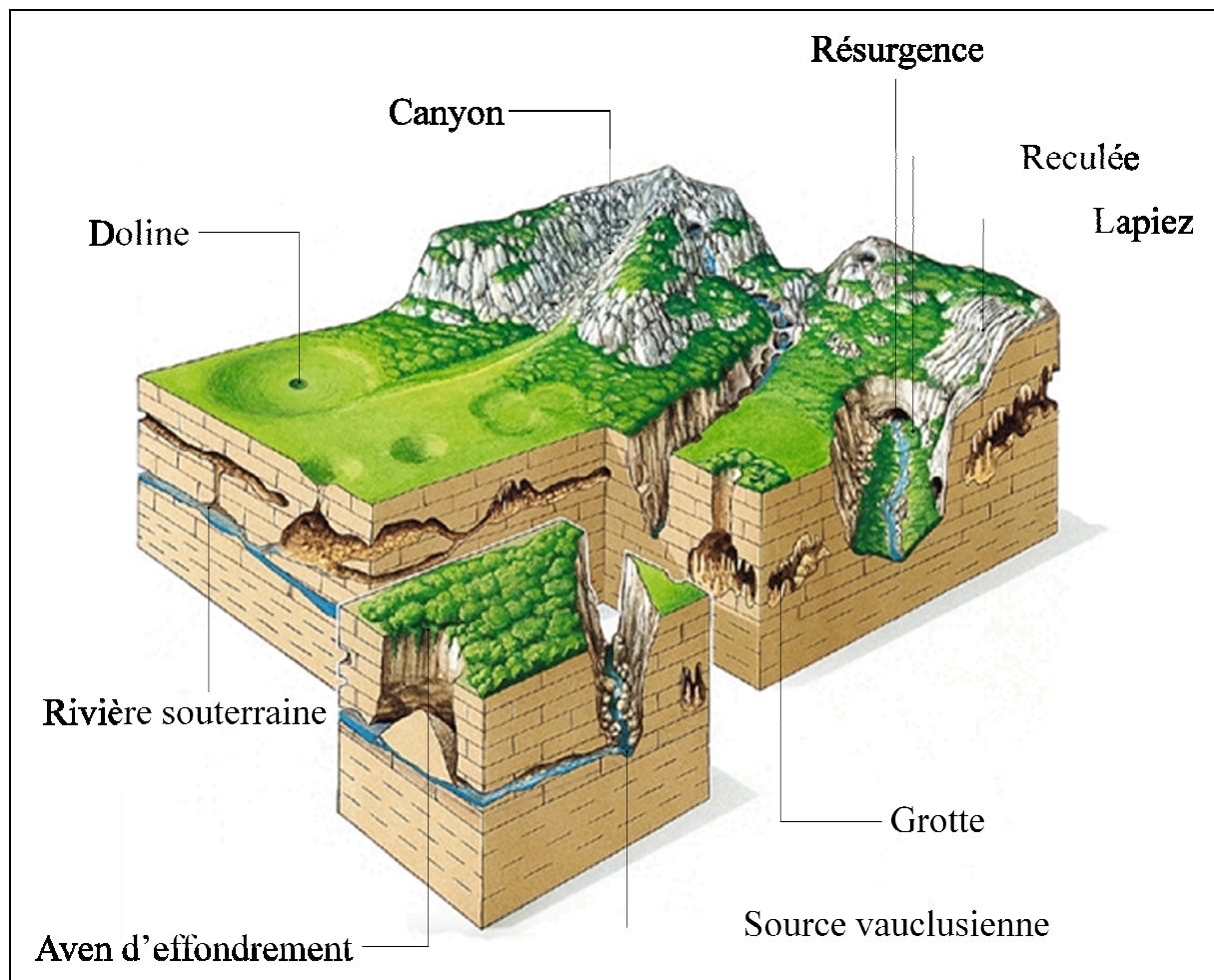


Figure 1.12. Eléments géomorphologiques d'un paysage karstique (source : balades naturalistes).

1.3 Réorganisation du réseau hydrographique par captures fluviales

Les réseaux hydrographiques sont en constante évolution, les structures de drainage changent au cours du temps et modifient profondément le paysage. La transition d'une organisation hydrographique résulte des captures. Plusieurs définitions sont données dans le dictionnaire

de la géographie (George, 1990) où la capture est définie comme « *un détournement naturel de la partie amont d'un cours d'eau vers un cours d'eau voisin* ».

Afin de préciser cette définition nous reprendrons la terminologie introduite par Weisrock (Weisrock, 1997) qui donne quatre définitions complémentaires, celles de : la rivière pirate, la rivière piratée, la vallée abandonnée et la rivière bénéficiaire. Elles sont illustrées sur la figure 1.13. La rivière pirate (A) correspond au cours d'eau ayant assuré le détournement. Cette dernière, ne bénéficie pas directement de la capture mais elle assure la liaison entre la rivière piratée et un autre cours d'eau dont il est tributaire appelé *rivière bénéficiaire (D)*. La rivière piratée (B) est le cours d'eau amputé. La rivière piratée se situe à l'amont du point de capture. La vallée abandonnée (C) représente le tronçon délaissé de la rivière piratée se situant à l'aval du point de capture. Une fois la capture réalisée, il ne fait généralement plus partie de nouveau réseau hydrographique sauf dans le cas d'une auto-capture.

Trois catégories d'indices témoignent de la présence d'une capture (Lejeune, 2005; Losson, 2003) : les indices hydrographiques, les indices morphologiques et les indices sédimentologiques.

Les indices hydrographiques sont identifiés en observant le tracé du réseau de drainage. Les coudes de captures sont sans doute les premiers indices qui ont permis aux géographes de repérer le phénomène (Davis, 1895; Tricart, 1952). Généralement, le cours d'eau capturé forme un coude avec la rivière pirate, la vallée abandonnée à l'aval étant alignée avec la rivière capturée. Par exemple l'alignement entre la Bar, l'Aisne et la Saulx-Ornain atteste une capture de l'Aisne par la Bar (Buvignier, 1856; Tricart, 1952).

Les indices morphologiques sont repérés par la présence d'une vallée abandonnée surdimensionnée (i.e. la taille de la rivière est trop faible par rapport à son bassin versant) et par l'absence des terrasses post-capture dans la vallée abandonnée. Par exemple, au Val de l'Ane, le cours de l'Ingressin s'écoule dans un méandre surdimensionné par rapport à son débit (Deshaies and Weisrock, 1995a; Deshaies and Weisrock, 1995b; Weisrock and Taous, 1995) qui atteste d'une capture à cet endroit.

Les indices sédimentologiques, quant à eux, se manifestent par la présence des sédiments de la rivière capturée dans la vallée abandonnée. Des études réalisées (Buvignier, 1852; Harmand, 1992) montre la présence des matériaux fluviatiles issus des Vosges dans le bassin de la Meuse. Ce qui atteste que la capture de la Haute-Moselle par la Meurthe au détriment de la Meuse.

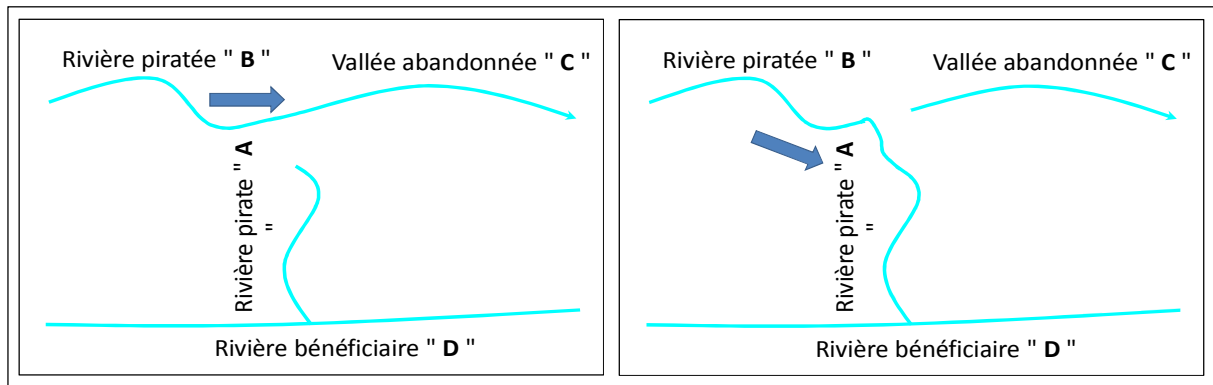


Figure 1.13. Les différents segments présents dans un site de capture (Bravard and Petit, 1997; Lejeune, 2005; Losson, 2003; Weisrock, 1997).

Les définitions de la capture s'appliquent à tous les changements de tracé hydrographique, sans présager du mécanisme et des facteurs de contrôle à l'origine de la modification. Deux facteurs extérieurs sont influencés les captures, la surrection tectonique d'un côté et le climat de l'autre. La surrection tectonique agit en augmentant les pentes dans la topographie provoquant une augmentation des flux (Ethridge et al., 1998; Zaprowski et al., 2001). Par conséquent, dans les régions tectoniquement actives, l'incision des vallées par érosion régressive est très importante (Mather, 2000; Schumm, 1972; Stokes and Mather, 2003; Twidale, 2004). La capture des rivières est aussi affectée par le contrôle climatique. Ce dernier peut accélérer le processus de l'érosion et de l'altération (végétation, dissolution, pluviométrie, etc.), en augmentant la charge d'eau, qui se traduit par une augmentation de la capacité de la rivière (Blair, 1999). Cela peut conduire à l'instabilité des berges en diminuant la végétation (Bull, 1991). Koltermann et Gorelick (Koltermann and Gorelick, 1992) ont aussi montré que la variation du niveau de base (l'eustatisme lié au climat par exemple) à une grande influence sur les captures (Harvey and Wells, 1987; Mather, 2000). Pour les paysages doux où l'activité tectonique est faible, les captures sont généralement provoquées par l'avulsion (Field, 2001; Harvey et al., 2003) suite à l'accumulation des débris au fond de vallée. Si les facteurs externes de contrôle sont assez bien identifiés, les mécanismes qui régissent les captures restent sujets à discussions. En effet, une capture peut résulter d'une combinaison complexe de plusieurs mécanismes (Losson, 2003).

Ici, nous avons adopté notre propre classification en séparant les mécanismes en fonction des processus élémentaires qui provoquent la capture indépendamment des tronçons engagés et des facteurs de contrôle. Ainsi, trois modes de captures sont proposés : la capture par déversement, la capture par rivière pirate et la capture par défluviation.

1.3.1 Captures par déversement

Il s'agit d'une capture suite à l'exhaussement du lit de la rivière, généralement provoqué par l'accumulation des alluvions et/ou colluvions au fond de vallée. L'accumulation est due (1) à un apport latéral (exemple glissement de terrain), ou un apport de l'un de ses affluents, (2) à la réduction de la capacité de transport de la rivière (diminution de la pente longitudinale, réduction du débit d'eau, etc.).

En Belgique, la capture du Trô Maret s'est opérée par déversement (Juvignée and Delvenne, 2005). Elle a eu lieu quelques millénaires après la capture de la Warche à Bévercé qui est survenue il y a ~80.000 ans (Juvignée, 2012; Pouclet et al., 2008).

La capture du Bear par le Yuba dans la Sierra Nevada (dans l'est de la Californie) a été probablement causée par un débordement de la glace entre Le Bear et le Yuba conduisant au développement d'une diffluence glaciaire (James, 1995).

1.3.2 Captures par rivière pirate

Il s'agit d'une capture provoquée par l'avancement de tête de vallée (cataclinal¹ ou orthoclinal²). Le recul est le résultat de l'érosion régressive liée au différentiel altitudinal existant entre la rivière piratée et la rivière bénéficiaire. Généralement, dans ce cas de figure, la rivière piratée et la rivière bénéficiaire coulent à des niveaux différents, souvent l'une perchée par rapport à l'autre (figure 1.14). Une fois la capture réalisée, la rivière piratée va creuser sa vallée pour s'adapter aux nouvelles conditions.



Figure 1.14. Capture par rivière pirate : A. Ante capture ; B. Au moment de la capture ; C. Post capture (source : amis de la fagne).

Dans le Sud-Est de l'Espagne, l'activité tectonique au Quaternaire a provoqué l'exhaussement du bassin de la « Sorbas ». La différence d'altitude entre le bassin et ses voisins a permis le développement des rivières pirates : l'avancement de la tête de la vallée du « Rio Aguas » a

¹ Un cours d'eau qui s'écoule dans la direction du pendage des couches.

² Un cours d'eau qui s'écoule dans la direction perpendiculaire du pendage des couches.

provoqué la capture de la « Rambla de los Feos » il y a 100 ka (Harvey et al., 1995; Stockes et al., 2002).

En Virginie (USA), l'avancement de la rivière Shenandoah (affluent du Potomac) a provoqué successivement la capture de trois rivières : le « Beaverdam Greek », le « Gap Run » et le « Goose Greek ». L'augmentation du débit du Shenandoah après chaque capture provoque l'accélération de l'érosion régressive jusqu'au détournement de toute l'aire de drainage de l'ouest du bassin du Potomac (Fridley, 1939; Judson and Kauffman, 1990).

En Belgique, il y a environ 80 ka, la Warche s'écoulait dans la vallée du Roannai. Elle aurait ensuite été capturée par un petit ruisseau (Pissart and Juvignée, 1982) pour se jeter dans l'Eau Rouge actuelle. La pente étant très forte, l'eau a creusé à la verticale. Des blocs de pierre se sont détachés et ont formé des pierriers. La Hoëgne a aussi subi une capture par rivière pirate à proximité de Sart-lez-Spa (Demoulin, 1986) pendant le Tertiaire.

1.3.3 Captures par défluviation

Il s'agit de captures où le rôle du karst est très important. Dans certains types de régions, un cours d'eau peut s'infiltrer dans des conduits souterrains (fissures, grottes, etc.) et être dirigé vers une résurgence située dans une autre vallée.

Non loin de Bayeux, en Normandie, l'Aure effectue un coude à angle droit pour rejoindre l'estuaire de la Vire. Auparavant, ce fleuve côtier se jetait dans la Manche à Port-en-Bessin comme en témoigne la vallée morte qui domine cette localité. La capture de l'Aure par la Drôme (Beaujeu-Garnier, 1972) pourrait résulter de soutirages karstiques à travers les calcaires bajociens, comme il s'en produit encore aux fosses du Soucy (Hauvel et al., 1995; Pascaud and Roux, 1969; Ribot, 1995).

Dans le Texas central, près de San Antonio, les cours d'eau Medina River, Cibolo Creek, Guadalupe River, Blanco River auraient été capturés suite à une érosion régressive rapide de petits cours d'eau naissant au niveau de l'escarpement, à la faveur de sources karstiques drainant une grande partie du plateau (Woodruff and Abbott, 1986).

D'autres captures dans le bassin de Paris seront présentées dans le chapitre 3, comme la capture des anciens affluents de la Meuse : la Haute-Moselle, l'Aisne et l'Aire.

2 Facteurs de contrôle

De nombreuses études ont été réalisées pour quantifier les relations entre la tectonique, l'érosion et le climat (Burbank et al., 2003; Kirby et al., 2003; Merritts et al., 1994; Viseras et al., 2003; Whipple and Meade, 2004). Ces relations peuvent être directement liées à la vitesse de surrection des chaînes de montagnes (Allen and Densmore, 2000; Bonnet et al., 1998; Hodges et al., 2004), à la subsidence (Allen and Hovius, 1998; Calvache et al., 1997; Clevis and de Boer Nijman, 2003) ou à l'eustatisme ou plus, généralement, à la chute du niveau de base (Blissenbach, 1954; Harvey, 1999; Viseras et al., 2003).

2.1 Tectonique

A l'échelle du globe, le paysage est essentiellement contrôlé par la déformation des continents. L'activité tectonique génère des reliefs en contrôlant les processus de surface qui agissent sur l'érosion, le système de drainage, les dépôts sédimentaires et le climat local. Au Tibet, les vitesses de soulèvement mesurées dans la chaîne himalayenne (figure 1.16.A) atteignent 30 mm/an en moyenne (Zhong and Ding, 1996). A l'inverse, les taux de subsidence voisinent les 1.7 mm/an en Belgique (Préat, 2006) et les 5mm/an à la Nouvelle-Orléans (Burkett et al., 2003). La tectonique agit directement sur le relief en contrôlant l'amplitude des pentes et la localisation des rivières et donc les chemins de transfert des sédiments (Lague, 2001). A l'échelle globale, de nombreuses études ont montré qu'il existe une corrélation directe entre la topographie et les taux d'érosion (Ahnert, 1970; Pinet and Souriau, 1988; Schaller et al., 2001; Vance et al., 2003). A l'échelle du bassin versant, l'effet de la tectonique sur l'érosion se caractérise essentiellement par son influence sur la formation et l'évolution du réseau de drainage (Graveleau, 2008).

A grande échelle, la tectonique agit aussi sur le climat et l'eustatisme. Le relief généré par la tectonique modifie la température atmosphérique terrestre en reflétant les rayons solaires suite à la mise en place des couvertures neigeuses et glaciaires permanentes dans les sommets (Fluteau, 2005). Les chaînes de montagnes générées perturbent aussi l'écoulement de l'air (Barros and Lettenmaier, 1994) en agissant comme une barrière. Enfin, la déformation des continents altère le volume des bassins océaniques provoquant ainsi des variations eustatiques.

2.2 Climat

Le climat agit sur le paysage en amplifiant l'action de certains agents érosifs et en réduisant l'action d'autres agents. Son impact sur le paysage se fait à différentes échelles. A l'échelle locale l'intervention se fait par l'intermédiaire de la pluviométrie (ruissellement, infiltration, etc.), la température (altération des roches, dissolution, etc.), le vent (érosion éolienne), la

végétation, etc. A l'échelle globale, le climat agit sur le niveau marin en favorisant la croissance ou la fonte des calottes glaciaires.

Dans les régions semi-arides les taux de dénudation peuvent atteindre 30 mm/an, quant aux régions désertiques, les taux de dénudation ne dépassent pas 10^{-2} mm/an (figure 1.15).

En fonction du climat, les paysages résultants sont très différents. Dans les climats froids, le modelé est dominé par des paysages glaciaires (figure 1.17), dans les climats tempérés la dissolution des calcaires sous l'action de l'érosion chimique donne naissance à des paysages karstiques (figure 1.18) alors que pour des climats chauds et secs, l'érosion éolienne génère des paysages désertiques (figure 1.19).

Le climat joue un rôle fondamental sur le façonnement des paysages et leur érosion. Sur les versants, l'alternance des saisons sèches et humides, la transition gel/dégel et la variation de température modifient les vitesses caractéristiques associées aux processus de reptation. Ainsi les vitesses de dénudation peuvent varier entre 1 et 100 mm/an (Jouve, 2007). Dans les zones tempérées, la vitesse de reptation est typiquement comprise entre 0,5 et 15 m/ka. Au niveau des rivières, les changements climatiques induisent des variations du débit des cours d'eau et de leur charge sédimentaire. Généralement, c'est au cours des périodes froides que l'incision fluviale est active. A l'inverse, les dépôts sont favorisés dans les périodes chaudes.

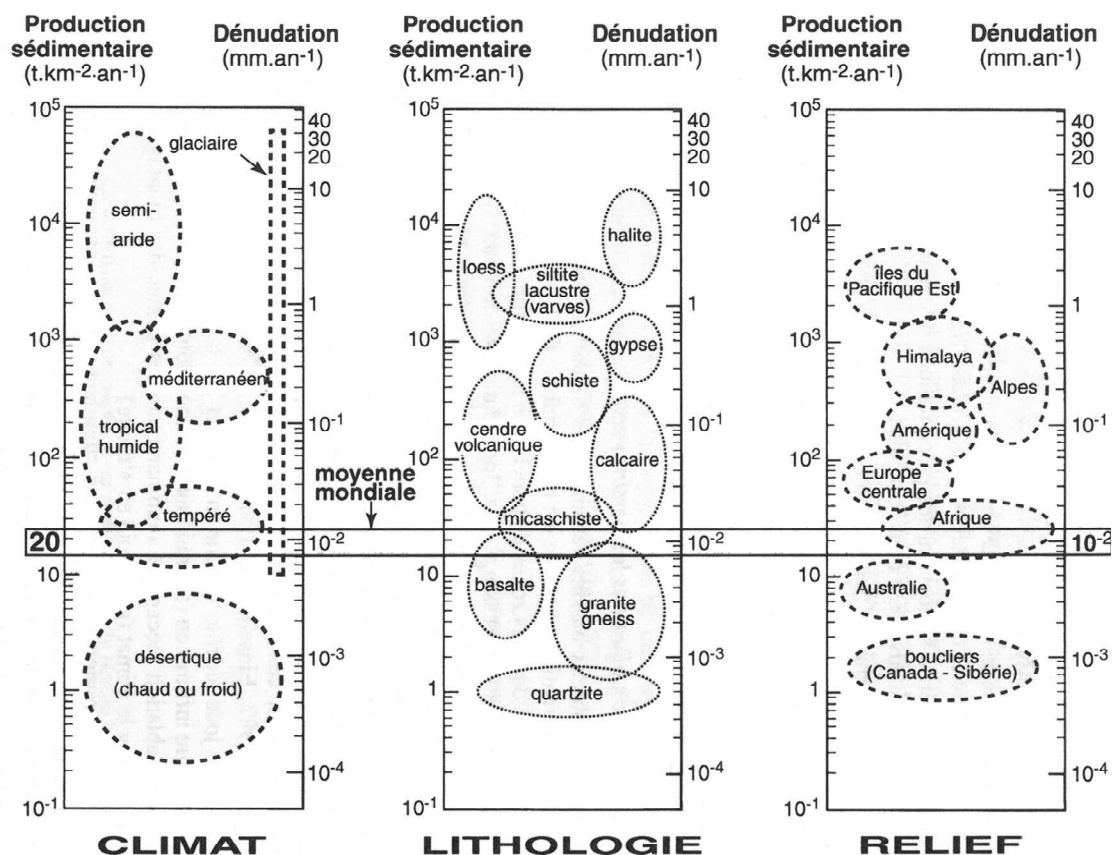


Figure 1.15. Influence du climat, de la lithologie et du relief sur les taux d'érosion (mécanique et chimique (Campy and Macaire, 2004)).



Figure 1.16. Exemples sur les différentes formes du paysage. A. Paysage orogénique (Himalaya, Népal). B. Paysage fluvial (Meuse, Belgique). C. Glacier de Briksdal (Norvège). D. Glacier d’Athabasca, Alberta (Canada). E. Grotte de Carlsbad (USA). F. Grotte Onondaga au Missouri (USA). G. Erg Chebbi (Maroc). H. Reg de l’Adrar (Mauritania).

2.3 Eustatisme

L'eustatisme est une mesure relative de la variation du niveau moyen des mers. Les fluctuations climatiques favorisent la fonte ou la croissance des glaciers, modifiant le volume d'eau dans les océans (fluctuations pouvant aller jusqu'à 200 m). Pendant les périodes tempérées : la fonte de glaciers au Pôle Nord provoque la montée du niveau marin et, pendant les périodes froides, la croissance des glaciers provoque la baisse du niveau marin. Ce contrôle est observable sur des échelles de temps variant entre 10 ka et 3 Ma (figure 1.17.).

Notons aussi que la tectonique agit directement sur le volume du domaine océanique mais ce contrôle est observable sur des échelles de temps supérieures à 1 Ma.

La variation du niveau marin est considérée comme l'ultime condition limite de tout système géomorphologique (Lague, 2001). Ainsi, un abaissement conduit à un réajustement des profils des fleuves puis des rivières. De nombreuses études montrent qu'il existe une corrélation entre les périodes d'incision majeures du substratum et la baisse des niveaux marins (Lefebvre et al., 1994). La montée du niveau de la mer influence également la mise en place des dépôts estuariens et marins. Les paléo-plages et les paléo-estuaire présents sur les côtes sont utilisés pour la compréhension et la reconstruction des fluctuations du niveau marin passées (Jouve, 2007).

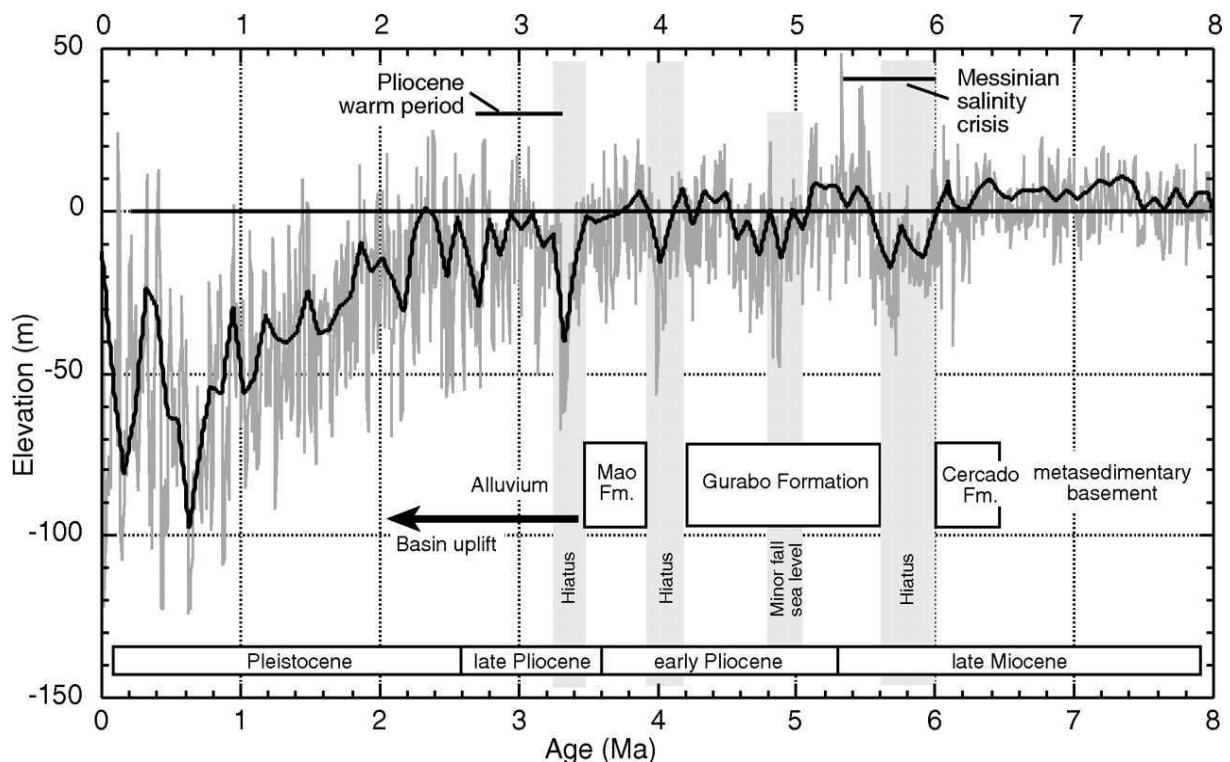


Figure 1.17. La courbe du niveau de la mer de Miller (Miller et al., 2005) avec un ajustement avec des splines cubiques (ligne en noir) pour une période de 0 à 8 Ma.

2.4 Facteurs locaux

A l'échelle locale, le flux de matière dépend principalement de la morphologie du bassin versant, de la nature du sol, de la végétation et de la pluviométrie.

Les caractéristiques morphologiques du bassin versant sont fondamentales pour expliquer l'importance des phénomènes érosifs. Les caractéristiques morphométriques du bassin versant telles que le relief, la superficie, la pente du profil longitudinal d'une rivière, la largeur de la vallée, etc. altèrent la forme et le comportement du réseau hydrographique. La capacité de la rivière à éroder, transporter ou déposer dépend aussi de la largeur et du profil des vallées (Jouve, 2007). La figure 1.16 montre l'influence du relief sur les taux d'érosion pour différentes régions du monde.

La lithologie est un facteur de contrôle important des processus d'altération et d'érosion. Les roches ne réagissent en effet pas de la même manière aux agents d'érosion (figure 1.16). Les schistes par exemple seront très sensibles à l'érosion régressive d'un écoulement, contrairement aux grès, roches poreuses, qui favorisent l'infiltration de l'eau. Les calcaires, eux, sont sensibles à la dissolution et à la gélifraction. Tessier (Tessier, 2003) propose dans sa thèse une carte d'érodabilité des affleurements dans le bassin parisien (figure 1.18). Les caractéristiques du couvert végétal, comme sa densité ou la profondeur du réseau racinaire, sont des paramètres importants qui contrôlent les processus d'altération et d'érosion. Le développement d'un couvert végétal sur la surface protège le sol de l'action des pluies en ralentissant les eaux de ruissellement par la rugosité qu'elles donnent au terrain et en réduisant l'impact de la goutte d'eau sur le sol (« effet splash »). La présence du couvert végétal favorise aussi l'infiltration et augmente l'évapotranspiration et donc diminue le ruissellement. Cette baisse conduit à la diminution de la charge sédimentaire et le débit dans les cours d'eau. La croissance du système racinaire maintient en place les particules et accroît ainsi la résistance du sol au cisaillement et limite l'incision. Mais le développement et la croissance des racines élargissent les fissures et peut faire éclater la roche, accélérant ainsi le mécanisme d'altération. D'une manière générale, plus la végétation est développée et dense, plus les sols sont maintenus et plus ils résistent à l'érosion.

Les perturbations climatiques engendrent dans la plupart des cas des changements au niveau de l'état de surface des bassins versants, dans la mesure où le degré de développement du couvert végétal est fortement conditionné par la pluviosité. Lorsque le climat est froid et/ou aride, la végétation est réduite et dispersée. Lorsque le climat est chaud et/ou tempéré, la végétation est généralement développée et dense.

L'évolution des paysages dépend aussi de l'activité humaine. L'homme accélère ou ralentit certains processus d'érosion par des actions directes ou indirectes.

Dans la liste des actions directes notons :

- L'aménagement et l'exploitation des versants :
 - La culture en terrasses (figure 1.19.A) et le reboisement des pentes rocheuses limitent les risques de glissement de terrain en réduisant l'action de l'érosion ;
 - à l'inverse, le déboisement contribue à l'érosion des sols en l'exposant davantage au vent et à la pluie. A Madagascar, la déforestation importante des hauts plateaux fait qu'aujourd'hui le taux d'érosion moyen dans la région est sept fois plus grand que la moyenne mondiale (Klein, 2002).

- L'aménagement et l'exploitation des rivières :
 - Le prélèvement des matériaux dans les rivières ; dans le lit de la Loire par exemple, où l'extraction massive de sable dans le lit mineur du fleuve a provoqué un abaissement des niveaux d'eau particulièrement marqué pour les faibles débits. Cet abaissement de la ligne d'eau se traduit par une modification du lit et surtout l'incision du chenal.
 - La modification des débits d'eau dans les rivières en construisant des barrages hydrauliques (figure 1.19.D) soit pour limiter les risques d'inondation, soit pour produire de l'électricité, soit pour irriguer les terres agricoles, etc.
 - Le raccourcissement de certains tracés ; c'est le cas du fleuve du Mississippi qui a subi plusieurs coupures de méandre sur son cours (Bethemont, 2000; Goussot, 2004) afin réduire le parcours des bateaux (environ 240 km)
 - La transformation de certains cours d'eau en tresses en un cours d'eau à lit unique ; c'est le cas des hautes vallées du Rhin et du Rhône (Furget and Dessaix, 2003) qui ont été endiguées au 19^{ème} siècle.

L'activité humaine telle que la large utilisation des combustibles fossiles (charbon, pétrole et gaz) et leurs émissions de gaz à effet de serre dans l'atmosphère sont probablement une des causes principales du changement climatique observé et à venir. Les conséquences indirectes sur l'évolution du paysage sont évidentes.

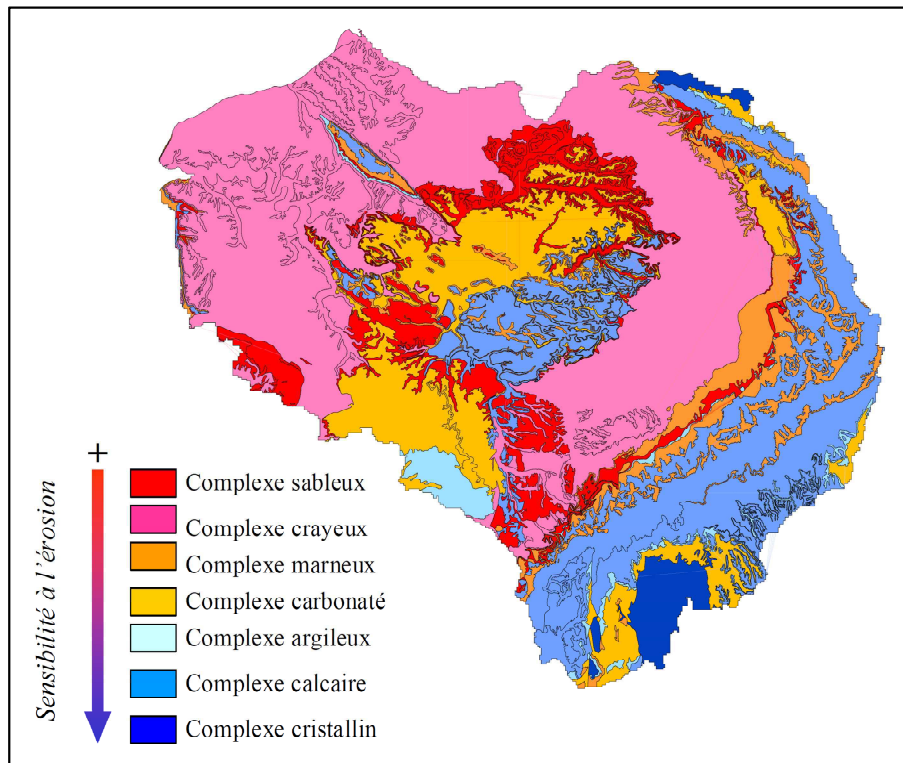


Figure 1.18. Localisation des terrains sensibles à l'érosion sur le bassin de la Seine en fonction des grands complexes lithologiques qui le composent (Tessier, 2003).



Figure 1.19. Exemples sur l'impact anthropique sur l'évolution du paysage. A. Culture en terrasses, Longji (Chine). B. Exploitation d'une carrière, Vezins (Suisse). C. Fonte de la calotte glaciaire. D. Barrage de Vezins et sa centrale hydroélectrique, Manche (France).

3 Modélisation naturaliste de l'évolution

3.1 Paradigmes d'évolution

La modélisation conceptuelle cherche à décrire l'évolution du paysage à long terme sans aborder les lois physiques élémentaires régissant les processus d'évolution. Les premiers modèles ont été proposés à la fin du XIX siècle et au milieu du XXe siècle (Davis, 1899; Hack, 1960; King, 1962; Penck, 1953). Les procédés décrits dans ces modèles sont généralement fondés sur des observations strictement morphologiques. Par conséquent, une critique fréquente souligne leurs aspects qualitatifs superficiels dans le traitement des processus exogènes et leurs façons approximatives de représenter les processus endogène.

3.1.1 Théorie de Davis

En 1889, Davis (Davis, 1899) proposa une théorie d'évolution des reliefs, dans laquelle le paysage subit des changements séquentiels et irréversible de formes interdépendantes appelées «cycle d'érosion». Ces changements sont les résultats d'une interaction entre différents processus, associés principalement à la tectonique et à la dénudation. Davis suppose que le relief est façonné par l'incision des cours d'eau suite un soulèvement tectonique brusque (dont l'effet est comparable à un abaissement du niveau de base). Les versants prennent une forme « concave-convexe », et les sédiments sont transportés le long de cette forme jusqu'au cours d'eau par processus de reptation.

Dans cette longue évolution, Davis distingue cependant trois stades (figure 1.20.A), la jeunesse, la maturité et la vieillesse. Pendant le stade de la jeunesse, le paysage est marqué par une érosion active et impétueuse en raison du déséquilibre provoqué par le soulèvement initial. Cette morphologie est caractérisée par des vallées étroites à profils irréguliers, des réseaux hydrographiques en voie d'organisation et des versants en pentes raides. Ensuite, pendant le stade de la maturité, le paysage est marqué par un état « d'équilibre généralisé », où la quantité de sédiments produite par l'altération est pratiquement égale à celle évacuée par les agents de transport. Cette morphologie est caractérisée par des réseaux hydrographiques hiérarchisés en accord avec les structures géologiques et des cours régularisés. Enfin, pendant le stade de la vieillesse, le relief est atténué sous l'action de l'érosion. La morphologie est caractérisée par des vallées alluviales larges, des versants quasi-plats et des lits fluviaux bas. Ces circonstances permettent aux organisations hydrographiques de se libérer, le cas échéant, des contraintes de la structure géologique affirmées par le jeu des captures, lors du déroulement du cycle. De nombreux résumés et critiques des travaux de la théorie de Davis sont disponibles dans la littérature (Chorley, 1967).

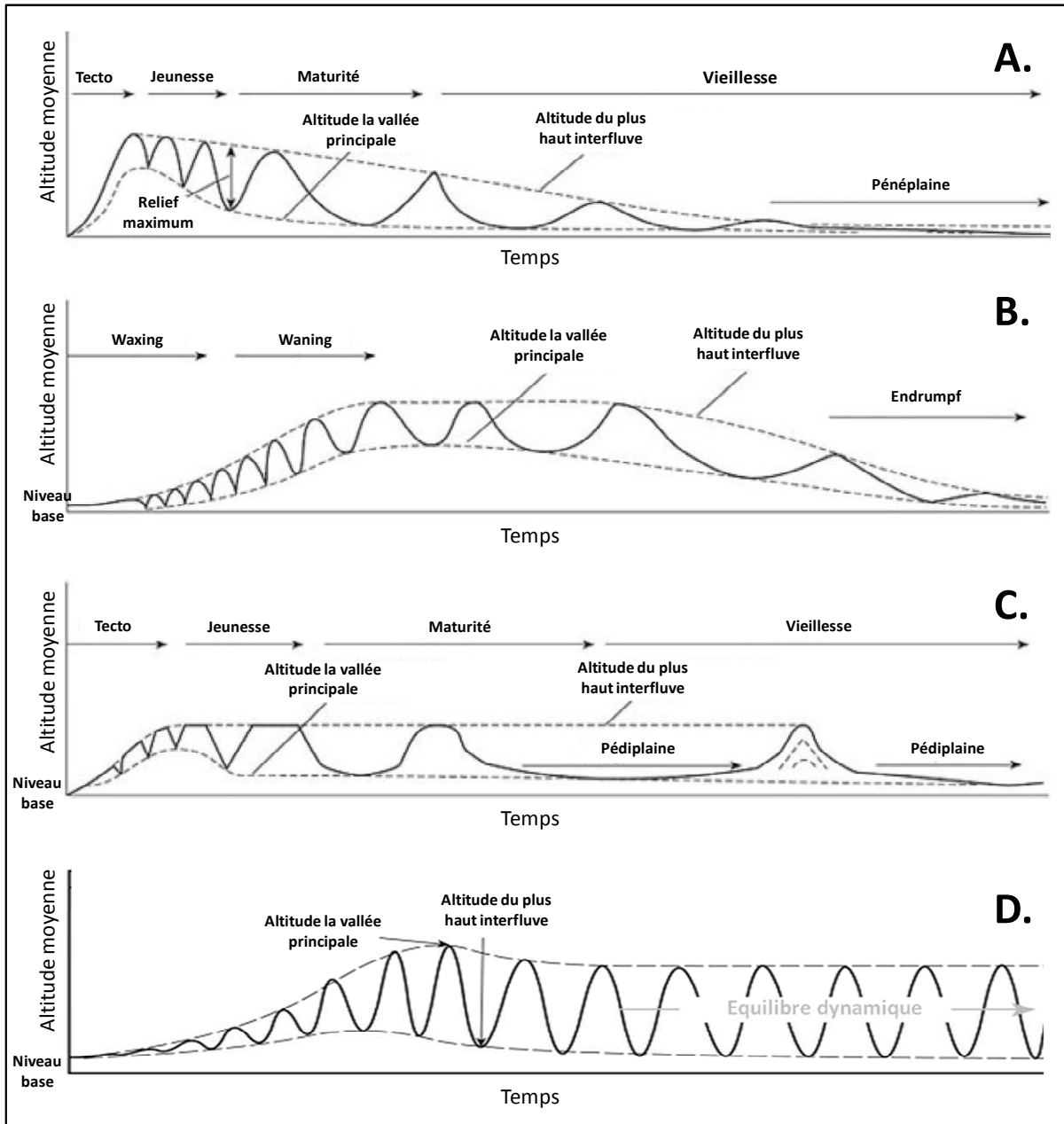


Figure 1.20. Paradigmes d'évolution des paysages (Pazzaglia, 2003; Summerfield, 1991). A. Modèle de Davis. B. Modèle de Penck. C. Modèle de King. D. Modèle de Hack.

3.1.2 Théorie de Penck

En 1924, Penck (Penck, 1924) propose une théorie alternative à celle des cycles d'érosion de Davis où il rejette la notion de disjonction entre soulèvement et érosion et met plutôt l'accent sur leur interaction continue. Il préconise le concept de « remplacement de la pente » ; au lieu du profil concave-convexe de Davis ; de sorte que la partie abrupte de la pente recule rapidement et laisse derrière elle un tas de débris avec un angle inférieur à sa base. Penck montre aussi que la théorie de Davis n'est pas valide dans les régions à dynamique fluviale normale, les domaines glaciaires, les domaines désertiques et les domaines littoraux où le

climat et la biogéographie³ jouent un rôle important sur l'érosion. Dans sa théorie, Penck suggère que les reliefs croissent plus lentement jusqu'à un stade où l'altitude moyenne est contrôlée par les variations de vitesse tectonique (figure 2.21.B). Penck distingue trois stades d'évolution; liés aux taux de surrection tectonique (faible, moyen et rapide), qui sont similaires aux trois stades de Davis (jeune, mature et vieux). Dans la théorie de Penck, la morphologie du paysage ne dépend pas du temps, comme le préconise Davis avec la notion de l'âge, mais est reliée à l'histoire tectonique enregistrée dans la région.

3.1.3 Théorie de King

En 1953, King (King, 1953; King, 1962) propose une théorie d'évolution de paysage semblable à celle des cycles d'érosion de Davis, qui envisage un soulèvement tectonique impulsif et un ajustement du paysage très long. Cependant King n'a jamais accepté le concept du profil concave-convexe de la pente proposé par Davis, il favorise plutôt le concept de remplacement de pente proposé par Penck. King établit sa théorie en observant une cinquantaine de canyons (King, 1953). En fait, King a gardé les mêmes stades d'évolution que Davis (figure 1.20.C) mais a pris le modèle de Penck de remplacement de pente.

3.1.4 Théorie de Hack

En 1957, Hack développe le concept d' « équilibre dynamique » (Hack, 1960), en supposant que les taux de déformation et les taux d'érosion sont équivalents sur des intervalles de temps longs (Delcaillau, 2004). Hack élabore une théorie semblable à celle de Penck, en étudiant les mêmes paysages Appalachiens que Davis avait analysés auparavant afin de proposer une alternative à la théorie de cycle d'érosion. Hack suggère que dans une région où les forces tectoniques et érosives sont équivalentes, il apparaît à long terme, dans le paysage, des caractéristiques indépendantes du temps (figure 1.20.D). Cet équilibre dynamique est caractérisé par des rivières et des versants tous graduels et un paysage qui s'enfoncé avec la même vitesse. Dans les régions où la vitesse de déformations est élevée, la topographie d'un relief ne peut croître que sur une longue période, car l'érosion et la surrection sont rapidement en équilibre. Ceci conduit les reliefs à un état stationnaire. L'altitude moyenne des lignes de crêtes, par exemple, est constante sur un intervalle de temps donné. Bien que sur des intervalles de temps courts (1 ka à 100 ka), les vitesses de surrection peuvent varier, elles oscillent autour d'une valeur moyenne. C'est cette valeur moyenne qui est contrebalancée par le taux d'érosion et qui produit l'état stationnaire du relief sur le long terme. Le concept de Hack peut décrire l'origine du même paysage que Davis avec la théorie

³ La *biogéographie* est l'étude de la distribution géographique des espèces

des cycles d'érosion, contribuant ainsi à l'élaboration de plusieurs modèles empiriques et physiques de l'évolution des paysages.

3.2 Modélisation globale empirique

Les modèles empiriques sont construits à partir d'une analyse statistique des données (d'observation ou d'expérimentation au laboratoire) et ne postulent aucune connaissance concernant la structure interne du modèle (boîte noire). Ils ne prennent en compte que l'entrée et la sortie et ils tentent d'établir des relations entre elles. Ces modèles ne sont généralement applicables que si les conditions sont identiques à celles de la phase d'observation.

De nombreuses études (Ahnert, 1970; Matmon et al., 2003; Montgomery and Brandon, 2002; Pinet and Souriau, 1988; Summerfield and Hulton, 1994; Vance et al., 2003) ont montré l'importance de la topographie dans le contrôle du taux d'érosion : le taux de dénudation apparaît systématiquement supérieur dans les régions où l'altitude est importante. Dès 1970, Ahnert (Ahnert, 1970) analyse des mesures de flux de sédiments (dans les rivières) et des mesures de l'altitude moyenne de plusieurs versants, et montre l'existence d'une relation linéaire entre la topographie (altitude moyenne $\langle Z \rangle$) et le taux de dénudation (D) (figure 2.21.A).

$$D = \frac{\langle Z \rangle}{T_0} \quad (1.1)$$

Où, T_0 correspond à une constante de temps caractéristique de l'évolution du relief. T_0 est de l'ordre de 6.5 millions d'années pour les données utilisées par Ahnert. Physiquement, cette équation montre que la vitesse d'érosion croît avec l'augmentation du relief. Si l'on considère un relief soumis à un soulèvement tectonique U et un taux de dénudation D , l'équation de la conservation de la masse s'écrit comme suit :

$$D = U - \frac{d\langle Z \rangle}{dt} \quad (1.2)$$

Ainsi, l'évolution de l'altitude moyenne dans le temps est donnée par l'équation différentielle suivante :

$$\frac{d\langle Z \rangle}{dt} = U - \frac{\langle Z \rangle}{T_0} \quad (1.3)$$

L'intégration de l'équation (1.3) donne la formule suivante :

$$\langle Z(t) \rangle = U \cdot T_0 \cdot (1 - e^{-t/T_0}) + \langle Z(0) \rangle \cdot e^{-t/T_0} \quad (1.4)$$

La solution (de forme exponentielle) de l'équation différentielle (1.4) montre que l'équilibre dynamique est atteint à 63 % après une durée de T_0 (6.5 Ma selon Ahnert) (figure 1.21.B) et l'altitude moyenne d'équilibre, quand t tend vers l'infini est donnée par l'équation (1.5).

$$\langle Z_{eq} \rangle = U \cdot T_0 \quad (1.5)$$

Si certaines études expérimentales menées au laboratoire ont confirmé la loi d'Ahnert (Crave et al., 2000; Lague et al., 2003), d'autres (Pinet and Souriau, 1988; Summerfield and Hulton, 1994) la précisent. Ainsi les résultats sur un ensemble plus large de données amènent Pinet et Souriau (Pinet and Souriau, 1988) à proposer deux relations linéaires : une pour les chaînes de montagnes « anciennes » et une pour les chaînes de montagnes « récentes » (Figure 1.22.A). La valeur $T_0 = 15.87$ millions d'années correspond aux chaînes de montagnes anciennes tandis que la valeur $T_0 = 2.38$ millions d'années correspond aux chaînes de montagnes récentes (figure 1.22.B).

3.3 Comparaison entre paradigmes d'évolution et modélisation globale

Nous avons vu que la différence principale entre les différents paradigmes d'évolution réside dans la vision de l'action de tectonique sur le paysage. Davis et King suggèrent une action impulsive, en revanche Penck et Hack proposent une action continue dans le temps. Confrontons la loi d'Ahnert (équation 1.3) avec ces paradigmes en appliquant deux signaux différents de surrection tectonique ($U(t)$).

Dans le cas d'une action tectonique continue dans le temps (Penck et Hack), l'équation (1.3) est résolue pour une valeur de surrection tectonique constante : ($U = 25\text{m/Ma}$) pendant une durée de 50 millions d'années (graphique rouge dans la figure 1.23). L'altitude moyenne initiale est supposée nulle ($\langle Z(0) \rangle = 0$ m). Dans le second cas (Davis et King), la surrection ne dure que 10 millions d'années (graphique bleu dans la figure 1.23).

La figure 1.23 montre que les différents paradigmes d'évolution ne sont pas en contradiction mais partent d'hypothèses différentes concernant l'action de la tectonique.

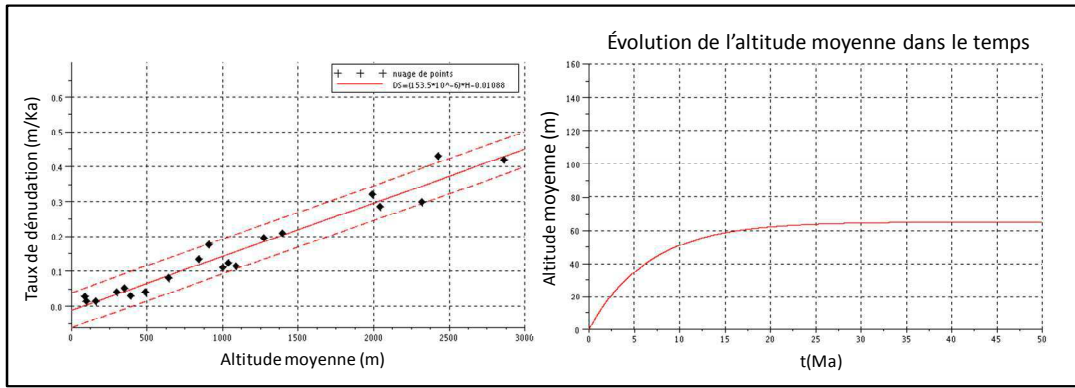


Figure 1.21. Relation entre taux de dénudation et topographie (Ahnert, 1970). A. Corrélation entre altitude moyenne et taux de dénudation (la pente = $1/[6.51 \cdot 10^6]$ ans). B. Evolution de l'altitude moyenne prédite par l'équation (1.4) pour un taux de surrection tectonique $U = 10\text{m/Ma}$, $\langle Z(0) \rangle = 0$ et $T_0 = 6.51 \cdot 10^6$.

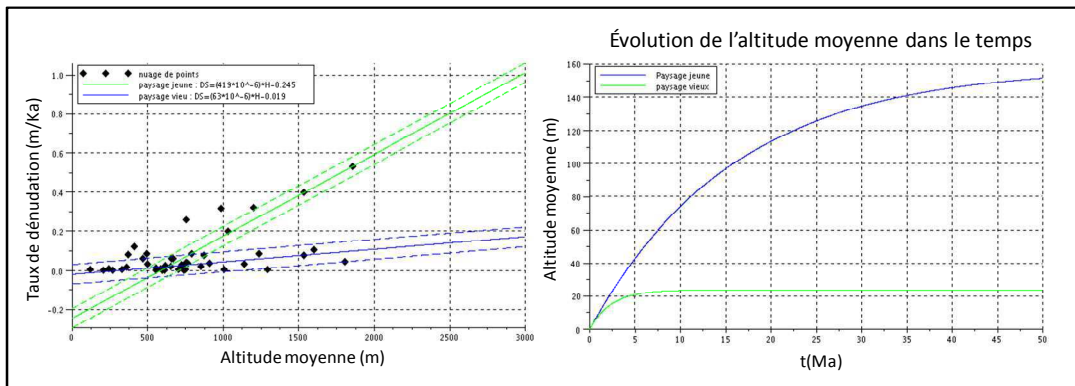


Figure 1.22. Relation entre taux de dénudation et topographie (Pinet and Souriau, 1988). A. Corrélation entre altitude moyenne et taux de dénudation (les pentes sont de $1/[15.87 \cdot 10^6]$ ans et $1/[2.38 \cdot 10^6]$ ans). B. Evolution de l'altitude moyenne prédite par l'équation (1.4) pour un taux de surrection tectonique $U = 10\text{m/Ma}$, $\langle Z(0) \rangle = 0$ et des constantes de temps de 15.87Ma et 2.38Ma.

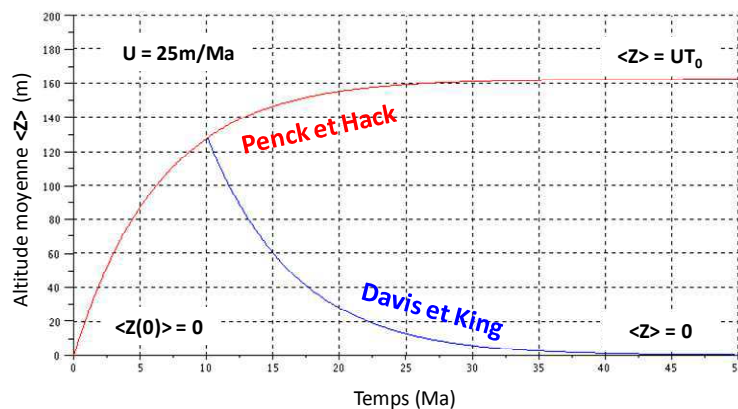


Figure 1.23. Evolution de l'altitude moyenne avec le modèle d'Ahnert pour deux signaux de tectonique différents.

Chapitre II

Composé de quatre sections, ce chapitre présente les différents outils mathématiques et informatiques qui permettent de décrire, d'analyser et de modéliser l'évolution de la topographie.

La première section présente les différents modèles numériques du relief, les outils qui permettent de caractériser et d'analyser un bassin versant et les différents algorithmes d'extraction du réseau hydrographique à partir d'un modèle numérique de terrain. Cette problématique fait toujours l'objet de nombreux travaux et reste au cœur de tous les modèles d'évolution des paysages.

La seconde section est une synthèse bibliographique des modèles physiques d'évolution des paysages.

La troisième section est consacrée aux logiciels.

La dernière section concerne l'évaluation du logiciel GOLEM que nous avons adapté et utilisé pour notre étude. Les différentes modifications apportées sur le code sont présentées, viennent ensuite une étude de sensibilité paramétrique de GOLEM et une comparaison entre GOLEM et les approches empiriques.

1 Représentation numérique et analyse géomorphométrique

1.1 Représentation numérique du paysage

Dans notre cas, un paysage se résume par une surface altimétrique ayant des caractéristiques morphologiques. Une bonne représentation du relief est celle qui conserve le maximum d'informations sur les formes du terrain. Souvent, les données numériques acquises par les satellites ou par les avions sont recueillies dans un mode quadrillé et stockées sous forme de grille d'altitude. Ces données sont ensuite converties soit en format vectoriel soit en format « raster » (ou image). Dans le format « raster » la surface topographique est divisée en intervalles équidistants et les données sont les centres des cellules (MNT ou DEM⁴). Dans le format vectoriel, les points d'altitude irrégulièrement espacés sont reliés par des lignes, formant ainsi, un réseau irrégulier triangulé (RIT ou TIN⁵). La représentation vectorielle peut aussi prendre la forme de lignes de contours (LC). Le choix de la représentation numérique (MNT, RIT ou LC) dépend principalement de l'utilisation envisagée, du logiciel utilisé pour le traitement et du type et la qualité des données disponibles.

1.1.1 Modèle numérique de terrain (MNT)

Dans un MNT un relief est représenté par une grille où chaque cellule contient une altitude (figure 2.1.A) et une seule : on suppose donc que la surface topographique est altimétrique $Z=f(X,Y)$ ce qui est généralement acceptable (si l'on ne cherche pas à représenter des surplomb et des grottes). La plupart utilise des mailles carrées (pour des applications particulières, les mailles peuvent aussi être rectangulaires ou hexagonales). Les MNT sont comparables à des images en niveau de gris. Ils sont obtenus par différentes techniques d'échantillonnage telles que la photogrammétrie ou l'interpolation de courbes de niveau ou l'extraction d'un RIT (fonctions de transformation présentes dans ArcGIS⁶ par exemple).

1.1.2 Réseau irrégulier triangulé (RIT)

Dans un RIT, le relief est représenté par des triangles contigus (figure 2.1.B), où chaque sommet localise la donnée d'altitude : c'est une structure (maillage conforme) qui permet d'interpoler l'altitude sur toute la surface. Il existe différentes méthodes d'interpolation pour

⁴ **DEM** : Digital Elevation Model.

⁵ **TIN** : Triangulated irregular network.

⁶ **ArcGIS** est un ensemble de logiciels d'information géographique développés par la société américaine Esri (Environmental Systems Research Institute, Inc.).

former ces triangles, telles que la triangulation de Delaunay⁷ (Lee and Schachter, 1980). L'altitude à l'intérieur de chaque triangle peut être obtenue par interpolation à partir des informations des sommets. La structure de données pour gérer les RIT est plus complexe que celle des MNT. Les RIT sont plutôt utilisés dans des cas particuliers : quand les données sont irrégulièrement réparties ou quand l'application demande différents niveaux de précision. Des programmes permettent ainsi de construire des RIT à partir de MNT afin de réduire la mémoire nécessaire pour représenter une topographie étendue (le logiciel SCAPE par exemple (Garland and Heckbert, 1995)).

1.1.3 Lignes de contour (LC)

Dans une représentation en lignes de contour, la topographie est représentée par des courbes altimétriques (iso-Z), dont les points suivent la même altitude (figure 2.1.C). Les lignes de niveau sont obtenues par l'intersection de la surface topographique avec un plan horizontal. La capacité de ces lignes à bien représenter le relief du terrain dépend de la répartition des points lors d'une numérisation et de la différence d'altitude qui sépare les courbes. La présence de « plateaux » peut poser des problèmes à ce type de représentation dans la mesure où l'iso-Z n'est plus une courbe mais une surface. Notons que dans la représentation en LC, le calcul de la plus grande pente se fait en direction perpendiculaire aux courbes de niveau.

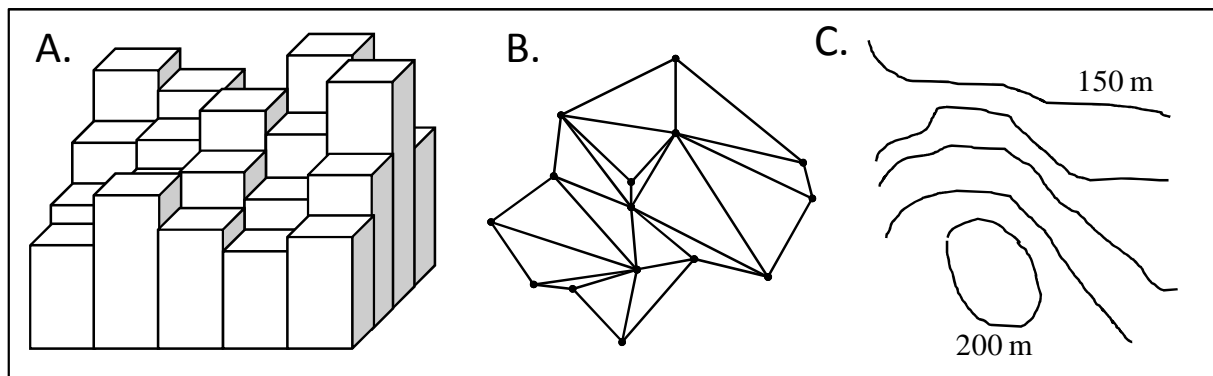


Figure 2.1 Différentes représentations du terrain. A. Modèle numérique de terrain (MNT). B. Réseau Irrégulier Triangulé (RIT). C. Lignes de contour.

Le choix de la représentation numérique dépend principalement des échelles spatiales et de la nature de l'étude. Par exemple, les RIT peuvent être utilisés pour modéliser des zones relativement plates avec peu de points et un relief accidenté avec une densité plus importante

⁷ La triangulation de Delaunay est un type de partitionnement d'un ensemble de points positionnés dans un plan formé de triangles.

pour améliorer sa résolution. Des outils permettant la conversion entre les différentes représentations sont disponibles : le SIG ArcGis en propose un certain nombre par exemple.

Nous utiliserons par la suite seulement les MNT car ils sont adaptés à la modélisation à grande échelle d'espace et surtout ils sont très faciles à manipuler.

1.2 Analyse géomorphométrique et descripteurs

La représentation numérique du paysage offre la possibilité d'analyser et d'extraire facilement des propriétés topographiques du relief. Il s'agit de l'analyse géomorphométrique.

Selon le dictionnaire « Comprehensive dictionary of earth science », la géomorphométrie est « *la mesure et l'analyse mathématique des formes du relief ou des réseaux hydrographiques* ». Rasemann et ses collaborateurs (Rasemann et al., 2004) l'ont définie comme étant la « *science de la description quantitative et de l'analyse des caractéristiques géométriques-topologiques de la surface terrestre* ». Un certain nombre de paramètres morphologiques peuvent être directement calculés à partir d'un modèle (MNT, RIT ou LC). Ces indices peuvent être primaires, tels que l'altitude, la pente, la courbure des lignes de niveau, etc., ou généraux, comme ceux liés à l'analyse d'un réseau hydrographique : surface totale du bassin, longueur du réseau, ordre de Strahler des cours d'eau, etc. Ces indices peuvent être calculés automatiquement pour construire des critères plus évolués. Ils sont aussi utilisés dans les algorithmes des modèles d'évolution des paysages.

Dans ce chapitre nous nous limitons à la présentation des descripteurs géomorphométriques que nous utiliserons par la suite. Pour plus de détails, nous conseillons de consulter : (Delcaillau, 2004; Douvinet, 2008; Graveleau, 2008; Hurtrez, 1998; Rodriguez-Iturbe and Rinaldo, 1997).

1.2.1 Altitude

L'altitude est la propriété morphométrique de base d'un terrain. A partir de cette dernière, de nombreux descripteurs indiquant l'état d'un bassin peuvent être définis. Ici nous prenons les exemples de l'histogramme d'altitude et de la courbe hypsométrique.

L'**histogramme d'altitude** représente les altitudes sur l'axe des abscisses tandis que sur l'axe des ordonnées figure les effectifs en nombre de points ou de mailles pour chaque valeur d'altitude. Le calcul de l'histogramme peut être étendu à d'autres entités telles que la pente, la courbure. L'histogramme d'altitude peut indiquer l'état d'équilibre du bassin i.e. le degré de maturité des bassins versants. Un bassin versant immature est caractérisé par une domination des fortes altitudes (relatives), c'est-à-dire un relief encore en cours de dissection par le réseau de drainage. Si les faibles altitudes (relatives) dominent, le bassin versant est au

contraire plutôt « vieux ». La figure 2.2.D illustre les histogrammes d'altitude pour différents types de relief.

La **courbe hypsométrique** représente un histogramme cumulatif en attitude (Strahler, 1952). Elle fournit une vue synthétique de la pente du bassin. Elle porte en abscisse la surface (ou le pourcentage de surface) du bassin qui se trouve au-dessus (ou au-dessous) de l'altitude représentée en ordonnée. L'intégrale hypsométrique (l'aire située entre la courbe hypsométrique et l'axe des abscisses) reflète de l'état d'équilibre dynamique potentiel du bassin. S'il est élevé (>0.6), le bassin versant est immature, i.e. la superficie est faible par rapport au changement d'altitude initial, ce qui est caractéristique des bassins abrupts. A l'inverse, s'il est faible (<0.3), le paysage est vieux ; c'est-à-dire le bassin est caractérisé par une plaine douce près d'un cours d'eau où l'altitude varie très peu malgré une superficie importante. Cette relation a été utilisée dans de nombreuses applications (Haller, 2012; Keller and Pinter, 1996; Kurse, 2013; Paškauskas and Vekeriotienė, 2013; Pedrera et al., 2009; Pérez-Peña et al., 2009; Willgoose and Hancock, 1998). La figure 2.2.E illustre les courbes hypsométriques pour différents types de relief.

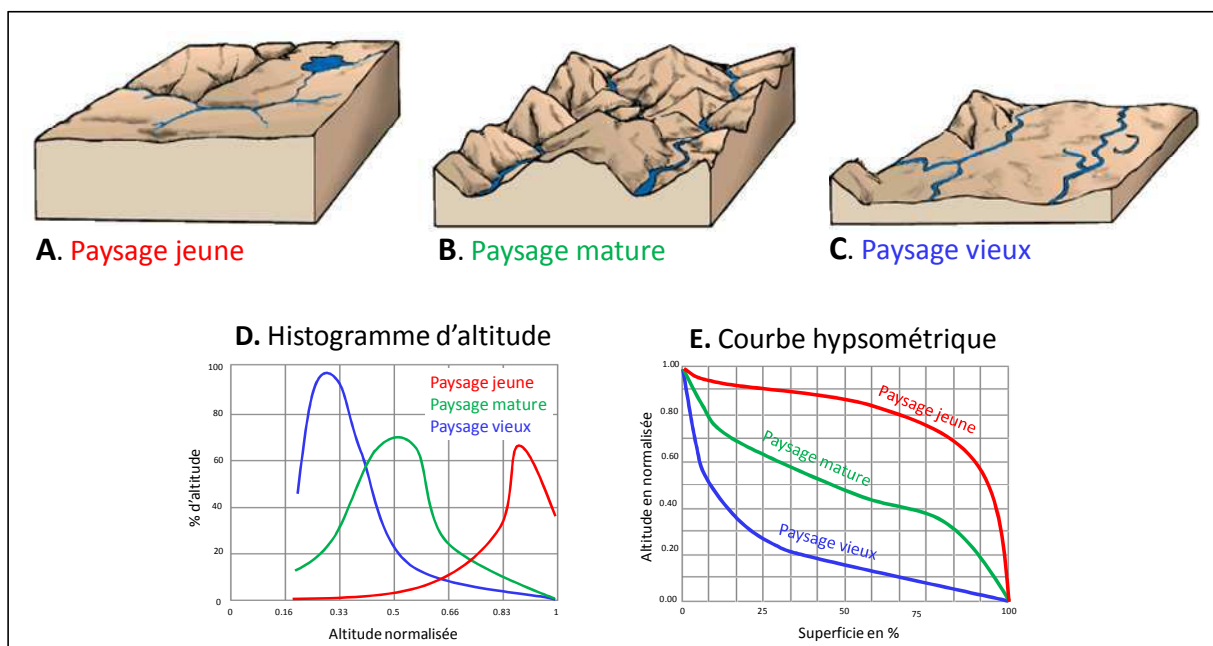


Figure 2.2. Interprétation de l'histogramme d'altitude et de la courbe hypsométrique pour différents types de relief.

1.2.2 Pente maximale et aspect

A partir d'un modèle continu de l'altitude, la pente peut être calculée simplement : la pente est un vecteur (gradient) pointant dans la direction de plus grande variation d'altitude. L'expression du gradient en deux dimensions est donnée par l'équation (2.1).

$$\vec{P} = \vec{\nabla}(Z) = \left(\frac{\partial Z}{\partial x}, \frac{\partial Z}{\partial y} \right) \quad (2.1)$$

Le module du vecteur gradient donne « la pente maximale » et sa direction donne « l'aspect ». Selon Evans (Evans, 1972), la pente maximale et l'aspect sont considérés comme les indices de description morphologique du terrain les plus importants. Sur un MNT, le calcul s'effectue avec une fenêtre carrée le plus souvent de taille 3×3 (figure 2.3.A).

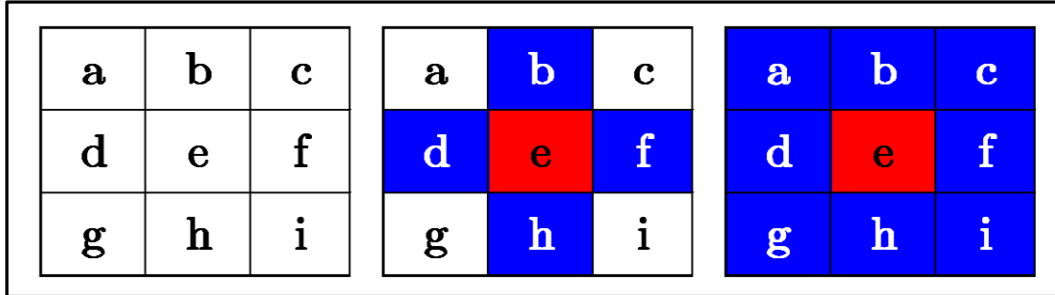


Figure 2.3.A. Fenêtre de calcul des indices géomorphologiques. B. Le 4-voisinage, les cellules partagent une arête avec la cellule centrale. C. Le 8-voisinage, les voisins partagent une arête ou un sommet avec la cellule centrale.

Il existe deux approches couramment utilisées dans la littérature pour calculer la pente maximale et l'aspect. La première est basée sur la « trigonométrie » et la deuxième sur la géométrie différentielle. Dans l'approche trigonométrique, le calcul des dénivelés se fait entre le point central (**e**) et ses points voisins. Le plus grand dénivelé permet de déduire la plus grande pente. Il s'agit donc d'une simplification qui ne correspond pas à la définition mathématique puisque le vecteur direction ne peut pointer que dans la direction des voisins. Le choix des voisins dépend de la connexité considérée. On dit qu'une cellule (**x**) d'une grille est 4-voisin d'une cellule (**y**) si elle partage une arête avec elle (figure 2.3.B), et 8-voisin si elle partage une arête ou un sommet avec elle (figure 2.3.C). Pour la connexité 8, la distance cardinale d'un centre à un autre est égale à la taille de la cellule (**m**) et la distance diagonale est égale à la taille de la cellule multipliée par la racine de 2. Dans le cas d'une approche trigonométrique, l'aspect est limité aux 4 ou 8 directions considérées.

Dans la seconde approche, la pente maximale et l'aspect sont calculés par la méthode des différences finies (Evans, 1972). La pente maximale et l'aspect sont donnés par les formules (2.2) et (2.3).

$$S_{\max} = \sqrt{p^2 + q^2} \quad (2.2)$$

$$Aspect = \frac{p}{q} \quad (2.3)$$

Avec :

$$p = \frac{(u_1 \cdot Z_c + u_2 \cdot Z_f + u_3 \cdot Z_i) - (u_1 \cdot Z_a + u_2 \cdot Z_d + u_3 \cdot Z_g)}{N \cdot m}$$

$$q = \frac{(u_1 \cdot Z_g + u_2 \cdot Z_h + u_3 \cdot Z_i) - (u_1 \cdot Z_a + u_2 \cdot Z_b + u_3 \cdot Z_c)}{N \cdot m}$$

Avec Z_{a-i} les points dans la figure 2.3 et u_1, u_2, u_3 et N des paramètres qui dépendent de l'algorithme de calcul des différences finies considéré (tableau 2.1). Selon le choix des algorithmes de calcul de la pente, les résultats peuvent être différents (El Hage, 2012; Skidmore, 1989; Snyder, 1983).

Méthode	u_1	u_2	u_3	N
Différence finie du second ordre	0	1	0	2
Différence finie du troisième ordre	1	1	1	6
Différence finie du troisième ordre modifiée*	1	2	1	8
Différence finie du troisième ordre modifiée**	1	$\sqrt{2}$	1	$(4 + 2\sqrt{2})$

Tableau 2.1. Valeurs de u_1, u_2, u_3 et N utilisées dans le calcul de p et q . * pondération par l'inverse de la distance au carré. ** pondération par l'inverse de la distance.

1.2.3 Courbure

La courbure représente la dérivée seconde de l'altitude. Elle est reliée directement à la concavité et la convexité de la surface. D'une manière générale, la courbure est définie par l'inverse du rayon du cercle osculateur ($1/R$), cercle venant épouser la courbe au plus près au voisinage du point d'étude (figure 2.4). Dans le domaine des géosciences, la convention généralement utilisée considère que la courbure d'une surface convexe est positive sinon elle est concave. La formule (2.4) est utilisée pour calculer la courbure d'une courbe plane.

Comme pour le calcul de la pente maximale et l'aspect, il existe plusieurs méthodes d'approximation de la seconde dérivée. On peut distinguer trois types de courbure (Olaya, 2008) : la courbure du profil, la courbure du plan et la courbure tangentielle. La première est la courbure dans la direction de la pente maximale, la deuxième est calculée le long de la courbe de niveau et la troisième est calculée suivant la direction perpendiculaire au gradient. La méthode de calcul de ces courbures par une approche trigonométrique est donnée par les formules (2.5), (2.6) et (2.7).

$$k = \frac{d^2Z}{\left[1 + \left(\frac{dy}{dx}\right)^2\right]^{1.5}} \quad (2.4)$$

$$\text{Courbure du profil} = -\frac{p^2 \cdot r + 2 \cdot p \cdot q \cdot r \cdot s + q^2 \cdot t}{(p^2 + q^2) \cdot \sqrt{(1 + p^2 + q^2)^3}} \quad (2.5)$$

$$\text{Courbure du plan} = -\frac{q^2 \cdot r - 2 \cdot p \cdot q \cdot s + p^2 \cdot t}{\sqrt{(1 + p^2 + q^2)^3}} \quad (2.6)$$

$$\text{Courbure tangentielle} = -\frac{q^2 \cdot r - 2 \cdot p \cdot q \cdot s + p^2 \cdot t}{(p^2 + q^2) \cdot \sqrt{(1 + p^2 + q^2)}} \quad (2.7)$$

Avec :

$$r = \frac{\partial^2 Z}{\partial x^2} = \frac{(a+c+d+f+g+i) - 2 \cdot (b+e+h)}{3 \cdot m^2}$$

$$t = \frac{\partial^2 Z}{\partial y^2} = \frac{(a+b+c+g+h+i) - 2 \cdot (d+e+f)}{3 \cdot m^2}$$

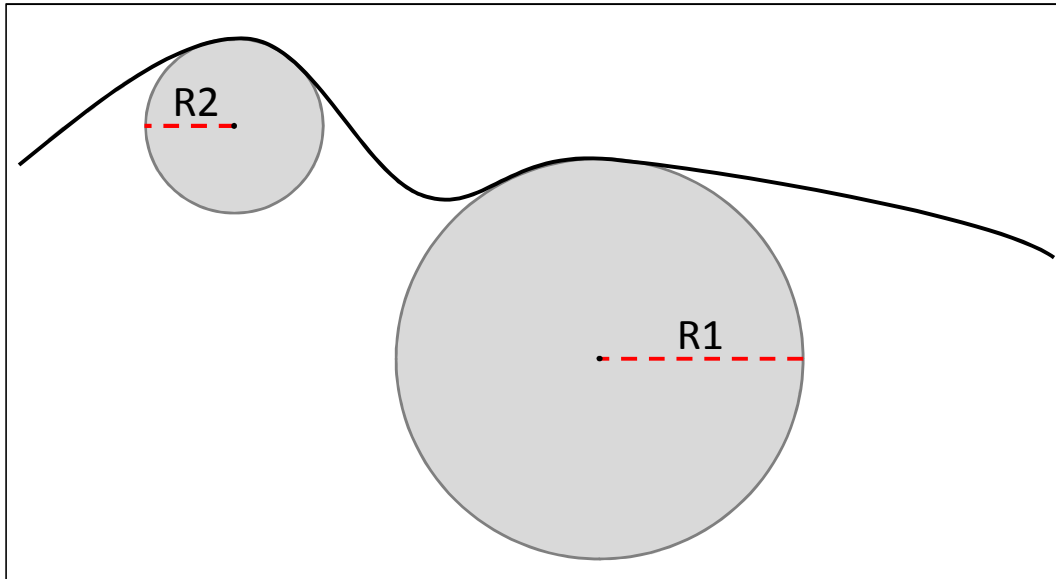


Figure 2.4. Rayons de courbure 1/R en deux points.

1.2.4 Aire drainée

Le bassin versant en un point donné (appelé exutoire) est la surface topographique à l'intérieur de laquelle toutes les eaux tombées alimentent cet exutoire. L'aire drainée en un point est l'aire du bassin versant en ce point. Elle est généralement approximée par l'aire de la surface projetée dans le plan et exprimée en km². Dans de nombreux pays, des organismes fournissent des mesures de bassin sur les principales rivières (par exemple SANDRE⁸ en France). Mais l'aire drainée peut aussi être définie en tout point de la topographie (y compris en dehors des rivières) et calculée à partir de MNT. Nous reviendrons sur cet aspect en explicitant les algorithmes dans la partie 1.3 de ce chapitre.

⁸ SANDRE : Service d'Administration Nationale des Données et Référentiels sur l'Eau.

1.2.5 Relation pente-aire drainée : indice de concavité

La relation pente-aire drainée (Flint, 1974; Hack, 1957) relie la pente du chenal (S) à l'aire drainée en amont (A). La formule est donnée par l'équation (2.8).

$$S = k_c \cdot A^{-\theta} \quad (2.8)$$

Avec k l'indice de pente et θ un exposant positif appelé indice de concavité. Cette loi a été vérifiée pour une large gamme de conditions climatiques, tectoniques, lithologiques et pour différentes tailles de bassin. Lague (Lague, 2001) cite 12 références sur ce propos dont les dates s'étalent de 1974 à 2000. La valeur de l'indice de concavité est généralement comprise entre 0.4 et 0.6 avec quelques rares cas qui atteignent des valeurs extrêmes autour de 0.2 ou à l'opposé autour de 1 (Lague and Davy, 2003). La figure 2.5 illustre la relation entre l'indice de concavité et le profil de la rivière à l'équilibre.

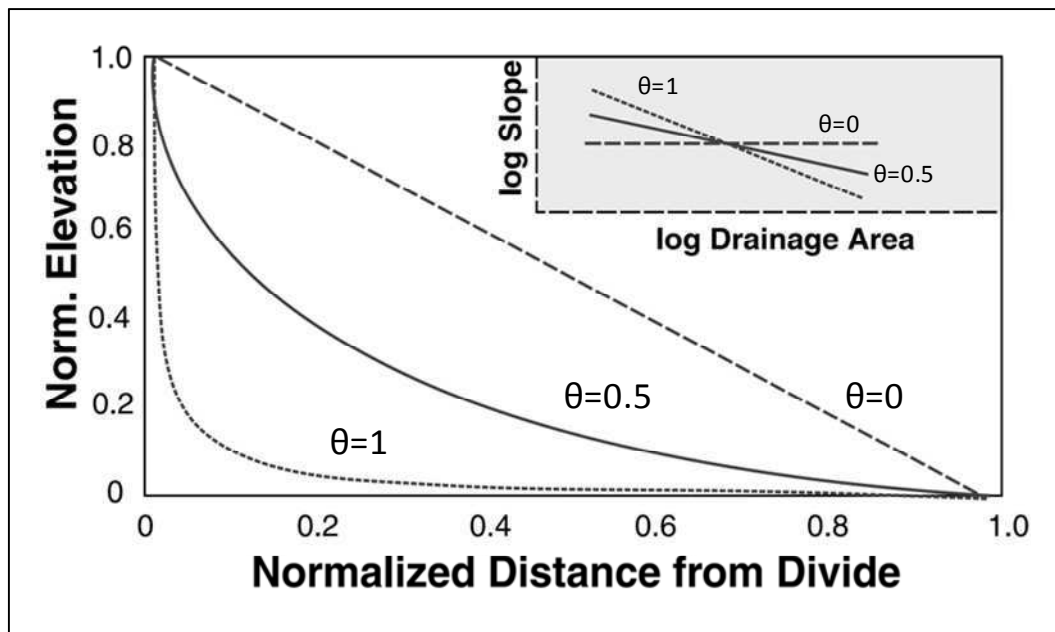


Figure 2.5. Profil longitudinal à l'équilibre d'une rivière pour différentes valeurs de θ (Burbank and Anderson, 2011).

Cette relation peut être généralisée à l'ensemble des points du bassin versant (i.e., versants et rivières). En reportant les valeurs de la pente et de l'aire drainée dans un diagramme bi-logarithmique permet entre autres de distinguer les différents processus d'érosion et de transport (voir figure 2.15.C et 2.15.D).

1.2.6 Densité de drainage

La densité de drainage est le quotient de la somme des longueurs de tous les cours d'eau à la superficie du bassin drainé. Elle est donnée par l'équation (2.9). On définit la longueur d'un cours d'eau comme étant la distance curviligne entre l'exutoire et la source. Ce rapport représente la portion du domaine chenalisé dans un bassin versant. Il renseigne sur la modalité et l'intensité de la dissection d'un relief (figure 2.6).

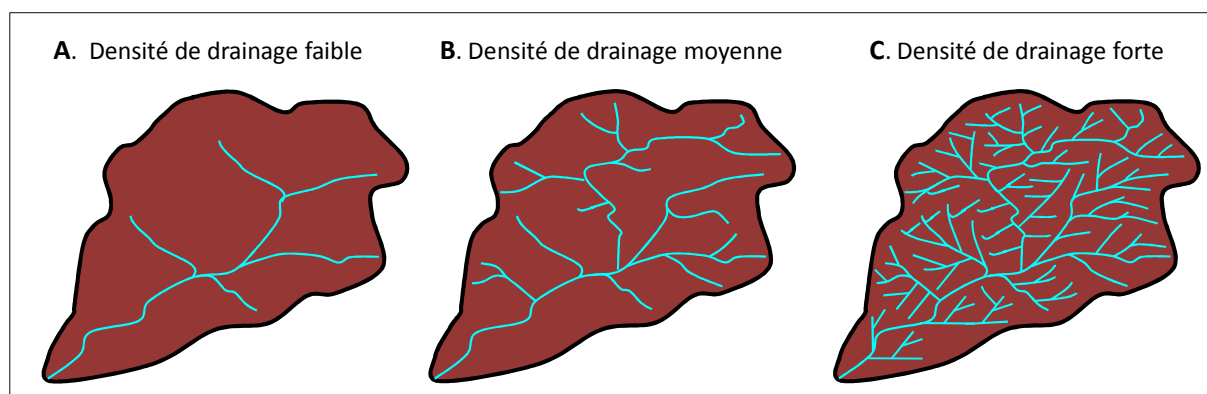


Figure 2.6. Exemples des degrés de dissection indiqués par la densité de drainage.

$$D_d = \frac{\sum L}{A} \quad (2.9)$$

En pratique, ce coefficient varie de 0,002 dans certaines régions calcaires à 300 dans les badlands⁹. L'inverse de la densité de drainage ($C=1/D_d$) est appelé constante de stabilité du cours d'eau. Elle représente la surface du bassin nécessaire pour maintenir des conditions hydrologiques stables dans un vecteur hydrographique unitaire (section du réseau).

1.3 Calcul de l'aire drainée et extraction du réseau hydrographique sur MNT

L'extraction automatique des réseaux hydrographiques à partir d'un MNT est un problème qui fait toujours l'objet de nombreux travaux de recherche (Bevacqua and Floris, 1987; Fairfield and Leymarie, 1991; Freeman, 1991; Garbrecht and Martz, 1997; Jenson and Domingue, 1988; Martz and Garbrecht, 1998; O'Callaghan and Mark, 1984; Passalacqua et al., 2010; Peucker, 1975; Pirotti and Tarolli, 2010; Poggio and Soille, 2011; Skidmore, 1990; Soille and Gratin, 1992; Tarboton, 1997; Tribe, 1992). Dans cette partie, nous présentons une synthèse des principaux algorithmes proposés dans la littérature. Nous étudions le principe général de ces approches, ainsi que les problèmes liés à ces dernières.

⁹ **Badlands** désigne un paysage ruiforme des terrains marneux ou argileux, raviné par les eaux du ruissellement.

1.3.1 Principe des approches hydrologiques

Les approches hydrologiques se basent sur la simulation du phénomène du ruissellement pour extraire le réseau hydrographique en calculant la quantité d'eau accumulée en chaque cellule de la grille. La différence entre les méthodes hydrologiques réside dans le choix de la méthode de calcul de direction du flux. Toutes les approches suivent le même schéma. La figure 2.7 l'illustre.

La première étape consiste à dresser d'abord la **matrice de direction de flux** (de l'écoulement) d'une cellule vers ses voisins. Les directions sont déterminées généralement en fonction de la pente par rapport à ses 8-voisins ; « algorithme D8 » (O'Callaghan and Mark, 1984) plus rarement par rapport à ses 4 voisins ; « algorithme D4 ». On considère que la pente est négative si l'altitude de la cellule centrale est inférieure à l'altitude de ses voisins. Ensuite, les valeurs de **flux accumulé** en chaque cellule de la grille (i.e. nombre de cellule en amont coulant dans cette cellule) sont calculées. Une pondération spécifique peut être associée à chaque cellule (taux de pluviométrie). Des cellules avec une grande valeur d'accumulation représentent des zones de concentration de flux c'est-à-dire des chenaux. Les cellules avec une valeur d'accumulation égale à une unité représentent les lignes de crêtes. Enfin, pour délimiter le réseau hydrographique, une valeur de **seuil est fixée** afin de juger si une cellule appartient ou non au réseau. Cette dernière est fixée par l'utilisateur.

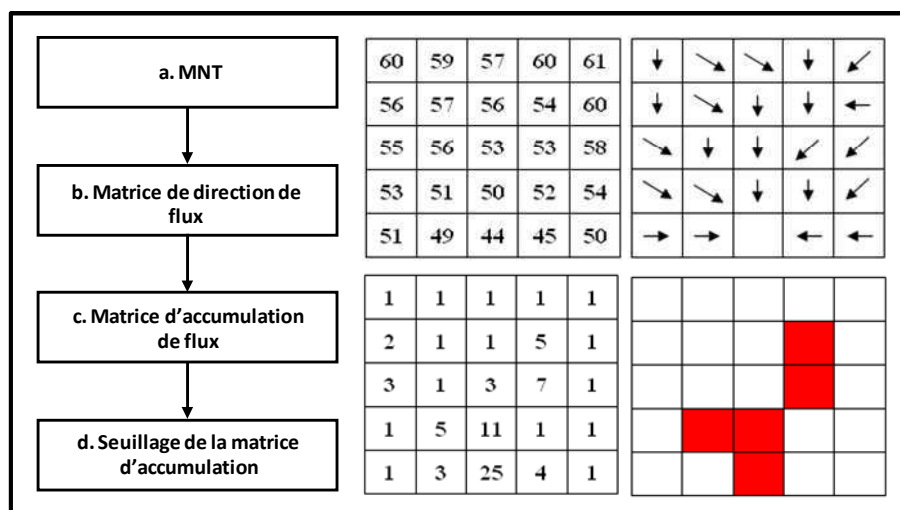


Figure 2.7. Principe des méthodes d'extraction de réseaux hydrographiques sur les MNT.

1.3.2 Difficultés liées aux approches hydrologiques

La difficulté principale de ces approches est liée au calcul de la pente maximale pour assigner la direction d'écoulement. Deux situations problématiques se présentent : la coexistence de la plus grande pente et la non existence de la plus grande pente (pente nulle ou pente négative).

La figure 2.8 illustre les lacunes liées au calcul de direction d'écoulement. Ces problèmes de dépressions et des zones plates peuvent correspondre à une réalité (présence des lacs), mais dans la plupart des cas, ils sont dus aux :

- « Erreurs » d'interpolation ; les MNT utilisés sont généralement reconstruits à partir des données de mesure. Pour estimer les valeurs des points situés sur des lieux non échantillonnés on fait souvent appel à des techniques d'interpolation. Par conséquent, ces points ne représentent pas la réalité mais une estimation à partir des mesures.
- Troncature des altitudes; pour des raisons de stockage de données sous format d'image, les valeurs d'altitude sont tronquées (par exemple les MNT gratuits de l'I.G.N ont une précision métrique sur l'altitude).
- La faible résolution spatiale des MNT.

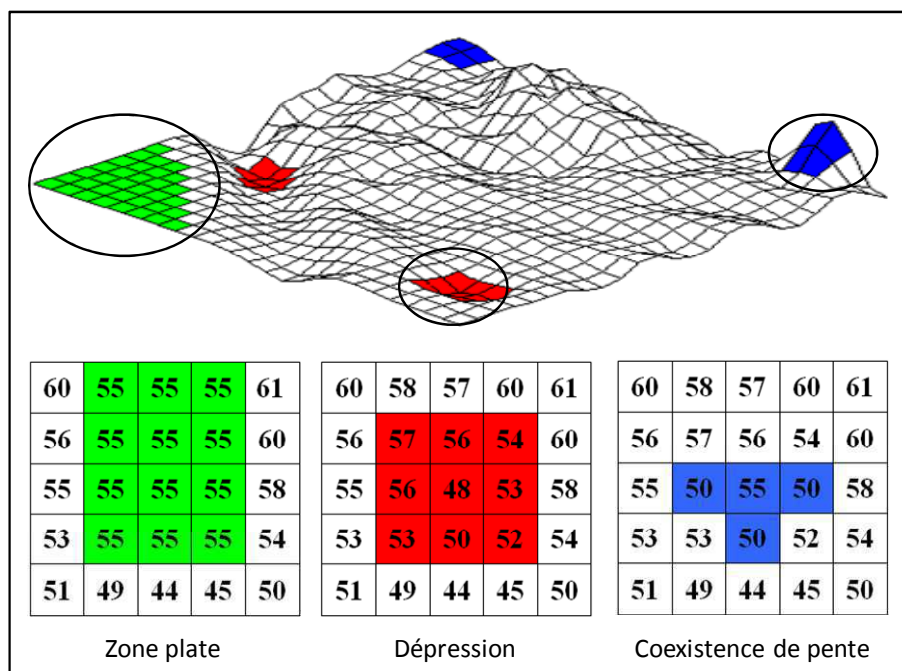


Figure 2.8. Problèmes liés au calcul de direction (zone plate, dépression et coexistence de pentes).

Dans la littérature, de nombreux algorithmes ont été proposés pour traiter les problèmes liés aux calculs de la plus grande pente. Nous en proposons une synthèse ici.

Le choix d'une seule direction est problématique dans le cas de **coexistence de la plus grande pente**. Deux types de techniques ont été développés pour palier ce problème. Dans la première famille d'approches, la direction de l'écoulement est attribuée à la cellule la plus proche du Nord dans le sens horaire (O'Callaghan and Mark, 1984; Skidmore, 1990) ou en utilisant des méthodes basées sur un raisonnement logique (Bevacqua and Floris, 1987; Byun and Seong, 2013; Jenson and Domingue, 1988; Tribe, 1992). La seconde famille d'approches

repose sur un schéma de type multidirectionnel (Freeman, 1991; Holmgren, 1994; Rieger, 1992; Tarboton, 1997; Wolock and McCabe, 1995). Ici l'écoulement est réparti entre l'ensemble des pixels voisins situés en contrebas du point courant, la répartition du flux sortant de la cellule étant définie par une fonction de pondération des valeurs de différences altimétriques « Algorithme D8 multiple ».

La **non-existence de la plus grande pente**, peut être liée:

- soit à une dépression, i.e. une zone de convergence des écoulements, empêchant ainsi l'eau de poursuivre son chemin (discontinuité du réseau hydrographique).
- soit à une zone plate, il s'agit d'un ensemble de cellules connexes ayant la même altitude.

Pour palier aux problèmes des dépressions, la majorité des solutions proposent un remplissage : si l'eau s'écoule en surface, elle remplit préalablement la dépression et s'échappe par l'exutoire le plus bas (Martz and de Jong, 1998; O'Callaghan and Mark, 1984). Band (Band, 1986) procède à l'élimination des dépressions en passant par des techniques de traitement d'image telles que le lissage. D'autres auteurs (Fairfield and Leymarie, 1991; Jenson and Domingue, 1988; Martz and Garbrecht, 1998) cherchent un chemin de sortie entre le fond de la dépression et l'exutoire afin d'assurer la continuité d'écoulement. Par exemple, De Wiel et Temme (Van de Wiel and Temme, 2013) créent des permutations entre les cellules afin de conserver l'altitude moyenne du MNT. Quant aux zones plates, le problème peut se régler d'une manière quasiment similaire au traitement des dépressions. Il suffit de rechercher un chemin à l'intérieur de cette zone afin d'assurer la continuité du chemin d'écoulement vers l'exutoire de cette zone ; c'est-à-dire la cellule qui se trouve sur la frontière de la zone plate, et ayant la plus faible attitude. Jenson et Domingue (Jenson and Domingue, 1988) proposent un chemin par le centre de la zone plate. Tribe (Tribe, 1992) propose de tracer la droite reliant l'amont (entrée) à l'aval (exutoire). D'autres auteurs proposent de corriger la zone plate du MNT par ajout successif d'incrément proportionnels à la distance géodésique de l'exutoire (Soille and Gratin, 1992), ou par des valeurs aléatoires (Garbrecht and Martz, 1997).

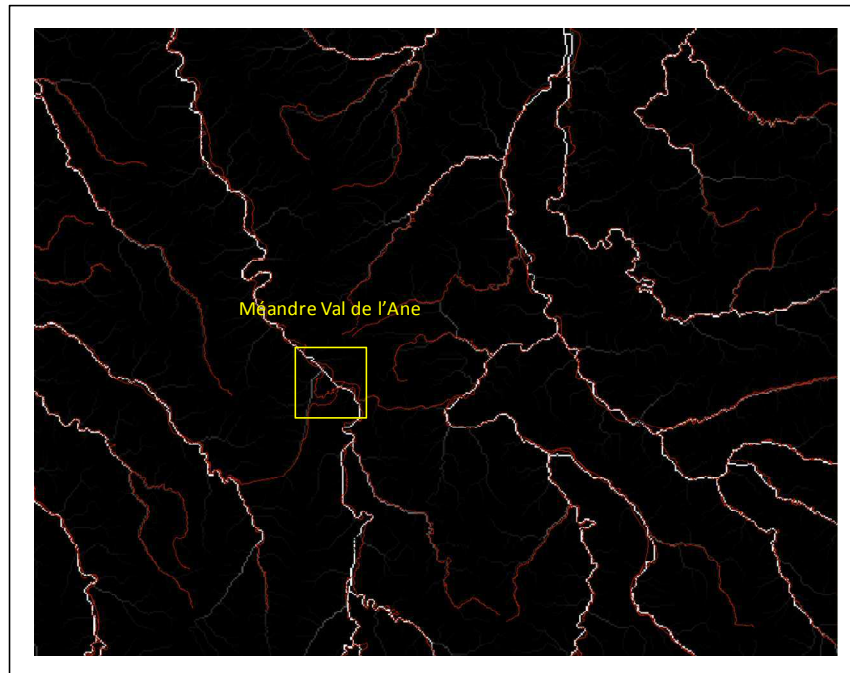


Figure 2.10. Réseau hydrographique en Meuse/Haute Marne dans la région de Toul (Meuse). En rouge le réseau de la BD CARTHAGE et en blanc le réseau extrait avec ArcGIS.

1.3.4 Réflexions et perspectives

L'identification des cours d'eau sur un MNT est un problème très classique mais qui fait toujours l'objet de nombreux travaux de recherche. La difficulté principale réside dans la détermination de la direction d'écoulement ; problème qui est aussi à la base de tous les algorithmes représentant un phénomène lié à l'effet de la pente (ruissellement) et donc à la majorité des modèles physiques d'évolution des paysages.

Ce problème reste mal posé puisqu'il a plusieurs solutions : plusieurs chemins sont possibles sur les zones plates par exemple. Ainsi, tous les algorithmes présentés dans la littérature donnent des résultats « crédibles » mais qui ne correspondent par forcément à la réalité du terrain. Le choix des algorithmes est souvent lié à l'application, par exemple les MEP privilégient les algorithmes simples et rapides. Cependant, l'approche basée sur la conservation de la masse proposée par Van De Wiel et Temme (Van de Wiel and Temme, 2013) semble mieux adaptée pour l'étude de la redistribution des sédiments à l'échelle locale, mais les temps de calcul restent importants.

L'utilisation des MNT à grande précision ne permet pas d'améliorer les résultats d'une manière systématique car d'autres problèmes apparaissent. Ainsi, une approche multi-résolutions pourrait améliorer la qualité du réseau hydrographique.

2 Modélisation physique : les équations

Dans cette approche, les modèles sont construits à partir des lois de la physique : la conservation de la masse (continuité), le second principe de Newton (moment) et la première loi de la thermodynamique (énergie). Ces modèles sont toujours complétés par des lois de comportement ; dites « lois de transport géomorphique », qui sont empiriques et nécessitent souvent le calage de nombreux paramètres. Généralement, les géomorphologues distinguent les processus du domaine chenalisé (c'est-à-dire propres aux rivières) des processus du domaine non-chenalisé propres aux versants (Lague, 2001; Tucker and Hancock, 2010; Van der Beek, 2003). Dans le domaine chenalisé, le transport de matières peut être caractérisé par un transport rapide et sur une longueur importante. Les processus du domaine non-chenalisé (diffusion, ruissellement, reptation, glissements de terrain, etc.) quant à eux, sont généralement caractérisés par des échelles de temps plus longues, et des distances plus courtes.

Dans cette partie, nous présentons une synthèse bibliographique des modèles physiques d'évolution des paysages à grande échelle de temps.

2.1 Processus fluviaux

Nous avons vu précédemment qu'en fonction de la puissance du flux d'eau s'écoulant dans les vallées, de la géométrie de l'écoulement (hauteur, largeur, pente, etc.), de la taille et la quantité de grains transportés, de la nature des roches, les rivières peuvent *transporter* des sédiments issus de l'érosion des versants (ou de l'érosion locale), *inciser* leur lit ou *déposer* leur charge. Nous distinguons explicitement dans cette partie deux processus différents ; incision et transport/dépôt.

2.1.1 Equation d'incision du substratum rocheux « stream power model »

On considère souvent que le processus principal d'érosion du substratum rocheux est l'abrasion et le détachement mécanique (Howard, 1994; Howard and Kerby, 1983; Lague, 2001; Whipple and Tucker, 1999). Ainsi, l'affleurement du lit rocheux et la présence des particules abrasives en mouvement sont deux conditions nécessaires (Sklar and Dietrich, 1998; Whipple et al., 2000a). Le modèle le plus utilisé est le modèle du « stream power », terme qui décrit une famille d'équations semi-empiriques utilisées pour prédire le taux d'érosion d'une rivière. Historiquement, les premiers travaux ont débuté à la fin du XIX siècle (Gilbert, 1877), Gilbert a fait l'hypothèse que le taux d'incision d'une rivière est fonction : de la résistance du substratum, de la pente et du flux d'eau. Un siècle plus tard Howard et Kerby (Howard and Kerby, 1983) ont intégré ces hypothèses dans un modèle de puissance qui a été ensuite utilisé par de nombreux auteurs (Brocard and Van der Beek,

2006; Carretier et al., 2013; Finnegan, 2013; Howard, 1994; Howard, 1998; Kirby and Whipple, 2012; Kooi and Beaumont, 1994; Lague, 2013; Perron and et Royden, 2013; Seidl and Dietrich, 1992; Sklar and Dietrich, 1998; Snyder et al., 2000; Sternai et al., 2012; Stock and Montgomery, 1999; Tucker and Slingerland, 1996; Valla et al., 2010; Van der Beek and Bishop, 2003; Whipple et al., 2000a; Whipple et al., 2000b). Dans sa forme la plus simple et la plus utilisée le taux d'incision du substratum rocheux (I) s'exprime comme suit :

$$I = K_b \cdot A^{m_b} \cdot S^{n_b} \quad (2.10)$$

Avec A l'aire drainée, S la pente locale, K_b le coefficient d'érodabilité et m_b et n_b des exposants positifs.

Cette expression (2.10) semble facilement exploitable puisqu'elle dépend des caractéristiques du bassin versant (l'aire drainée et la pente) ; paramètres facilement accessibles en particulier à partir des MNT (voir la section précédente). Malheureusement les paramètres K_b , m_b , et n_b varient en fonction de la lithologie du substratum, du climat, du flux sédimentaire, etc. et la détermination de leurs valeurs reste à ce jour problématique (Finnegan, 2013; Lague, 2001; Lague, 2013; Perron and et Royden, 2013; Temme and Veldkamp, 2009). De nombreux travaux ont été réalisés pour estimer la valeur des exposants ainsi que la relation entre K_b et la nature de roches (Howard and Kerby, 1983; Leyland and Darby, 2009; Odoni, 2007; Snyder et al., 2000; Stock and Montgomery, 1999) mais ces derniers varient fortement. Les études réalisées sur trois cours d'eau incisant la même lithologie montrent que les valeurs du paramètre K_b sont différentes. La première étude, réalisée en Alaska, donne une valeur de K_b qui varie de 2.4×10^{-4} à 9.0×10^{-4} (Whipple et al., 2000b). La deuxième réalisée dans le Nord de la Californie donne une valeur entre 1.0 et $8.0 \times 10^{-5} \text{ m}^{-0.2} \text{ an}^{-1}$ (Snyder et al., 2000). Cela peut s'expliquer par l'existence d'une relation entre K_b et les caractéristiques de la rivière étudiée (compétence, largeur, etc.), d'où la difficulté de la calibration des paramètres du modèle.

L'étude réalisée par Stock et Montgomery (Stock and Montgomery, 1999) sur une large gamme de rivières situées partout dans le monde, montre que l'on peut distinguer deux grandes familles en fonction de la stabilité du niveau de base. Pour des rivières avec un niveau de base stable : les valeurs de m_b et n_b sont respectivement 0.4 et 1. La lithologie est (ensuite) prise en compte dans K_b qui varie entre 10^{-7} et 10^{-6} pour les roches métamorphiques et les granites, entre 10^{-5} et 10^{-4} pour les roches volcaniques et entre 10^{-4} et 10^{-2} pour les mudstones (argile, boue). A l'inverse, pour les rivières sujettes à de forts changements du niveau de base, les valeurs de m_b varient entre 0.1 et 0.2, quant à n_b et K_b pas de conclusions nettes ont été tirées sur les valeurs.

Une étude réalisée par Kirby et Whipple (Kirby and Whipple, 2001) dans des rivières au centre du Népal (Siwalik Hills) propose un ajustement de n_b entre 0.6 to 0.9 pour une valeur de n_b égale 1. Kirby et Whipple trouvent des valeurs de K_b variant entre 1.5×10^{-4} et 1.6×10^{-4} .

Ils trouvent aussi des valeurs de K_b , entre 6.0 et 6.9×10^{-4} pour n_b égale à $2/3$ avec l'hypothèse que le taux d'incision est proportionnel à la contrainte de cisaillement (Kirby and Whipple, 2001).

Malgré son utilisation répandue, le modèle stream power reste incomplet car il ne prend pas en compte l'influence du flux sédimentaire sur le taux d'érosion (Lague, 2013; Sklar and Dietrich, 2001; Sklar and Dietrich, 2004; Sklar and Dietrich, 2006; Turowski et al., 2007). Sklar et Dietrich (Sklar and Dietrich, 1998) ont montré que, lorsque le flux de sédiments est faible, la couverture sédimentaire ne protège plus le substratum et donc la charge mobile augmente le taux d'incision. A l'inverse, le lit se couvre de plus en plus avec l'augmentation du flux de sédiments : la surface du substratum rocheux est moins exposée diminuant ainsi le taux d'incision (figure 2.11).

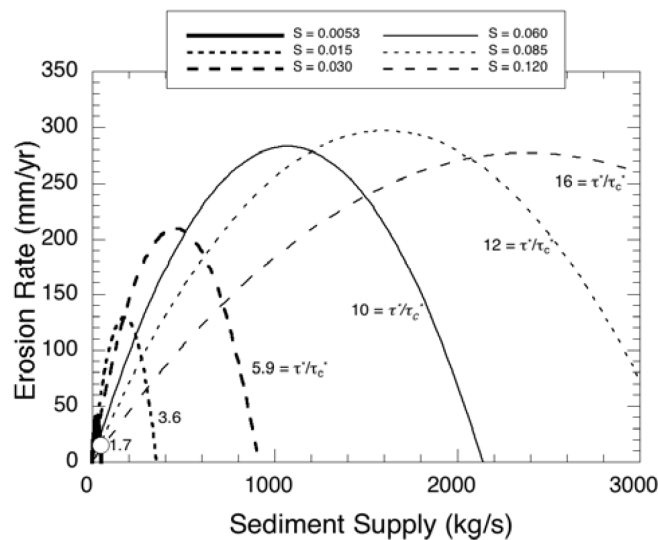


Figure 2.11. Taux d'incision du substratum rocheux en fonction de la quantité de sédiment transportée par la rivière prédit par un modèle couplé de transport de fond et d'incision (Sklar and Dietrich, 1998).

2.1.2 Equation de transport/dépôt sédimentaire

Nous avons vu dans la section 1 du chapitre 1 qu'il existe 3 grands modes de transport (charriage, suspension et charge dissoute). Le mode de transport est déterminé principalement par la vitesse de l'écoulement, par son type (turbulent ou laminaire) et par la taille des particules. La formulation mathématique du transport est donnée par l'équation de la conservation de la masse (2.11) complétée par une loi de comportement (2.12) (Howard, 1994).

$$\frac{dZ}{dt} = -\frac{dq_s}{dx} \quad (2.11)$$

$$q_s = K_f \cdot A^{m_f} \cdot S^{n_f} \quad (2.12)$$

Où q_s est le vecteur flux volumétrique de sédiments par unité de largeur, Z , l'altitude locale, K_f est un coefficient de transport, m_f et n_f sont des exposants positifs. Cette dernière équation se rapproche fortement de la loi du stream power (2.10) qui permet de modéliser l'incision fluviale, bien que le coefficient de transport K_f ait une signification différente du coefficient d'érosion K_b .

Les nombreux travaux réalisés dans la littérature donnent des valeurs de n_f et m_f comprises entre 1 et 2 (Jouve, 2007). Souvent, pour une raison de simplicité, de nombreux auteurs fixent m_f et n_f à l'unité (Allen and Densmore, 2000; Kooi and Beaumont, 1994; Kooi and Beaumont, 1996). Des observations expérimentales sur les relations pente/aire drainée obtenues sur des rivières alluviales suggèrent que le rapport $(m_f-1) / n_f$ varie entre 0,3 et 0,7 (Lague, 2001). Une autre étude (Clevis and de Boer Nijman, 2003) montre que le choix d'une valeur de n_f différent de 1 conduirait à une augmentation de la pente du chenal et à des instabilités numériques, tandis que m_f contrôle la bifurcation du réseau hydrographique (Crave and Davy, 2001; Murray and Paola, 1997).

2.2 Processus des versants

La difficulté de la modélisation de l'érosion des versants réside essentiellement dans la multitude des formes et des processus. Ces derniers sont fortement dépendants du type de couverture (meuble : sol, sédiments ou dure : substratum), des conditions climatiques (végétation, précipitation, température, etc.), de la nature des roches (cohésion interne, nature minéralogique, etc.), des conditions tectoniques (sismicité, taux de surrection, etc.) et des facteurs anthropiques (Selby, 1993). On peut néanmoins distinguer deux grands types de versants : les versants « doux », où la tectonique n'est pas active ; la forme est façonnée par des processus essentiellement gravitaires de type reptation, solifluxion, etc. et les versants « abrupts », où la tectonique est très active, la forme est alors façonnée par des processus instantanés de type glissements des terrains, éboulements, etc. De nombreux auteurs se sont intéressés à ces phénomènes et ont proposé plusieurs modèles.

Considérons le cas général d'un paysage composé d'une couche meuble (de sol ou de sédiments) recouvrant un substratum rocheux (figure 2.12). L'équation de la conservation de masse décrit l'évolution de l'épaisseur du sol et indirectement le changement de l'altitude dans le paysage. Si on ne considère aucun apport éolien et aucune érosion chimique par dissolution, la conservation de la masse s'écrit comme suit (Dietrich et al., 2003):

$$\rho_s \frac{\partial h}{\partial t} = \rho_r P_s - \rho_s \nabla \cdot q_s \quad (2.13)$$

Où h désigne l'épaisseur de la couche de sol, ρ_r la masse volumique du substratum, ρ_s masse volumique du sol et P_s est le taux de production de sol par altération de la roche mère. Elle peut s'écrire aussi sous la forme suivante :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \kappa P_s - \nabla \cdot q_s$$

Avec κ le rapport entre les densités du substratum et du sol, généralement égal à 2 (Hillel, 1980). La variation locale de l'altitude (Z) est évidemment liée à la variation de l'épaisseur du sol :

$$\frac{\partial Z}{\partial t} = \frac{\partial h}{\partial t} + U \quad (2.14)$$

Où U le taux de surrection tectonique. Dans le cadre de cette thèse, U sera considéré comme une condition aux limites imposé par la dynamique interne de la Terre.

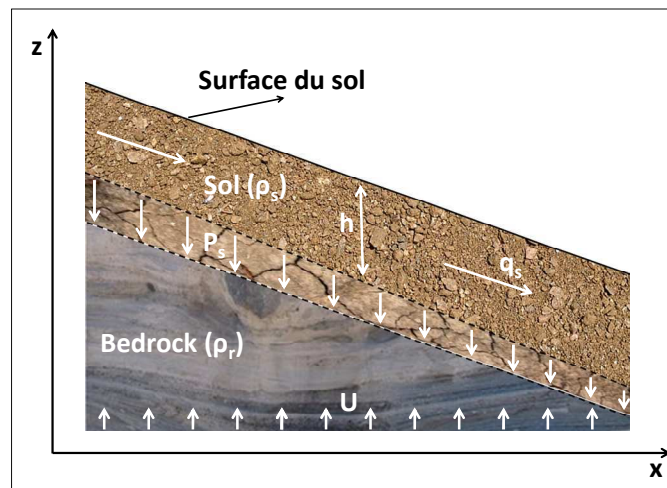


Figure 2.12. Schéma illustrant un paysage composé d'une couche de sol (sédiments) recouvrant une roche mère (substratum rocheux). La variation de l'épaisseur de la couche de sol dépend de l'équilibre entre le flux de production de sol par dégradation du substratum et l'érosion de surface.

2.2.1 Equation de diffusion linéaire

Le modèle de pente linéaire englobe une série de processus d'érosion et de transport qui redistribue la matière très localement : impact des gouttes de pluies et fluage du sol entre autres (Kirkby, 1971). Ainsi, l'évolution du versant est décrite par une loi empirique qui relie linéairement le flux de sédiments volumique q_s à la pente locale S (Culling, 1960; Fernandes and Dietrich, 1997). Cette équation est de la forme :

$$q_s = -K_d S \quad (2.15)$$

Avec K_d le coefficient de diffusivité du versant compris entre 5.10^{-5} et $0.5 \text{ m}^2/\text{an}$ (Odoni, 2007). Cette formulation s'avère particulièrement adaptée pour les sols à faible pente ou les versants recouverts de sédiments, mais ne convient pas aux versants avec de fortes pentes (Dietrich et al., 2003). Les études menées (McKean et al., 1993; Small et al., 1999) en Californie sur un paysage mature ($S < 23\%$) confirment l'existence d'une corrélation linéaire entre la variation de la charge sédimentaire et la pente (figure 2.13).

Même si le modèle linéaire est sans doute le modèle le plus utilisé en géomorphologie (Lague, 2001), il présente néanmoins un certain nombre de lacunes (Dietrich et al., 2003). En effet, le modèle a été établi avec des règles intuitives en supposant que la pente est proportionnelle à la charge sédimentaire. Les études réalisées sur des paysages abruptes (pentes $> 20\%$) et sur des versants rocheux (affleurement du substratum), ont montré que le modèle linéaire ne prédit pas la forme de ce type de versants. Enfin, le modèle linéaire ne s'applique que dans le cas où la résolution spatiale du MNT est suffisante pour représenter la vallée.

Pour prendre en compte les processus rapides (glissements de terrain, éboulements, etc.) deux approches sont souvent utilisées dans la littérature (Tucker and Hancock, 2010; Tucker and Slingerland, 1997). La première méthode consiste à rabattre simplement les pentes a posteriori quand elles dépassent un seuil. Dans la seconde approche, la notion de pente critique est intégrée directement dans l'équation de diffusion qui devient non-linéaire (2.16).

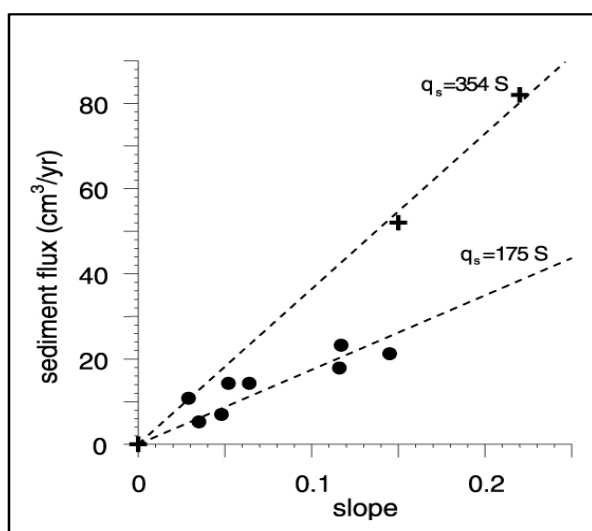


Figure 2.13. Variation de la charge sédimentaire en fonction de la pente (Dietrich et al., 2003). Les croix et les cercles correspondent respectivement aux mesures de McKean (McKean et al., 1993) et de Small (Small et al., 1999).

2.2.2 Equation de diffusion non-linéaire

Le modèle non-linéaire a été proposé pour prédire la forme des versants avec des fortes pentes, où les glissements de terrain sont très fréquents et font augmenter significativement les flux sédimentaires. Pour cela, la notion de pente critique S_c a été introduite (Anderson, 1994; Howard, 1994; Martin, 2000; Roering et al., 1999). Elle correspond à l'angle de friction interne du versant au voisinage duquel les flux sédimentaires augmentent non linéairement. L'expression proposée par (Andrews and Bucknam, 1987) et reprise par (Roering et al., 1999) donne l'expression du flux sédimentaire par unité de largeur q_s :

$$q_s = \frac{-K_1 S}{1 - (S/S_c)^2} \quad (2.16)$$

avec S la pente principale dans l'intervalle $[0, S_c[$, S_c une pente critique (comprise entre 25 et 75° pour les substratum rocheux et entre 10 et 20° pour les sols (Odoni, 2007)) et K_1 un paramètre ayant les dimensions d'un coefficient de diffusion.

Ce modèle est équivalent au modèle linéaire si la pente (S) est très inférieure à la pente critique (S_c); le phénomène de reptation est alors dominant (Roering et al., 2001b). A l'inverse si la pente s'approche de S_c , le flux sédimentaire augmente non-linéairement simulant ainsi, le mouvement de masse rapide (glissements de terrains). Ce modèle a été confirmé par une étude réalisée dans l'Oregon (USA), où le modèle de pente non linéaire a été utilisé pour ajuster la relation entre les taux d'érosion à long terme déterminés par datation des radionucléides cosmogéniques (Heimsath et al., 2001) et le gradient topographique local (figure 2.14).

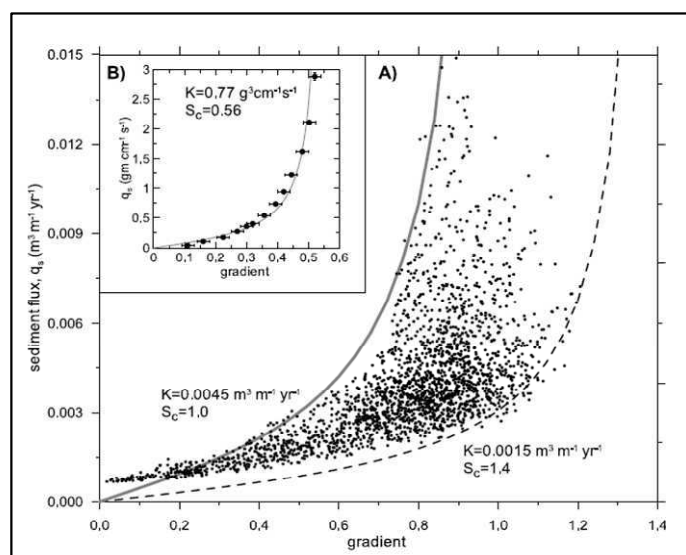


Figure 2.14. Calibrage des paramètres de l'équation (2.14) (Roering et al., 1999).

Les deux modèles présentés restent approximatifs car ils ne font pas intervenir les mécanismes physiques à l'origine des flux sur les versants. Les mécanismes sont au contraire moyennés à travers ces relations simples (loi de diffusion linéaire ou non-linéaire). Ils sont utilisés pour modéliser la redistribution de matière à l'échelle locale ou pour simuler l'évolution des chaînes de montagnes (Avouac and Burov, 1996; Paola et al., 1992). Quoiqu'il en soit, ces équations semblent décrire de façon satisfaisante les flux mesurés sur les versants (Roering et al., 2001a; Roering et al., 2001b).

2.3 Seuil de formation des chenaux

La transition versant-réseau joue un rôle fondamental dans la modélisation de la dynamique des systèmes géomorphologiques. Cette dernière permet de localiser l'emplacement des têtes de rivières, marquant ainsi, la frontière entre les processus de versant et les processus fluviaux. La détermination exacte des têtes de rivières permet d'appliquer correctement le transfert des sédiments entre les différents domaines du bassin versant. Aussi, elle joue un rôle fondamental dans le calcul des paramètres morphométriques d'un bassin versant, tels que le calcul de la longueur totale du réseau hydrographique, le calcul de la densité de drainage, etc. Comprendre les paramètres qui gouvernent la localisation spatiale des têtes de rivières et la formation des chenaux est l'objet de nombreuses études (Gilbert, 1877; Horton, 1945; Kirkby, 1971; McNamara et al., 2006; Montgomery and Dietrich, 1988; Montgomery and Dietrich, 1994; Montgomery and Foufoula-Georgiou, 1993; Orlandini et al., 2011; Passalacqua et al., 2010; Tarboton et al., 1992; Tarolli and Dalla Fontana, 2009). L'ensemble des études réalisées supposent l'existence d'un seuil critique pour lequel les chenaux commencent à se former. Horton (Horton, 1945) suggère l'existence d'une aire drainée critique. D'autres auteurs (Ijjasz-Vasquez and Bras, 1995; Ijjasz-Vasquez et al., 1993; Montgomery and Foufoula-Georgiou, 1993; Sklar and Dietrich, 1998) proposent des diagrammes de répartition des différents types de processus d'érosion et de transport susceptibles d'être rencontrés dans un bassin versant (figure 2.15.D).

Plusieurs types de modèles de type pente-aire drainée ont été établis pour quantifier cette transition rivière/versants (Dietrich et al., 1992; Montgomery and Dietrich, 1988; Montgomery and Dietrich, 1994; Montgomery and Foufoula-Georgiou, 1993; Prosser and Abernethy, 1996). Les travaux réalisés (Passalacqua et al., 2010; Tarolli and Dalla Fontana, 2009) ont montré que dans certains cas, la pente et l'aire drainée ne suffisent pas pour localiser les têtes de rivières qui peuvent aussi dépendre de la lithologie, du climat, etc.

La formule la plus utilisée (Montgomery and Dietrich, 1988) suppose que les chenaux se créent si :

$$K_{ch} \cdot A^l \cdot S^p > T_{ch} \quad (2.17)$$

où K_{ch} , l et p sont des paramètres à ajuster, et T_{ch} est le seuil de formation des chenaux. Tous ces paramètres sont supposés constants pour un climat et une lithologie donnés. Cette équation fournit une condition générale pour la formation des chenaux en fonction de la pente et de l'aire drainée. Nous proposons de réduire le nombre de paramètres de l'équation (2.17) qui peut être écrite sous la forme suivante :

$$A \cdot S^{n_{ci}} > T_{ci} \quad (2.18)$$

où n_{ci} et T_{ci} sont un exposant et seuil appropriés. D'autres modèles plus simples ne considèrent que l'aire drainée (Braun and Sambridge, 1997; Gilbert, 1877) et correspondent au cas particulier où $n_{ci}=0$ dans l'équation (2.18).

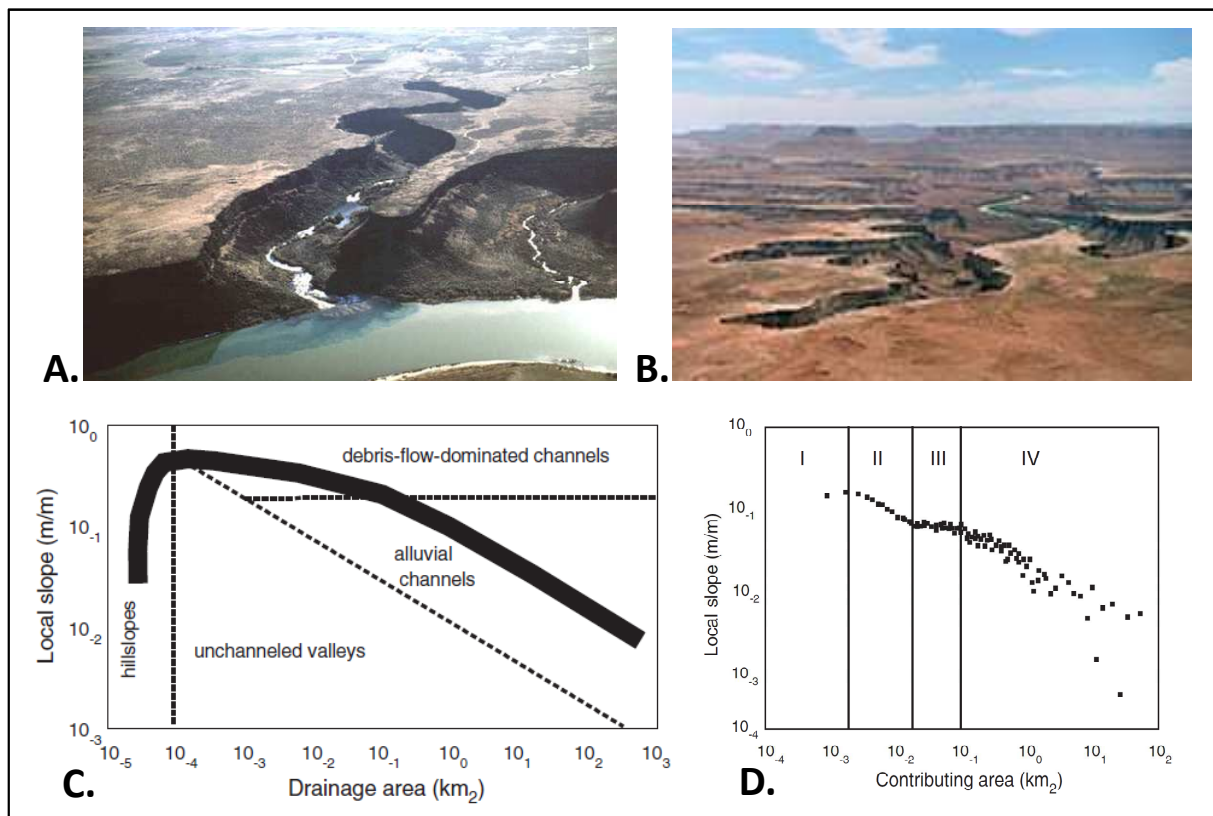


Figure 2.15. Caractéristiques d'une tête de rivière. A. Tête de vallée du Snake dans l'Idaho (USA). B. Tête de rivière située dans l'Utah (USA). C. Différentes transitions entre processus d'érosion et processus de transport dans un bassin versant. Les limites indiquées varient probablement en fonction des facteurs climatiques et lithologiques (Montgomery and Foufoula-Georgiou, 1993). D. Evolution de la pente locale en fonction de l'aire drainée pour le Brushy Creek Basin (Alabama, US, MNT à 30 m). Les points représentent la moyenne des pentes par intervalles d'aire drainée constants. Quatre régions peuvent être identifiées. I : les versants, II : le domaine non-chenalisé, III : la zone de transition, IV : les rivières (Ijjasz-Vasquez and Bras, 1995).

3 Modélisation physique : les logiciels

Cette section fait une synthèse comparative des différents logiciels (tableau 2.2). Ici, nous nous limitons aux logiciels de simulation bidimensionnelle. Ces outils résolvent directement les équations présentées précédemment sur des maillages réguliers (MNT) ou irréguliers (RIT). Ils peuvent être différenciés selon le mode de résolution des équations et leur mise en œuvre numérique. La méthode numérique la plus utilisée dans les modèles géomorphologiques est celle des différences finies. Elle est plus intuitive et simple à programmer. La méthode des éléments finis est plus rarement choisie. D'autres approches, stochastiques, basées sur le principe des marcheurs conditionnés (ou précipitons) ont été développées pour obtenir une meilleure représentation de la variabilité naturelle des processus. L'effet aléatoire des précipitons provoque des instabilités dans le modèle numérique de terrain ce qui permet de « reproduire » la variabilité naturelle (création de nouveaux cours d'eau).

Aujourd'hui, de nombreux logiciels simulant l'évolution des paysages peuvent être téléchargés gratuitement sur le site internet de la : Community Surface Dynamics Modeling System – (CSDMS). Tous les logiciels évalués ont été téléchargés de ce site. La communauté est constituée de scientifiques qui travaillent sur la modélisation des processus de surface et développent des modèles numériques capables de simuler une large variété de processus sur des échelles de temps allant de quelques secondes jusqu'aux millions d'années (plus que 150 modèles et plus que 3 millions de lignes de code). La CSDMS encourage les modélisations interdisciplinaires en couplant différentes modèles afin de permettre aux développeurs de créer rapidement leurs applications. Depuis 2010 une plateforme indépendante (CSDMS Modeling Tool - CMT -) permet aux scientifiques de développer et d'exécuter gratuitement des applications sur un supercalculateur du CSDMS.

Dans cette partie nous présentons un aperçu des quelques logiciels les plus cités dans la littérature. Ces derniers sont présentés selon leur ordre chronologique. Une synthèse de leurs caractéristiques est donnée à la fin sous forme d'un tableau (2.2).

3.1 SIBERIA

SIBERIA a été développé par Willgoose (Willgoose et al., 1991d) pour étudier la relation entre la tectonique, l'érosion et la morphologie du réseau hydrographique sur des périodes allant jusqu'à 1000 ans. Il résout les équations géomorphologiques sur une grille rectangulaire, où l'aire drainée pour chaque cellule est calculée avec l'algorithme de la plus grande pente (D8). Il intègre une équation de formation des chenaux similaire à l'équation (2.17) pour différencier les rivières des versants.

SIBERIA a été appliqué à plusieurs problèmes environnementaux, tels que la stabilité des sites miniers en Australie (Hancock and Willgoose, 2004). Il a aussi été utilisé pour prédire le transport des sédiments en utilisant le modèle établi par Hancock (Hancock et al., 2006).

D'autres informations sur SIBERIA sont disponibles dans (Willgoose et al., 1991a; Willgoose et al., 1991b; Willgoose et al., 1991c; Willgoose et al., 1991d).

3.2 APERO (CIDRE)

APERRO (Carretier, 2004; Carretier and Lucazeau, 2005) a été développé en 1993 par Lucazeau à l'Université de Montpellier 2, puis par Carretier. Il s'appuie sur la méthode des différences finies pour résoudre les équations différentielles sur une grille à maille carrée (MNT). La transition rivières/versants est assurée par un seuillage sur le débit d'eau (proportionnel à l'aire drainée). Les auteurs proposent de choisir entre un écoulement unidirectionnel selon la plus grande pente, ou un écoulement multidirectionnel.

Le logiciel fonctionne comme suit d'abord, une équation modélisant l'altération du substratum est appliquée à toutes les cellules. Ensuite, l'équation de diffusion est appliquée sur la partie versant pour représenter l'action des mécanismes de reptation, de bioturbation et de lessivage par ruissellement ((2.15) ou (2.16) selon le choix de l'utilisateur). En fonction du mode d'érosion choisi (transport-limited ou detachment-limited) et de la quantité de sédiments disponibles, la rivière peut inciser (2.10), déposer ou transporter (2.12). Les glissements de terrain sont déclenchés si la pente de la cellule dépasse une valeur critique.

D'autres informations sur APERRO sont disponibles dans (Carretier, 2004; Carretier and Lucazeau, 2005).

3.3 GOLEM

Le logiciel GOLEM (Geomorphic / Orogenic Landscape Evolution Model - LEM) a été développé en 1994 par Tucker et Slingerland (Tucker and Slingerland, 1994). Il simule l'évolution de la topographie sur des échelles de temps géologiques allant jusqu'au million d'années.

Le modèle résout les équations décrivant l'érosion sur une grille rectangulaire (MNT) avec la méthode des différences finies. Ce modèle peut être utilisé à l'échelle locale ou régionale. GOLEM distingue les processus de versants de ceux des rivières en utilisant l'équation (2.17).

Tucker et Slingerland (Tucker and Slingerland, 1997) l'ont utilisé pour étudier l'impact des changements climatiques sur un bassin versant à l'équilibre (situé en Pennsylvanie) en faisant varier l'intensité et la périodicité du ruissellement.

D'autres informations sur GOLEM sont disponibles dans (Tucker and Slingerland, 1994; Tucker and Slingerland, 1996; Tucker and Slingerland, 1997; Tucker and Whipple, 2002).

3.4 CASCADE

CASCADE a été développé en 1996 à l'Australian University de Canberra par Braun, Sambridge et Van der Beek (Braun and Sambridge, 1997; Van der Beek and Braun, 1998). Il simule l'érosion fluviale à des échelles de temps géologiques (millions d'années) et à de larges échelles spatiales. Il s'appuie sur les équations développées dans le modèle de Kooi et Beaumont (Kooi and Beaumont, 1994). La résolution des équations se fait par la méthode des éléments finis sur un maillage irrégulier (RIT).

La particularité de CASCADE réside dans l'utilisation de deux longueurs caractéristiques différentes pour différencier les deux comportements des rivières (i.e. transport des sédiments et incision du substratum). Cependant, tous les mécanismes ayant lieu sur les versants sont modélisés par l'équation de diffusion linéaire.

D'autres informations sur CASCADE sont disponibles dans (Braun and Sambridge, 1997; Van der Beek and Braun, 1998).

3.5 CAESAR

CAESAR (Cellular Automaton Evolutionary Slope et River) est un modèle d'évolution des paysages à moyen terme (10 à 10000 ans) développé par Coulthard et ses collaborateurs (Coulthard et al., 1999; Coulthard et al., 2000) pour étudier la réponse d'un bassin versant à des changements climatiques. Il s'appuie sur la technique des marcheurs conditionnés (« précipitons »).

CAESAR utilise une version modifiée de TOPMODEL (Beven and Kirkby, 1979) pour simuler le ruissellement de surface en prenant en compte les écoulements souterrains. L'érosion et le dépôt fluviale sont calculés en utilisant la formule d'Einstein-Brown (Einstein, 1950), en prenant en compte la granulométrie et la lithologie. Les processus de versant intègrent les mouvements de masse, la reptation tient compte de la taille des grains et de la végétation.

CAESAR a été utilisé pour étudier la réponse d'un petit bassin versant (<4 km²) dans le Yorkshire Dales, aux changements climatiques (Coulthard et al., 2000). Il a également été utilisé pour étudier l'évolution des cônes alluviaux (Coulthard et al., 1998; Coulthard et al., 2002). Les résultats obtenus par CAESAR ont été validés avec des données de terrain (Coulthard et al., 2005).

D'autres informations sur CAESAR sont disponibles dans (Coulthard et al., 1999; Coulthard et al., 2000; Coulthard et al., 2002; Coulthard et al., 2005).

3.6 CHILD

CHILD (Channel-Hillslope Integrated Landscape Development) a été développé initialement par N. Gasparini, S. Lancaster, et G. Tucker en 1997 pour simuler l'évolution des paysages fluviaux contrôlés principalement par l'érosion physique. Il simule l'interaction entre deux types de processus : les processus fluviaux, i.e. l'érosion ou dépôt par ruissellement et les processus des versants, incluant les processus d'altération, la reptation et d'autres processus de pente. Le relief est représenté par une triangulation (RIT). Le modèle utilise la méthode des différences finies à maillage irrégulier adaptatif (Braun and Sambridge, 1997). L'altitude, l'aire de drainage et les autres variables d'état sont calculées aux sommets des triangles. L'utilisation d'un maillage irrégulier permet de représenter les différentes parties des paysages à différentes résolutions spatiales.

Ce modèle a l'avantage de proposer de nombreux modules qui offrent ainsi à l'utilisateur un outil adapté à ses besoins. Par exemple, l'effet des dépôts éoliens, la stratigraphie des dépôts de crues et l'érosion latérale des chenaux peuvent être intégrés au modèle. De même l'utilisateur peut choisir le scénario climatique (une série discrète alternant les événements orageux et calmes), le modèle de calcul du ruissellement (sursaturation, ruissellement Hortonien, etc.), le type d'écoulement (suivant la plus grande pente ou réparti sur toutes les cellules proportionnellement à la pente de chacune), etc. D'autres informations sur CHILD sont disponibles dans (Fleurant et al., 2007; Fleurant et al., 2008; Tucker et al., 2001a; Tucker et al., 2001b).

3.7 EROS

EROS (Crave and Davy, 2001; Davy and Crave, 2000) 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. Il permet de reproduire la variabilité naturelle des événements climatiques avec des processus d'érosion et de transport déterministes. Il utilise pour cela une distribution d'événements climatiques reproduisant la saisonnalité des précipitations. Dans ce cas, la résolution temporelle est équivalente à l'événement pluvieux élémentaire. L'écoulement suit la plus forte pente. Le code de calcul a été développé en utilisant la technique des marcheurs conditionnés (« précipitons ») et « imite » la variabilité naturelle des événements climatiques. L'incision, le transport et le dépôt sont différenciés en utilisant la notion de « distance de dépôt » qui peut être considérée comme la capacité de transport de la rivière. D'autres informations sur EROS sont disponibles dans (Crave and Davy, 2001; Davy and Crave, 2000; Lague, 2001).

1. Logiciels	2. Source	3. processus	4. facteurs de forçage	5. Méthode numérique	6. Maillage
LAPSUS	Schoorl et al. (2002)	- Altération physique/ chimique/biologique - Erosion glaciaire - Mouvement de masse - Dépôt éolien - Glissement de terrain - Transport/dépôt fluvial - Incision substratum	- Tectonique - Climat - Niveau de base	Eléments finis	Régulier
WILSIM	Luo, et al. (2006)	- Erosion par Ruissellement	-Tectonique - Climat	Automate cellulaire	Régulier
SIBERIA	- Willgoose <i>et al.</i> , (1991a-d)	- Altération physique - Mouvement de masse - Glissement de terrain - Transport/dépôt fluvial	- Isostasie - Tectonique - Climat - Niveau de base	Différence finies	Régulier
GOLEM	- Tucker et Slingerland (1994, 1996, 1997)	- Altération physique - Mouvement de masse - Glissement de terrain - Transport/dépôt fluvial	- Isostasie - Tectonique - Climat - Niveau de base	Différences finies	Régulier
APERO(CIDRE)	Carretier et Lucazeau (2005)	- Altération physique - Mouvement de masse - Glissement de terrain - Transport/dépôt fluvial	- Isostasie - Tectonique - Climat - Niveau de base	Différences finies	Régulier
EROS	- Crave et Davy (2001)	- Mouvement de masse - Transport/dépôt fluvial - Incision substratum	Tectonique - Climat - Niveau de base	Automate cellulaire	Régulier
DELIM (MARSSIM)	- Howard (1994, 1997)	- Mouvement de masse - Transport éolien - Erosion/dépôt - Dépôt éolien	Tectonique - Climat - Niveau de base	Différences finies	Régulier
SIGNUM	- Refice et al. 2011	- Mouvement de masse - Transport/dépôt fluvial - Incision substratum	-Tectonique - Climat - Niveau de base	Eléments finis	Irrégulier
CAESAR	- Coulthard <i>et al.</i> (1999, 2000, 2002)	- Erosion/dépôt - Transport éolien - Mouvement de masse - Glissement de terrain	- Tectonique - Climat - Végétation	Automate cellulaire	Régulier
CASCADE	- Braun et Sambridge (1997), van Der Beek et Braun (1998).	- Mouvement de masse - Glissement de terrain - Transport/dépôt fluvial - Incision substratum	- Tectonique - Climat - Niveau de base - Flexure	Eléments finis	Irrégulier
CHILD	- Tucker <i>et al.</i> (1997, 2001a, 2001b), Fleurant et al. (2007)	- Altération physique - Erosion chimique - Mouvement de masse - Glissement de terrain - Transport/dépôt fluvial - Incision substratum	- Isostasie - Tectonique - Climat - végétation - Niveau de base	Différences finies	Irrégulier

Tableau 2.2. Tableau des modèles d'évolution des paysages les plus cités dans la littérature.

3.8 LAPSUS

LAPSUS (LandscApe ProcesS modelling at mUlti dimensions et scaleS) est un modèle d'évolution de paysage basé sur la méthode des éléments finis, qui simule l'érosion et le dépôt (Claessens et al., 2007; Schoorl et al., 2000; Temme et al., 2009; Temme et al., 2006) sur une grille rectangulaire. Le modèle s'appuie sur deux principes (Schoorl et al., 2000) : (1) l'augmentation de la charge sédimentaire dans une cellule est égale à la différence de charge sédimentaire entre l'entrée et la sortie (conservation de la masse) et (2) le transport des sédiments est contrôlé par l'énergie potentielle du ruissellement. LAPSUS utilise un algorithme D8 multidirectionnel pour calculer les graphes d'accumulation (Holmgren, 1994; Quinn et al., 1991). Un algorithme spécial traitant les problèmes des dépressions dans un MNT a été intégré dans LAPSUS par Temme (Temme et al., 2006).

LAPSUS a été utilisé pour modéliser différentes régions dans le monde ; pour étudier l'impact du climat sur l'évolution du relief en Afrique du Sud (Temme et al., 2008), dans des environnements désertiques en Israël (Buis et al., 2010; Buis and Veldkamp, 2008), pour des études sur des bassins en Nouvelle-Zélande, région où les glissements de terrain jouent un rôle important (Claessens et al., 2006). Enfin, il a été utilisé pour étudier une région sous un climat méditerranéen dans le Sud de l'Espagne (Schoorl et al., 2002).

D'autres informations sur LAPSUS sont disponibles dans (Claessens et al., 2007; Schoorl et al., 2000; Temme et al., 2009; Temme et al., 2006).

4 Evaluation de GOLEM

Une étude plus précise des MEP nécessite une expérimentation avec un logiciel de référence. Nous avons choisi d'utiliser GOLEM pour quatre raisons : (1) c'est une référence qui est toujours très utilisée (Bock et al., 2012; Leyland and Darby, 2009; Leyland and Darby, 2011; Odoni, 2007; Schlunegger and Norton, 2013), (2) il intègre les principales équations de l'évolution des paysages, (3) son code source est disponible et simple à modifier, nous permettant ainsi de l'adapter aux besoins et (4) GOLEM peut simuler l'expansion du réseau hydrographique, i.e. les réseaux hydrographiques ne sont pas fixes et peuvent évoluer dans le temps.

4.1 Analyse de sensibilité aux paramètres

Les résultats produits par les MEP présentent au moins deux types d'incertitudes : les incertitudes liées à la simplification des processus (décrits par des équations aux dérivées partielles), et celles liées à l'estimation numérique des paramètres du modèle (qui sont aussi affectés par les incertitudes sur les données). Par conséquent, une étude de sensibilité des

paramètres peut être un outil précieux pour conduire une étude sur les MEP même si elle n'apporte rien sur la première catégorie d'incertitudes. Il existe peu de travaux sur l'analyse de sensibilité des MEP dans la littérature. Cela s'explique sans doute en partie par la difficulté de mettre en œuvre le nombre de simulations nécessaires pour conduire une analyse de sensibilité.

L'analyse de sensibilité permet de quantifier la variation d'une sortie d'un modèle en fonction de ses paramètres d'entrée. Elle permet aussi de vérifier la cohérence entre le modèle et le système qu'il représente et d'identifier les interactions entre les différentes parties du modèle. Il existe plusieurs classifications des méthodes d'analyse de sensibilité dans la littérature.

La première classification concerne les méthodes d'analyses de sensibilité (Pandya, 2009) :

- Les méthodes de criblage ou « screening » permettent de réduire le nombre de paramètres à analyser en isolant les paramètres les plus influents ;
- Les méthodes d'analyse de sensibilité locale permettent de déterminer l'impact local des paramètres d'entrée sur les sorties du modèle (Variation de la réponse par rapport à la variation d'une entrée).
- Les méthodes d'analyse de sensibilité globale permettent l'estimation de la contribution de chaque paramètre à la variance des sorties, ainsi que l'étude d'interaction entre les paramètres d'entrée.

La deuxième classification (Saisana et al., 2005; Saisana and Tarantola, 2002) concerne les méthodes de calcul :

- Les méthodes statistiques : ces techniques sont fondées sur l'analyse de la variance, l'analyse de régression, etc. ;
- Les méthodes mathématiques se focalisent sur la variation du résultat (dérivée) par rapport aux variations des paramètres d'entré;
- Les méthodes graphiques : ces techniques sont basées sur l'analyse des nuages de points.

Dans cette partie, nous présentons trois analyses de sensibilité menées avec GOLEM. Pour chacune d'elles nous évaluons et quantifions l'impact d'un ou plusieurs paramètres sur les descripteurs morphologiques d'un bassin versant à l'équilibre. Nous évaluons :

- l'impact du coefficient d'érodabilité (K_b) et de la vitesse de soulèvement tectonique sur l'altitude moyenne dans l'équation (2.10) d'incision du substratum rocheux,
- l'impact du coefficient de diffusivité sur la pente moyenne à l'équilibre dans l'équation (2.15) de diffusion linéaire,
- l'impact du seuil de chenalisation sur la densité de drainage dans l'équation (2.18).

D'autres corrélations peuvent être investiguées. Nous nous limitons ici aux descripteurs utiles pour l'étude des captures (voir chapitre 3).

Les simulations ont été exécutées sur un MNT carré dont l'altitude initiale est fixée à zéro, et que l'on fait évoluer jusqu'à l'équilibre statique (toutes les cellules sont à l'équilibre). Les tailles des mailles et la superficie totale du MNT sont données le tableau 2.3. Les conditions aux limites fixées pour l'ensemble des simulations sont les suivantes : (1) aucun échange sédimentaire avec l'extérieur sur le bord droit MNT (Condition aux limites = flux nul), (2) symétrie sur les bords haut et bas et (3) altitude fixe (égale à 0) sur le coté gauche.

	Taille de la maille (mxm)	Superficie de la grille (km ²)
Exemple 1	2500 x 2500	78400
Exemple 2	500 x 500	62.5
Exemple 3	50 x 50	625

Tableau 2.3. Caractéristiques des MNT utilisés pour l'étude de sensibilité.

Pour mener cette étude, nous avons émis plusieurs hypothèses simplificatrices. Ainsi, pour les trois exemples nous avons supposé que :

- la dynamique fluviale n'est contrôlée que par l'incision du substratum (stream power), i.e. le transport et le dépôt dans les rivières sont négligeables ($K_f = 0$),
- une seule lithologie est prise en compte ; pas de sédiments ni de colluvions au fond des vallées,
- la vitesse de surrection tectonique est uniforme et constante.

L'ensemble des conditions fixées nous positionne dans un mode en « sous-capacité », où la capacité de transport est toujours supérieure à la charge sédimentaire disponible dans la rivière (mode « Detachment-Limited »).

Les valeurs des paramètres physiques du modèle, utilisées pour les trois exemples sont arbitraires mais correspondent aux valeurs généralement utilisées dans la littérature (Leyland and Darby, 2009; Odoni, 2007; Tucker and Slingerland, 1997). Le tableau 2.4 donne les valeurs des paramètres utilisées pour chacun des exemples et les intervalles de variation pour l'analyse de sensibilité (en rouge).

Description	Paramètres	Unités	Valeurs		
			Analyse 1	Analyse 2	Analyse 3
Erosion des versants	K_d	$m^2 \text{ an}^{-1}$	0	[$10^{-1} - 10^{-3}$]	10^{-2}
Incision du substratum rocheux (rivières)	K_b	$m^{1-2m_b} \text{ an}^{-1}$	[$5 \cdot 10^{-5} - 10^{-3}$]	10^{-5}	$5 \cdot 10^{-5}$
	m_b	-	0.5	0.4	0.4
	n_b	-	1	1	1
	K_f	m^{-1}	0	0	0
Transport de sédiments (rivières)	m_f	-	1	1	1
	n_f	-	1	1	1
	n_{ci}	-	1	0	0
Formation des chenaux	T_{ci}	m^2	0	125000	[$5 \cdot 10^3 - 10^5$]
	U	m/Ma	[25-100]	25	25

Tableau 2.4. Paramètres de simulation utilisés pour l'étude de sensibilité. Analyse 1 : impact du coefficient d'érodabilité (K_b) et de la vitesse de surrection tectonique (U) sur l'altitude moyenne. Analyse 2 : impact du seuil de chenalisation (T_{ci}) sur la densité de drainage. Analyse 3 : impact du coefficient de diffusivité (K_d) sur la pente moyenne. Les intervalles en rouge représentent les plages de variations du paramètre étudié.

4.1.1 Analyse 1 : modèle stream power & altitude moyenne

Le modèle d'Ahnert laisse supposer que l'érosion d'une topographie soumise à une surrection donnée finit par l'équilibrer : l'altitude moyenne atteinte dépend alors de la vitesse de surrection à une constante près.

$$\langle Z \rangle = U \cdot T_0$$

Nous avons donc réalisé plusieurs simulations avec cinq valeurs de surrection jusqu'à atteindre l'équilibre statique. Le résultat confirme que l'altitude moyenne atteinte est linéairement proportionnelle à la vitesse de surrection. Cependant si maintenant nous faisons varier le coefficient d'érodabilité (K_b) alors la pente de la droite évolue (figure 2.16 $\langle Z \rangle = f(K_b(U))$). Les données numériques correspondant à la figure 2.16 sont fournies en annexe (Annexe 2 dans le tableau A2.1). La relation empirique obtenue peut s'écrire :

$$\langle Z \rangle = \frac{U \cdot C}{K_b}$$

Avec $C = 9640 \pm 356$ (voir tableau A2.1.bis).

La figure 2.16 montre que plus le coefficient d'érodabilité K_b augmente, plus la pente entre $\langle Z \rangle$ et U diminue. La pente représente la constante de temps dans le modèle d'Ahnert : T_0 .

Les résultats suggèrent donc qu'il y a autant de constantes T_0 qu'il y a de coefficients d'érodabilité. Ils sont cohérents avec l'objection de Pinet et Souriau qui définissent deux classes de milieu (les orogènes jeunes et les orogènes anciens) et donc 2 valeurs pour T_0 (figure 2.16). Le modèle numérique laisse supposer qu'il y a au moins autant de « classes » que de valeurs de K_b et comme ce dernier dépend de la lithologie mais aussi du climat, de la couverture végétale, etc. il semblerait donc que la généralité de relation d'Ahnert ne soit pas compatible avec un modèle advectif.

Mais K_b n'est pas le seul paramètre qui dépend du climat. Si le tableau A2.1.bis (dans l'Annexe 2) semble montrer que « C » est une constante, il faut rappeler que les hypothèses simplificatrices ne sont probablement pas valides si l'on fait varier le climat ou la lithologie. En effet, nous pouvons deviner que ces deux facteurs influencent au moins le seuil de chenalisation (qui ici est supposé nul : $T_{ci} = 0$).

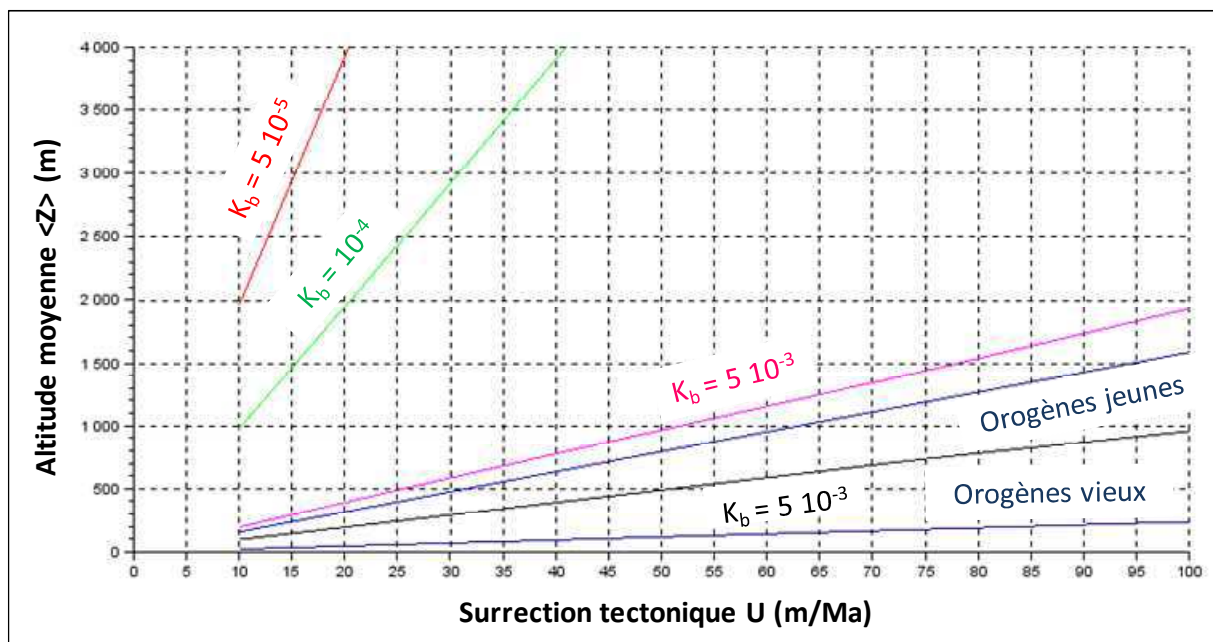


Figure 2.16. Relation entre l'altitude moyenne à l'équilibre et la vitesse de surrection tectonique.

4.1.2 Analyse 2 : modèle de diffusion & pentes

Dans cette partie, nous évaluons l'impact du coefficient de diffusivité (K_d) sur la pente moyenne (d'une topographie à l'équilibre). La figure 2.17 montre la répartition des pentes pour trois valeurs différentes de K_d . Nous remarquons que plus K_d augmente, plus le « MNT » a des pentes faibles. Ce résultat est prévisible puisque K_d a un effet de lissage sur la topographie, i.e., plus K_d augmente plus le paysage devient mou (figure 2.17). Les équations appliquées sur le MNT sont les suivantes :

$$\begin{cases} \frac{\partial Z}{\partial t} = -K_b \cdot A^{0.5} \cdot \frac{\partial Z}{\partial x} + U & \text{si } A \cdot S^{n_{ci}} > T_{ci} \\ \frac{\partial Z}{\partial t} = -K_d \cdot \frac{\partial^2 Z}{\partial x^2} + U & \text{sinon} \end{cases}$$

Les valeurs des paramètres sont données dans le tableau 2.4.

Nous avons mesuré $\langle S_{eq} \rangle$ sur la topographie à l'équilibre pour des simulations avec différentes valeurs de K_d . Les résultats sont résumés dans le tableau 2.5. L'ajustement par une méthode de régression (figure 2.18) montre que la relation entre la diffusivité et la pente moyenne (à l'équilibre) prend la forme suivante :

$$\langle S_{eq} \rangle = c_1 \cdot (K_d)^{c_2} \quad (2.21)$$

Avec c_1 et c_2 égalent respectivement 7.859 et 1.369.

K_d	10^{-1}	$5 \cdot 10^{-2}$	10^{-2}	$5 \cdot 10^{-3}$	10^{-3}
$\langle S_{eq} \rangle$	0.036	0.048	0.160	0.291	1.008

Tableau 2.5. Corrélation entre $\langle S_{eq} \rangle$ et K_d . Les unités sont exprimées en mètre et an.

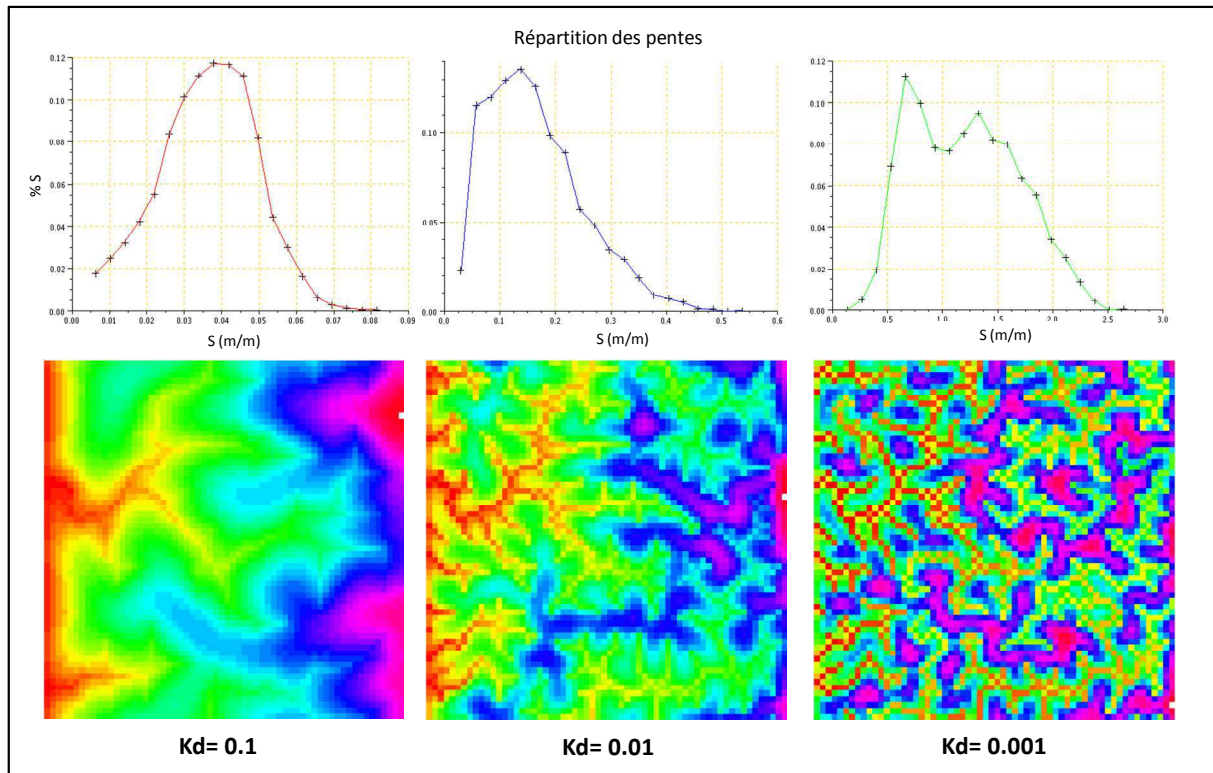


Figure 2.17. A. Répartition des pentes pour différentes valeurs de K_d . B. Exemple des topographies obtenues avec GOLEM pour différentes valeurs de K_d .

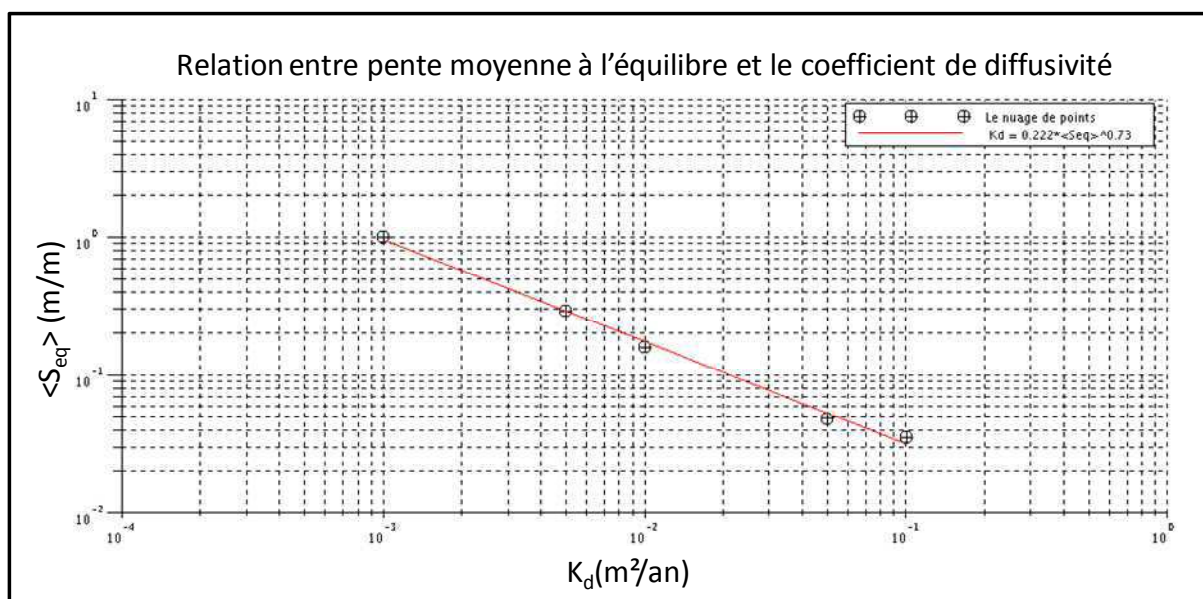


Figure 2.18. Corrélation entre la pente moyenne à l'équilibre et coefficient de diffusivité.

La relation (2.21) obtenue permet de corréler la pente moyenne (à l'équilibre) et le coefficient de diffusivité. Cette relation n'est valable que si les conditions de simulation sont similaires à celles utilisées pour la détermination de la relation, c'est-à-dire que les autres paramètres des équations (2.10) et (2.18), la superficie du MNT, la taille de la maille et les conditions aux limites doivent être identiques.

Cependant la démarche reste générale et peut être appliquée par exemple, pour calibrer le coefficient de diffusivité dans l'étude d'un bassin à l'équilibre dynamique (hypothèse utilisée par la majorité des approches de calibration). Pour ce faire on réalisera plusieurs simulations avec différentes valeurs de K_d puis on déterminera la « bonne valeur » à partir de la donnée de la pente moyenne.

4.1.3 Analyse 3 : formation des chenaux & densité de drainage

Dans cette partie, nous étudions l'impact du seuil de formation des chenaux (T_{ci}) sur la densité de drainage quand la topographie atteint l'équilibre. La densité de drainage est calculée en faisant le rapport entre les cellules appartenant au réseau hydrographique sur le nombre total des cellules. Les résultats sont résumés dans le tableau 2.6. L'ajustement des données, obtenu dans une échelle bi-logarithmique par la méthode de la régression, est donné dans la figure 2.19.

$T_{ci} (10^{-3})$	5	25	50	75	100
Densité de drainage	0.3080	0.1500	0.1184	0.0972	0.0828

Tableau 2.6. Corrélation entre densité de drainage et seuil de chenalisation (T_{ci}). Les unités sont exprimées en mètre.

La figure 2.19 montre que la densité de drainage décroît avec l'augmentation de la valeur du seuil de chenalisation (T_{ci}). Dans les simulations réalisées, une cellule de la grille est jugée appartenir au réseau hydrographique si elle vérifie l'inégalité donnée par l'équation (2.18). Donc, plus le seuil augmente, moins les réseaux hydrographiques se développent et plus la densité de drainage est faible. Par conséquent, les résultats obtenus sont en cohérence avec l'équation (2.18). La droite d'ajustement donne la relation suivante entre la densité de drainage (D_d) et le seuil T_{ci} pour ce cas de figure :

$$T_{ci} = \frac{c_3}{D_d}$$

Avec c_3 égale à 1.3 pour nos données (tableau 2.6).

La relation de chenalisation est purement empirique et son champ d'application limité par les hypothèses simplificatrices.

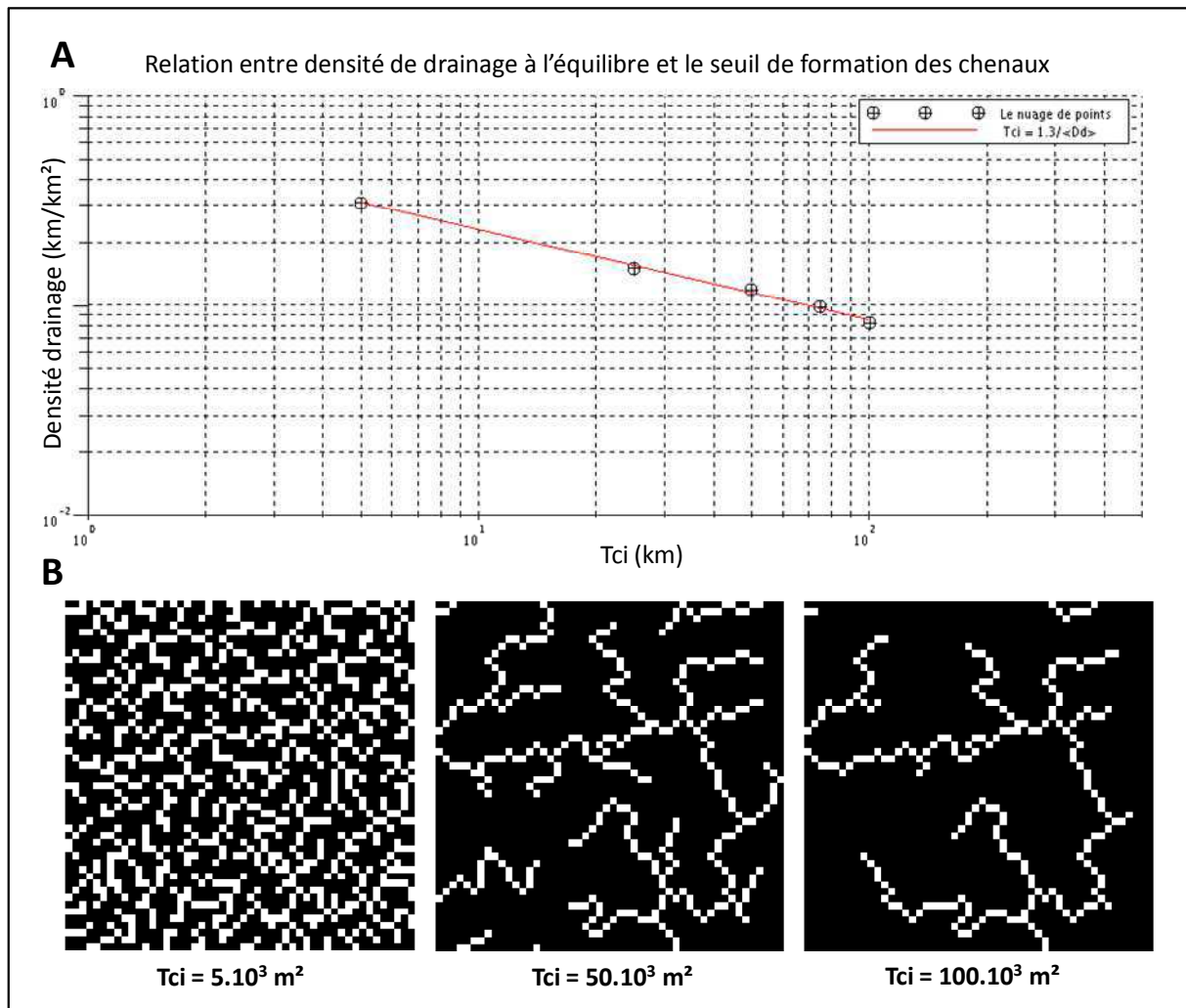


Figure 2.19. A. Corrélation entre la densité de drainage à l'équilibre et le seuil de formations des chenaux. B. Exemple des réseaux hydrographiques obtenus avec GOLEM pour différentes valeurs de T_{ci} .

4.2 Sensibilité au maillage

Dans cette partie nous allons illustrer un problème bien connu lié à la « finesse » de résolution du modèle : la sensibilité du résultat au maillage (taille de la cellule pour le MNT). Ce problème a déjà fait l'objet de nombreuses études dans la littérature (Baartman et al., 2012; Claessens et al., 2005; Schoorl et al., 2000; Stark and Stark, 2001; Temme et al., 2011). Cette sensibilité est liée d'abord aux algorithmes de calcul des directions des pentes (le plus petit voisin) et de l'accumulation flux (aire drainée discrète) (Stark and Stark, 2001).

Dans cette partie nous évaluons l'impact de la taille des mailles (du MNT) sur les résultats des simulations (avec GOLEM) et plus précisément sur l'évolution de l'altitude moyenne et sur la densité de drainage à l'équilibre. Nous avons utilisé les mêmes conditions que dans l'exemple précédent (analyse n°3) avec T_{ci} égale à 0.125km^2 sur une surface de 625km^2 . Les résultats de simulation accusent de grandes différences (figures 2.20 et 2.21).

La densité de drainage représente le pourcentage du domaine des rivières sur une grille. Ainsi, les erreurs sur le calcul des aires drainées induisent automatiquement des erreurs sur la longueur du réseau hydrographique extrait et par conséquent la densité de drainage varie. En fonction de la cellule si elle est classée rivière ou versant, l'équation de l'advection ou celle de la diffusion est appliquée. Ainsi, sur une grille, le pourcentage de cellules où l'advection (respectivement diffusion) est appliquée dépend de la densité de drainage. Par conséquent, tout changement dans la densité de drainage induit des changements sur l'altitude moyenne car les équations régissant les versants et les rivières sont différentes, cela explique la sensibilité de l'altitude moyenne à l'équilibre à la résolution du MNT.

Taille de la maille (m^2)	50x50	66x66	100x100	200x200
L'altitude moyenne à l'équilibre (m)	19.18	27.48	50.20	152.60
Densité de drainage (km/km^2)	0.191	0.247	0.301	1.000

Tableau 2.7. Corrélation entre de densité de drainage et l'altitude moyenne à l'équilibre et le seuil de formation des chenaux (T_{ci}).

Des solutions ont été publiées pour éviter ce genre de problèmes. Stark et Stark (Stark and Stark, 2001) proposent un modèle basé sur des mesures topographiques invariantes à l'échelle, où les pentes et les aires drainées sont corrigées en fonction de la taille du pixel. Van De Wiel et ses collaborateurs (Van de Wiel et al., 2011) suggèrent que la résolution du MNT soit choisie avant l'étude et maintenue fixe pendant toute l'étude. Par conséquent, l'équation (2.18) doit être manipulée avec précaution et l'utilisation des valeurs (des paramètres) disponibles dans la littérature n'a de sens que si les ajustements ont été réalisés sur des MNT de même résolution.

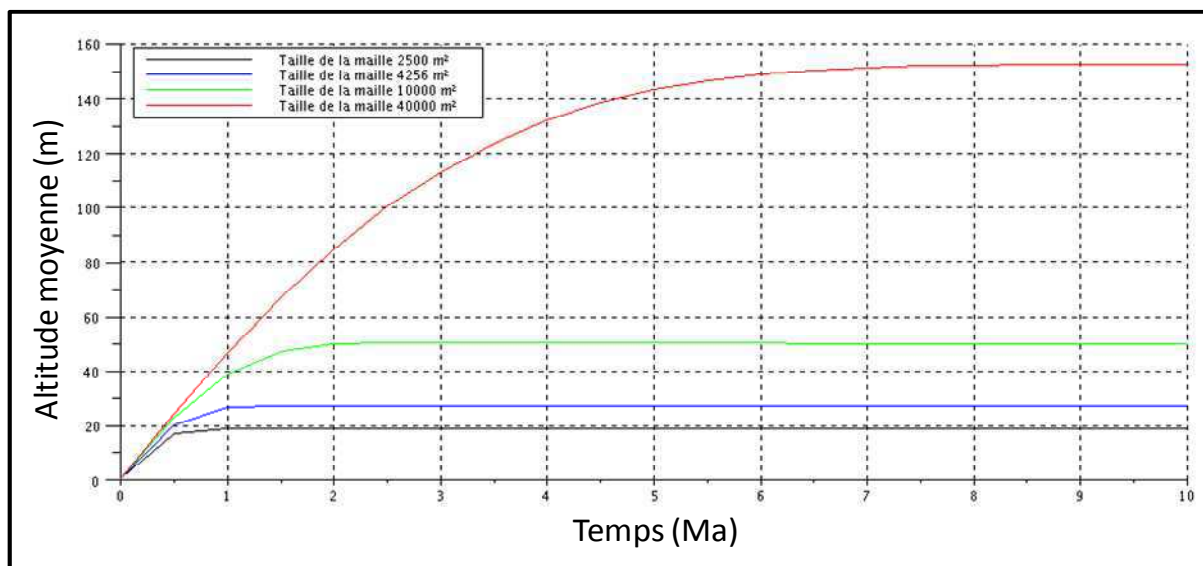


Figure 2.20. Evolution de l'altitude moyenne dans le temps.

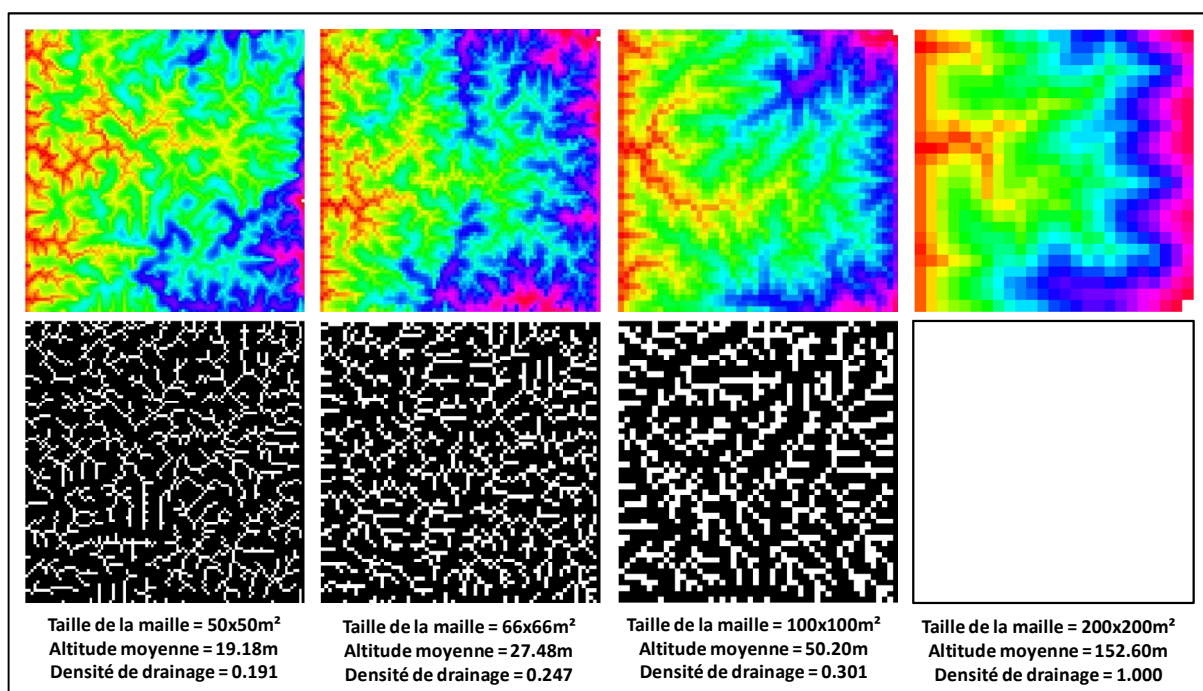


Figure 2.21. Sensibilité de l'altitude moyenne et de la densité de drainage à la résolution du MNT.

4.3 Limitations de GOLEM et adaptations

Comme évoqué précédemment, GOLEM est un logiciel « académique » qui a, en contrepartie, certaines limitations dans sa version de base. Ces limitations concernent les conditions aux limites sur les bords du MNT, les types de surrections, le pendage et l'épaisseur des couches du substratum...

Dans GOLEM, les paysages sont représentés par des grilles orthogonales. La limite gauche est toujours fixée à l'altitude zéro (représentant le niveau de base). La limite droite peut être ajustée de différentes façons : altitude fixe, pente nulle, etc. Afin de minimiser les effets de bords, les limites nord et sud sont traitées de sorte que les écoulements sortant du bord supérieur réintègrent le bord inférieur (et vice-versa). Pour adapter GOLEM à nos besoins, le code de base a été modifié de telle sorte que *les quatre bords du MNT puissent être ajustés* (comme la limite droite). De même, GOLEM ne prend en compte des sources d'eau externes (localisées sur la limite du MNT et données par l'aire de drainage) que sur le côté droit. Après la modification du code, *les sources d'eau peuvent être introduites sur les quatre bords du MNT*. Des sources externes de sédiments peuvent aussi être introduites sous forme d'un flux de sédiments.

Dans le code initial, plusieurs types de surrection tectonique sont prédéfinis (soulèvement uniforme, équilibre dynamique, plis sinusoïdaux, etc.). Mais afin d'avoir un cas totalement général, nous avons ajouté la possibilité d'imposer une vitesse de surrection différente en chaque point de la grille.

Dans GOLEM le substratum peut être défini par une pile de couches. Chaque couche a une épaisseur uniforme sur toute la région étudiée. Nous avons modifié le code afin de *traiter des couches d'épaisseur variable*.

Dans le code initial, le pas de temps d'intégration numérique est fixé par l'utilisateur. Un choix non approprié de ce dernier peut entraîner : des instabilités dans les schémas numériques si le pas d'intégration est trop grand, mais aussi des temps de calculs très longs (quelques mois !) si à l'inverse le pas de calcul est trop petit. Pour éviter ce genre de problèmes, nous avons modifié le code pour que le *pas d'intégration soit calculé d'une manière adaptative à chaque itération* en fonction des paramètres du modèle et de l'aire drainée (qui peut varier dans le temps suite à la réorganisation du réseau hydrographique). Cette modification permet d'assurer à la fois la stabilité des schémas numériques et un temps de calcul raisonnable.

La figure 2.22 illustre quelques-unes des modifications réalisées sur GOLEM.

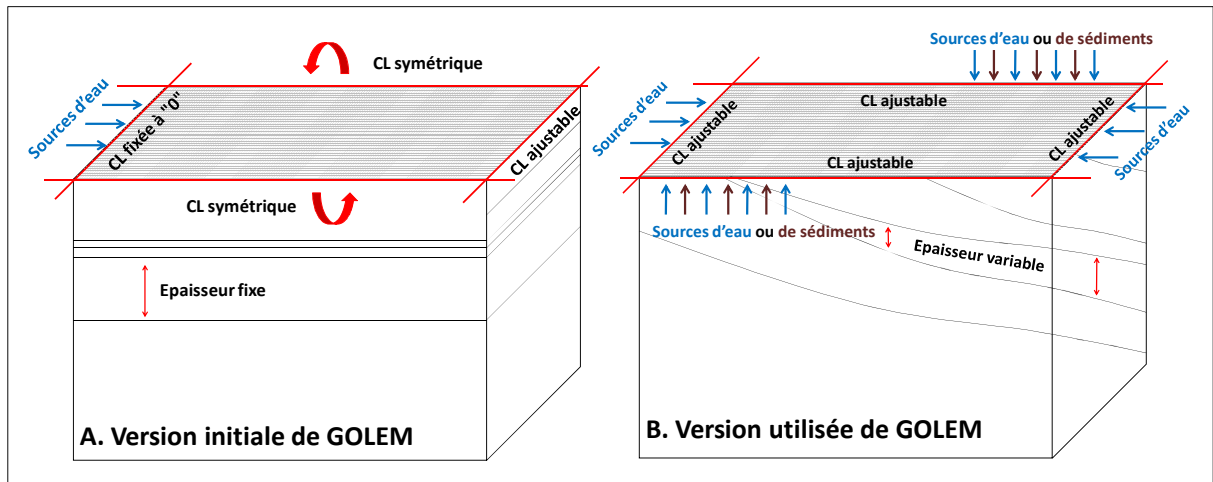


Figure 2.22. Modifications apportées sur GOLEM.

4.4 Comparaison entre GOLEM et les approches naturalistes

Dans cette partie nous avons choisi de comparer les résultats de GOLEM à ceux des approches alternatives : le modèle d'Ahnert (l'évolution dépend de l'attitude moyenne), la théorie de Davis (les cycles d'érosion) et la théorie de Hack (l'équilibre dynamique). Pour cette étude, nous travaillons sur des échelles de temps de plusieurs millions d'années. Ainsi, nous avons considéré que la topographie est contrôlée par l'érosion, la tectonique et les variations du niveau marin moyen. Afin de pouvoir réaliser les comparaisons entre les différentes approches, nous avons imaginé le scénario d'évolution d'un bassin sur une période de 5Ma. Dans ce scénario, nous supposons que :

- La surrection tectonique est uniforme sur tout le bassin et constante dans le temps ($U = 10\text{m/Ma}$),
- La vitesse d'abaissement du niveau marin est égale à 0 pour t inférieur à 0.5Ma et pour t supérieur à 3Ma. Entre 0.5Ma et 3Ma la vitesse d'abaissement du niveau marin est égale 40m/Ma.
- La topographie est à l'équilibre au départ avec une altitude moyenne imposée ($\langle Z \rangle = 172\text{m}$).

Dans le modèle d'Ahnert l'évolution de la topographie est décrite par une équation (1.3) différentielle linéaire du premier ordre qui relie le taux de dénudation moyen à l'altitude moyenne. La valeur de la constante de temps T_0 peut être calculée directement de l'équation d'Ahnert à l'équilibre ($\langle Z \rangle = U.T_0$). Pour $U = 10\text{Ma}$ et $\langle Z \rangle = 172\text{m}$, la constante T_0 est égale à 17.2Ma.

L'équation d'Ahnert avec prise en compte de l'eustatisme s'écrit comme suit :

$$\frac{d\langle Z \rangle}{dt} = (U + V) - \frac{\langle Z \rangle}{T_0} \quad (2.22)$$

Avec V la vitesse d'abaissement (ou de remonté) du niveau de la mer. L'intégration de l'équation (2.22) donne :

$$\langle Z(t) \rangle = (\langle Z(0) \rangle - (U + V) \cdot T_0) \cdot e^{-t/T_0} + (U + V) \cdot T_0 \quad (2.23)$$

La courbe d'évolution de l'altitude moyenne, pour les valeurs données précédemment, est présentée sur la figure 2.23. Cette dernière traduit nos hypothèses, où l'altitude moyenne reste constante ($\langle Z \rangle = 172\text{m}$) entre 0 et 0.5Ma puis croît entre 0.5M et 3Ma suite à l'abaissement du niveau marin. Enfin, entre 3Ma et 5Ma, suite à l'arrêt de l'eustatisme, l'altitude moyenne redescend. Dans la dernière phase le taux de dénudation devient important par rapport à la tectonique pour équilibrer la topographie. On devine que l'altitude moyenne à l'équilibre sera identique à l'altitude moyenne initiale puisque les valeurs de U et de T_0 sont les mêmes au début et à la fin du scénario ($\langle Z \rangle = UT_0 = 172\text{m}$).

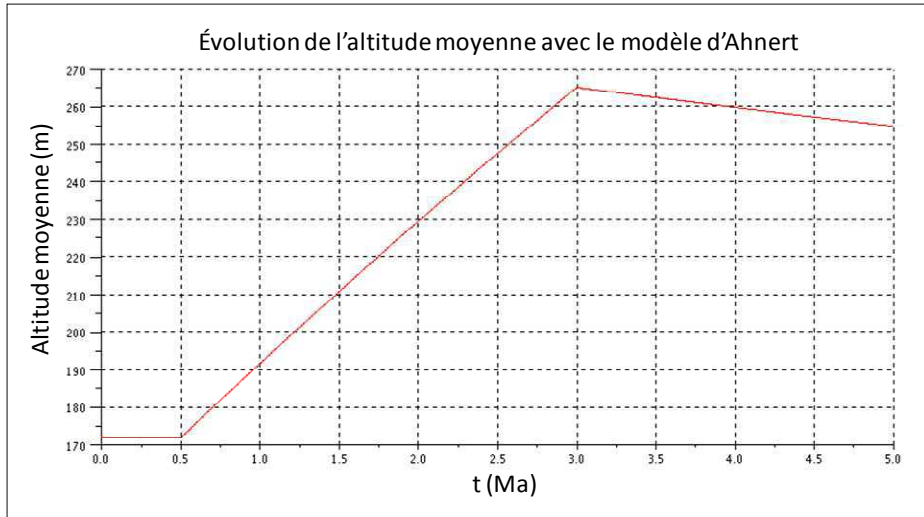


Figure 2.23. Evolution de l'altitude moyenne avec le modèle d'Ahnert.

Nous allons maintenant procéder à simulation 2D avec GOLEM. Nous utilisons un modèle purement advectif avec un seuil de rupture de pente comme dans l'analyse n°1 où nous avons montré que :

$$\langle Z \rangle = \frac{U \cdot C}{K_b}$$

Les simulations ont été réalisées sur un MNT arbitraire avec une superficie totale de 15 km^2 et une maille de taille $50\text{m} \times 50\text{m}$. Aucun échange d'eau ou de sédiments n'est possible avec l'extérieur (conditions aux limites flux nul) sauf sur le point en haut à gauche (Nord-Est) qui représente l'exutoire du bassin : l'altitude sera fixée par le scénario. Ici, le coefficient K_b est estimé à partir de l'équation (2.20) et m_b et n_b sont supposés égaux à 0.5 et 1 respectivement.

L'objectif ici est de comparer l'altitude moyenne obtenue par le modèle d'Ahnert avec celle calculée sur les résultats de GOLEM. La simulation avec GOLEM a été menée en 3 étapes :

- i. Ajustement de K_b et génération de la topographie initiale en équilibre dynamique,
- ii. Application de la surrection et de l'eustatisme,
- iii. Puis retour aux conditions initiales

Afin de générer une topographie avec une altitude moyenne à l'équilibre et un taux de surrection tectonique imposé nous avons d'abord calibré la relation (2.20) en déterminant la valeur de C pour notre cas d'étude (superficie totale du MNT et conditions aux limites). Nous avons réalisé cela en simulant l'évolution d'une topographie jusqu'à l'équilibre avec une valeur arbitraire K_b et en mesurant l'altitude moyenne à l'équilibre ($C = 3.95$). Une fois les valeurs de C et U connues, la relation (2.20) permet de calculer K_b pour que l'altitude moyenne à l'équilibre soit égale à 172m. Pour nos valeurs, $K_b = 23 \cdot 10^{-8}$. La topographie générée est illustrée dans la figure 2.24.A. La courbe hypsométrique correspondante est donnée la figure 2.24.C (intégrale hypsométrique = 0.41). La topographie que nous avons obtenue est en équilibre dynamique (entre la tectonique et la dénudation). Cela montre que les caractéristiques d'évolution prédites par Hack sont bien retrouvées avec GOLEM.

Nous avons ensuite baissé l'exutoire du bassin pendant 2.5Ma avec une vitesse de 40m/Ma. L'évolution de l'altitude moyenne durant cette période est illustrée dans la figure 2.24.B. Elle montre que l'altitude moyenne augmente durant cette période. La comparaison avec l'altitude moyenne obtenue avec le modèle d'Ahnert montre que la différence entre les deux altitudes moyenne est faible au début mais augmente dans le temps (5m après 3Ma). Cela s'explique par le fait que GOLEM a été calibré avec Ahnert à l'équilibre. Mais le comportement des deux modèles dans une période transitoire n'est pas le même (pas les mêmes équations). Cependant au voisinage de l'équilibre les deux modèles sont équivalents. La courbe hypsométrique correspondante est donnée la figure 2.24.C (intégrale hypsométrique égale à 0.55). L'augmentation de la courbe hypsométrique signifie que le paysage s'est rajeuni comme le prédit la théorie Davisienne.

Dans la dernière étape, l'altitude moyenne décroît comme le montre la figure 2.24.C. L'érosion redevient prépondérante et « rattrape » le chargement tectonique. La comparaison avec le modèle d'Ahnert montre que l'erreur est importante (13m à 5Ma). La topographie est en déséquilibre et les deux modèles ne sont équivalents qu'autour de l'équilibre. La figure 2.24.A montre la topographie après 0.5Ma. La courbe hypsométrique correspondante est donnée par la figure 2.24.B (intégrale hypsométrique = 0.53). La diminution de l'intégrale traduit un vieillissement du paysage comme le prévoit la théorie Davisienne : le paysage s'aplanit.

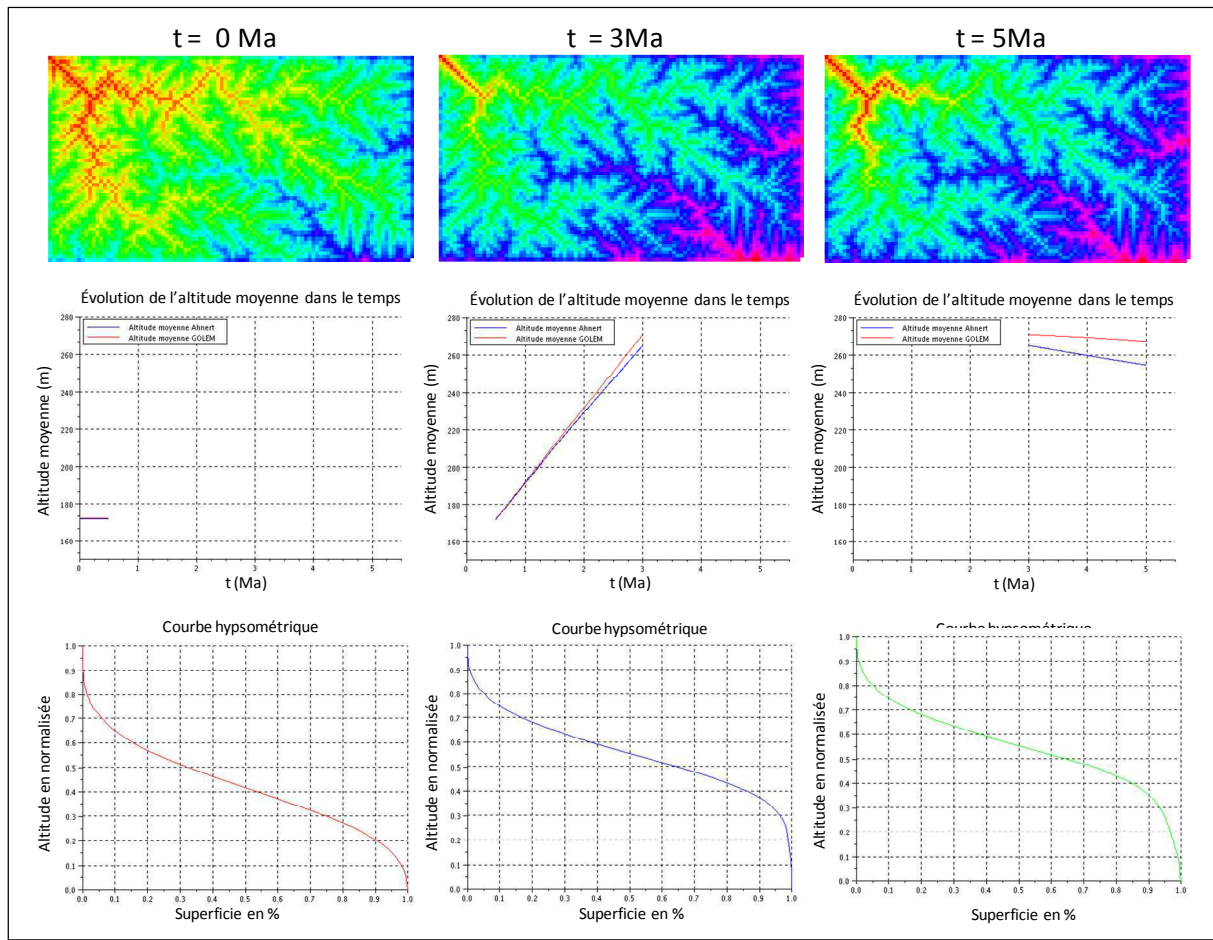


Figure 2.24. A. Topographies obtenues par GOLEM. B. Evolution de l'altitude moyenne. Courbe en bleu : résultat du modèle d'Ahnert. Courbe en rouge : résultat de GOLEM. C. Courbes hypsométriques pour les trois topographies.

5 Conclusions

Dans ce chapitre, nous avons commencé par présenter les 3 types de représentations numériques du paysages (MNT, RIT et LC). Le choix de la représentation numérique dépend de plusieurs critères tels que les échelles spatiales d'étude, type de logiciels disponibles, la nature de l'étude, etc. Chaque représentation présente un certains nombre d'avantages et d'inconvénients. Notre choix s'est porté sur les MNT car ils sont adaptés pour la modélisation à grande échelle d'espace, sont disponibles, sont faciles à manipuler, etc.

Nous avons montré ensuite que l'identification des cellules appartenant aux réseaux hydrographiques sur un MNT est un problème qui fait toujours l'objet de nombreux travaux. La difficulté principale réside dans les algorithmes de calcul de la plus grande pente. La qualité du réseau est aussi conditionnée par le choix du seuil lors de son extraction. Ce problème reste mal posé puisque la solution n'est pas unique (plusieurs chemins possibles dans les zones plates). Ainsi, tous les algorithmes présentés dans la littérature donnent des

résultats « crédibles » mais qui ne correspondent pas forcément à la réalité du terrain. Il n'y a pas actuellement d'algorithme d'extraction « universel » et des corrections manuelles sont généralement apportées par l'utilisateur.

La modélisation physique apparaît comme un outil précieux pour mieux comprendre l'évolution des paysages à long terme et nous avons fait un panorama des principaux logiciels. Nous avons choisi d'utiliser le logiciel GOLEM que nous avons évalué et confronté aux prédictions des approches alternatives (Davis, Hack, Ahnert, etc.). Bien que des précautions soient nécessaires (à cause de la sensibilité au maillage entre autre), les résultats obtenus et les modifications apportées au logiciel nous permettent d'aborder maintenant l'étude d'un cas réel : celui de la capture de la Meuse.

Chapitre III

Dans ce chapitre deux objectifs sont visés : le premier est d'évaluer le réalisme des modèles d'évolution des paysages classiques (via GOLEM) pour la modélisation des captures par rivière pirate et le second est d'estimer les captures potentielles de la Meuse par la Moselle sur le prochain million d'années.

Nous présenterons dans la première section le bassin de la Meuse et son histoire. La datation des terrasses fossiles de la Meuse et de la Moselle nous permet par la suite de mieux comprendre l'évolution passée de cette région et d'établir un scénario d'évolution future. Enfin, nous décrirons l'ensemble des données disponibles pour les simulations.

Les données et le scénario d'évolution décrits dans la section précédente serviront par la suite comme conditions initiales et aux limites pour le modèle de simulation avec GOLEM. Dans cette section, le but est de présenter la démarche à suivre pour mener une étude avec GOLEM. Nous commencerons par décrire les hypothèses de base sur le modèle d'évolution choisi puis nous présenterons les différentes méthodes de calibration des paramètres que nous appliquerons sur le cas de la Meuse. Dans la dernière partie, nous discuterons les résultats de simulation avant d'évoquer les limitations des approches de calibration.

Dans cette section nous proposerons une nouvelle méthodologie pour contourner les difficultés de la calibration. Cette méthodologie a pour objectif d'explorer avec GOLEM les captures potentielles de la Meuse en conduisant une étude de sensibilité paramétrique. Ainsi, dans cette section nous répondrons aux questions suivantes : Où peuvent se localiser les futures captures dans le bassin de la Meuse? Et dans quel ordre chronologique? Les aspects techniques et pratiques seront présentés afin de montrer à la fois les difficultés et l'applicabilité de cette nouvelle démarche.

1 Introduction

L'évolution des paysages est souvent contrôlée par l'évolution des réseaux hydrographiques qui définissent les points bas du système d'écoulement. Des déséquilibres peuvent apparaître entre des bassins adjacents et provoquer des changements rapides de la topologie des réseaux au gré des captures. De nombreuses études se sont intéressées à la description de l'évolution des réseaux hydrographiques (Castelltort and Simpson, 2006; Glock, 1931; Horton, 1945; Howard, 1971; Parker, 1977; Pelletier, 2003; Schumm, 1956; Schumm and Khan, 1972). De nombreux travaux ont porté leur attention sur les mécanismes physiques responsables du développement et la réorganisation des réseaux hydrographiques qui restent à nos jours imparfaitement compris (Dodds and Rothman, 1999; Kirchner, 1993; Schorghofer and Rothman, 2002). Plusieurs concepts et modèles théoriques ont été mis en place pour mieux comprendre le développement du réseau hydrographique. Glock (Glock, 1931) propose un concept d'évolution du réseau de drainage –compatible avec la théorie Davisienne–, dans lequel la densité de drainage diminue avec le vieillissement de la topographie. D'autres modèles analogiques basés sur l'optimisation d'une fonction « objectif » ont été proposés dans la littérature (Howard, 1971; Ijjasz-Vasquez et al., 1993; Rigon et al., 1993; Rodriguez-Iturbe et al., 1992). D'autres modèles simulent le développement du réseau hydrographique par des captures successives par érosion régressive en allant de l'aval en amont (Horton, 1945; Howard, 1971; Parker, 1977; Pelletier, 2003; Schumm, 1956; Schumm and Khan, 1972).

Les modèles présentés dans la littérature qu'ils soient conceptuels ou analogiques s'intéressent seulement à l'étude de la structure géométrique du réseau hydrographique. Si ces modèles semblent reproduire les caractéristiques géométriques observées dans les réseaux de drainage réels (Castelltort and Simpson, 2006; Howard, 1971; Kirchner, 1993; Rigon et al., 1994; Rinaldo et al., 1995; Rodriguez-Iturbe and Rinaldo, 1997; Stark, 1991), en revanche, ils sont inadaptés en général, pour l'étude des captures sur des réseaux hydrographiques stables et déjà établis. Partant de cette constatation et en analysant ses implications, nous proposons dans ce chapitre une adaptation d'un modèle physique d'évolution des paysages (GOLEM) pour l'étude du phénomène des captures.

GOLEM repose sur des lois simples qui visent à décrire les interactions entre les processus sur une grande échelle d'espace et les formes du paysage qui en résultent. En effet, il ne représente pas le fonctionnement réel des processus mais l'action à long terme qu'ils ont sur la morphologie du paysage. L'utilisation des modèles d'évolution des paysages nécessite la connaissance : de paramètres (dont la détermination est souvent délicate), de l'état initial et des conditions aux limites. Souvent les valeurs des paramètres sont ajustées arbitrairement de telle sorte que la simulation soit « la plus réaliste » (Morisawa, 1972). Ainsi, les résultats

prédits par les modèles sont étroitement liés aux hypothèses fixées. Pour le cas des captures, la prédiction consiste à localiser les lieux et à estimer l'âge des événements.

2 Bassin de la Meuse

L'objectif dans cette section est de présenter le bassin de la Meuse afin de situer le cadre général de l'étude. Ce dernier est atypique, par sa morphologie en côtes et son histoire polyphasée. Pour mieux comprendre l'évolution passée du bassin de la Meuse, nous décrirons aussi les terrasses de la Meuse et de la Moselle. La datation de ces dernières nous permettra d'estimer une vitesse d'incision relative de la Moselle par rapport à la Meuse, que nous utiliserons plus tard pour construire un scénario d'évolution futur dans la région. Enfin, nous présenterons ensemble des données disponibles qui serviront comme entrée au modèle de simulation.

2.1 Description du bassin de la Meuse

Le bassin hydrographique de la Meuse se situe à l'Ouest de l'Europe (figure 3.1) avec une superficie totale de 36.10^3km^2 . Son cours traverse la France, la Belgique et les Pays-Bas et se jette dans la mer du Nord à proximité de l'estuaire du Rhin. Dans sa partie française, le bassin est limité au Nord par le massif schisteux rhénan des Ardennes, à l'Est par le bassin de la Moselle (les côtes de Meuse au Nord-Est), au Sud par le plateau de Langres, et à l'Ouest par les Côtes d'Argonne et le bassin de l'Aisne, au Sud-Ouest par le bassin de la Marne (figure 3.4). Le fleuve Meuse prend sa source en Haute-Marne, non loin du plateau de Langres où la Marne, la Seine et l'Aube prennent la leur. Il traverse une alternance de niveaux calcaires (roches dures perméables et karstiques formant des cuestas) et de niveaux argilo-marneux (roches tendres), correspondant aux affleurements d'âge Jurassique de l'empilement des couches du Bassin Parisien. La Meuse franchit les côtes de Moselle (cuestas du Dogger) puis les côtes de Meuse (cuestas de l'Oxfordien) puis les traverse à nouveau dans l'ordre inverse quand elle quitte le bassin pour s'encaisser dans les Ardennes en surimposition.

Le paysage en cuestas montre l'influence de la lithologie à l'affleurement. Les calcaires plus durs forment un relief plus abrupt qui domine les marnes plus tendres. Du point de vue de l'érodabilité, il est possible de classer les lithologies selon trois niveaux de dureté (d'après Isabelle Cojan -communication personnelle-) : les lithologies dures (calcaires : Tithonien, Bajocien, etc.), les lithologies moyennement dures (marno-calcaires : Oxfordien, Bathonien moyen, etc.) et les lithologies tendres (marnes : Callovo-Oxfordien, Kimméridgien supérieur, etc.).

Comme nous l'avons noté précédemment, le bassin de la Meuse présente des caractéristiques géométriques atypiques, il est « coincé » entre les côtes de Bar et les côtes de Meuse, il est

« étroit » : environ 20km de large d'Est en Ouest entre Pagny-sur-Meuse et Verdun (figure 3.1) et il est aussi topographiquement plus « élevé » que ces voisins : environ 40m au-dessus du lit de la Moselle, de la Marne et de l'Aisne (figure 3.4).

Le projet IKARE (IKARE, 2012) a permis de constituer une base de données spéléo-karstologiques du bassin Rhin-Meuse et des régions limitrophes. Ces données mettent en évidence une activité karstique souterraine très importante dans la Meuse Lorraine et ses régions limitrophes (figure 3.5). Dans notre zone d'intérêt, la figure 3.5 montre une répartition presque uniforme des karsts de part et d'autre du cours de la Meuse mais aussi sur la rive droite de la Moselle. Le karst, organisé en réseaux de drainage souterrains, modifie les rendements hydrologiques de surface (exemple de la Bouvade au détriment de l'Aroffe) et peuvent même préparer dans certains cas la capture d'une rivière par une autre (capture de la Haute-Moselle (Losson, 2000; Losson, 2003)).



Figure 3.1. Situation du bassin de la Meuse en Europe et en France.

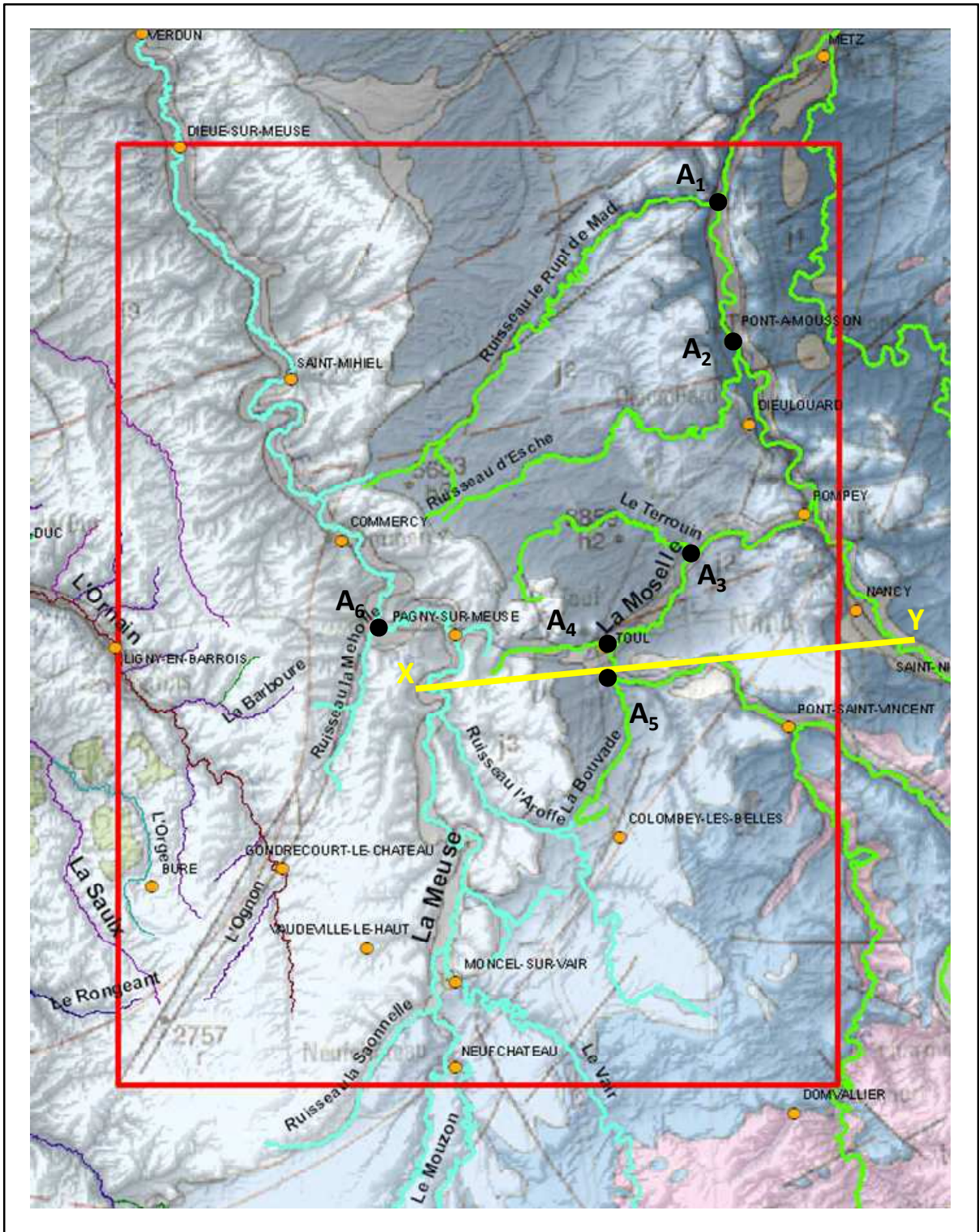


Figure 3.2. Carte topographique du secteur d'étude. Avec réseau hydrographique (CARTHAGE) et affleurement (Carte géologique BRGM 1/1 000 000).

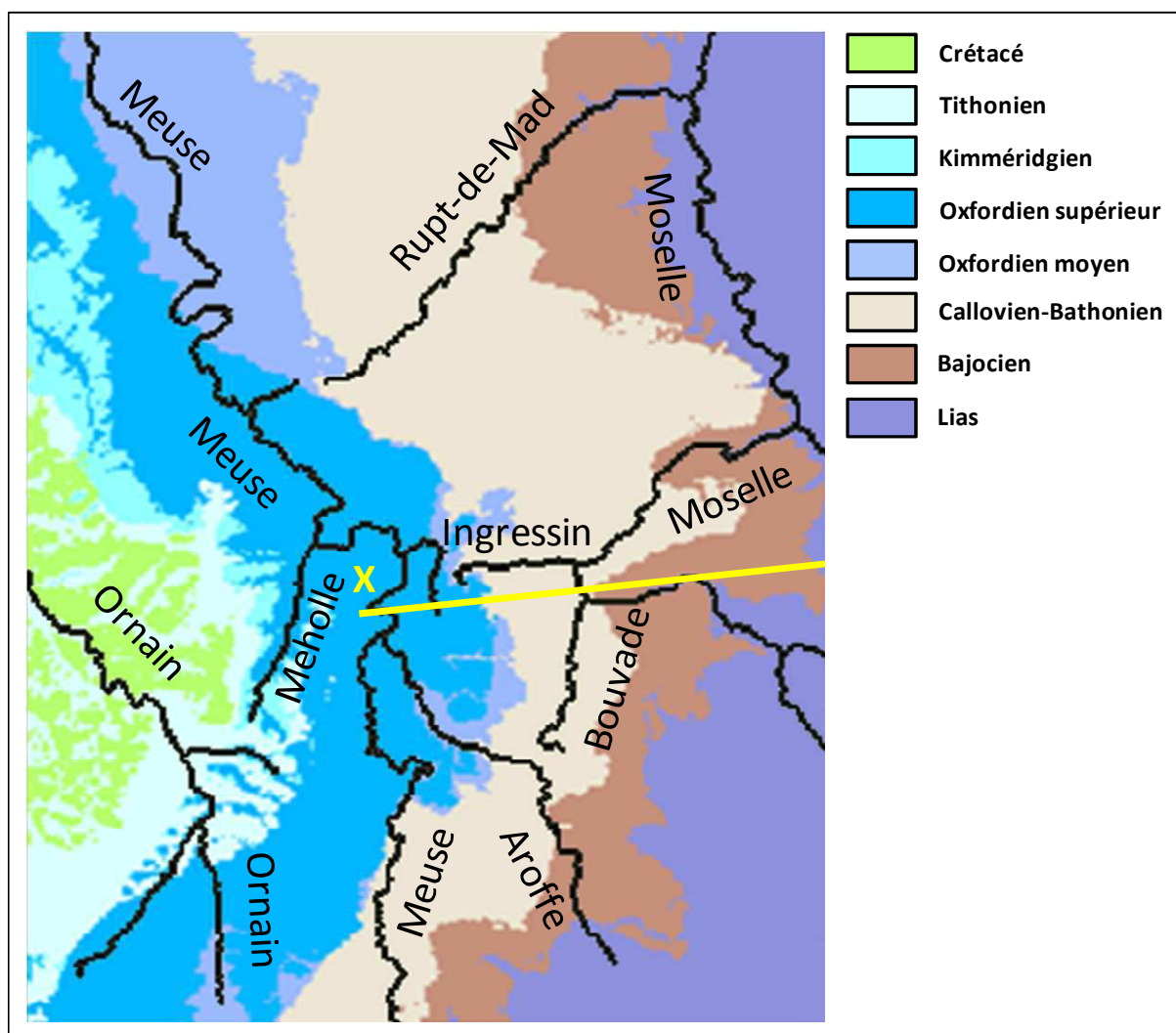


Figure 3.3. Carte lithologique des affleurements dans la zone d'intérêt construite à partir du modèle ANDRA (ANDRA, 2012).

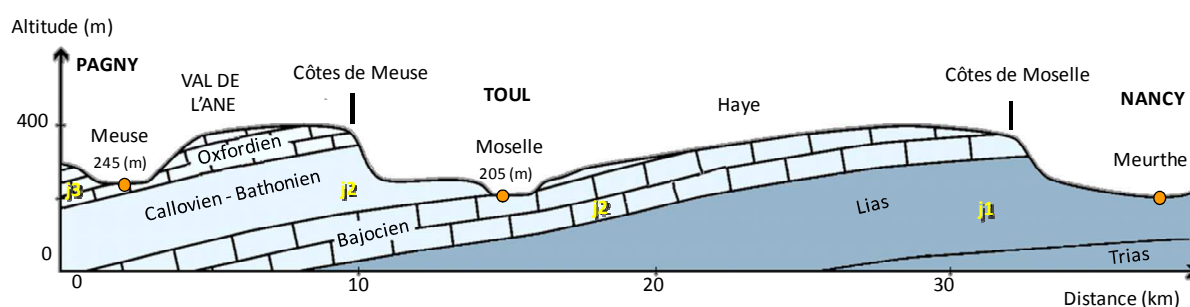


Figure 3.4. Section (X-Y figure 3.2) simplifiée illustrant les côtes de Meuse et de Moselle (D'après (Lejeune, 2005)). J1 Jurassique inférieur (Lias), J2 Jurassique moyen (Dogger), J3 Jurassique supérieur (Malm : Oxfordien, Kimméridgien, Tithonien).

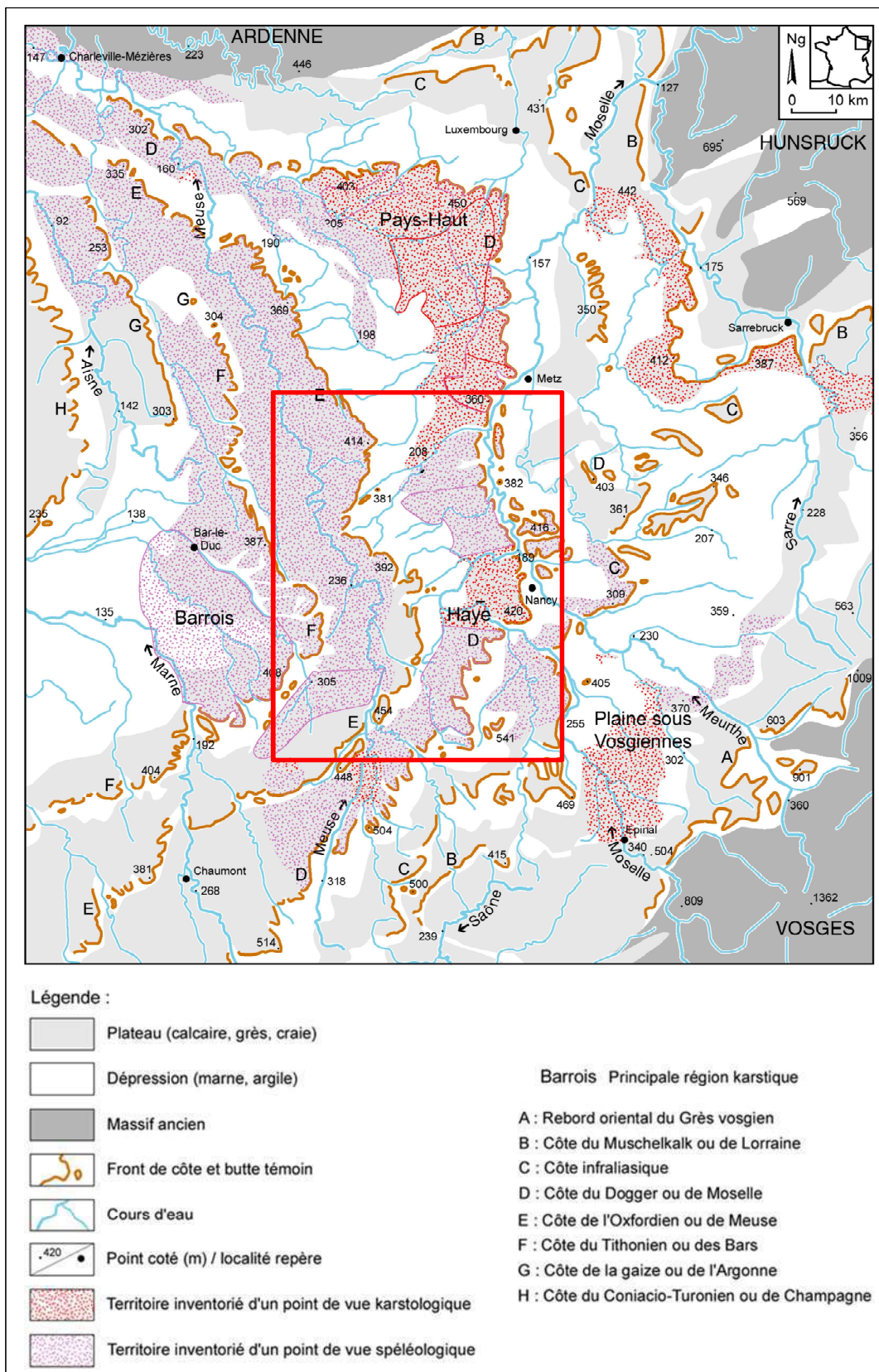


Figure 3.5. Carte des travaux d'inventaires spéléo-karstiques en Lorraine et régions limitrophes (tirée de (IKARE, 2012)).

2.2 Etudes des terrasses de la Meuse et de la Moselle

Les terrasses de la Meuse ont fait l'objet de nombreuses études au Nord (Van Balen et al., 2000) comme au Sud des Ardennes (Le Roux and Harmand, 1998; Theobald and Gardet, 1935). Certaines, perchées, sont d'âge très ancien : de l'ordre de 3Ma. En revanche, pas de terrasses récentes en France ($<0.8\text{Ma}$), la Meuse ayant plutôt tendance à remplir sa vallée. La figure 3.6 montre leurs positions sur le tracé de la rivière et sur le profil longitudinal. Nous limitons l'étude de la Meuse au secteur d'intérêt ; c'est-à-dire à la partie française (avant le passage des Ardennes). Les travaux menés sur les terrasses en aval ont mis en évidence une répartition différente et plus complexe que celle observée dans le secteur français. Les mouvements tectoniques récents qui se sont développés dans les secteurs de l'Eiffel et du fossé d'effondrement des Roër sont probablement à l'origine de cette évolution contrastée.

Les terrasses de la Moselle, étudiées par divers auteurs (Pissart et al., 1997), se répartissent sur les 300 premiers kilomètres (avant le passage de la frontière) en plus d'une vingtaine de lieux. Jusqu'à 13 niveaux ont été distingués comme à Pont-Saint-Vincent/Maison-Neuve (figure 3.7).

Les terrasses de la Meuse, comme celles des rivières de la région (Moselle, Meurthe, etc.) sont étagées traduisant une incision modérée. Les plus récentes indiquent cependant un comportement différent. A proximité de Monthermé les données de terrasses montrent que la Meuse a arrêté d'inciser : la dernière terrasse dont l'âge est estimé à 800ka se trouve à seulement quelques ($\sim 5\text{m}$) mètres au-dessus du substratum. A l'amont, les terrasses de fond de vallées sont anciennes comparées à celles de la Moselle, de la Meurthe et de la Marne (Lejeune, 2005).

Les sondages de la Banque du Sous-Sol (BRGM) permettent d'estimer l'épaisseur de la couche sédimentaire dans la vallée de la Meuse qui atteint $\sim 25\text{m}$ à Pagny-sur-Meuse et va en s'amincissant vers l'aval : $\sim 5\text{m}$ à la confluence avec la Bar laissant supposer un blocage à Monthermé et un remplissage sédimentaire à l'amont (ANDRA, 2012).

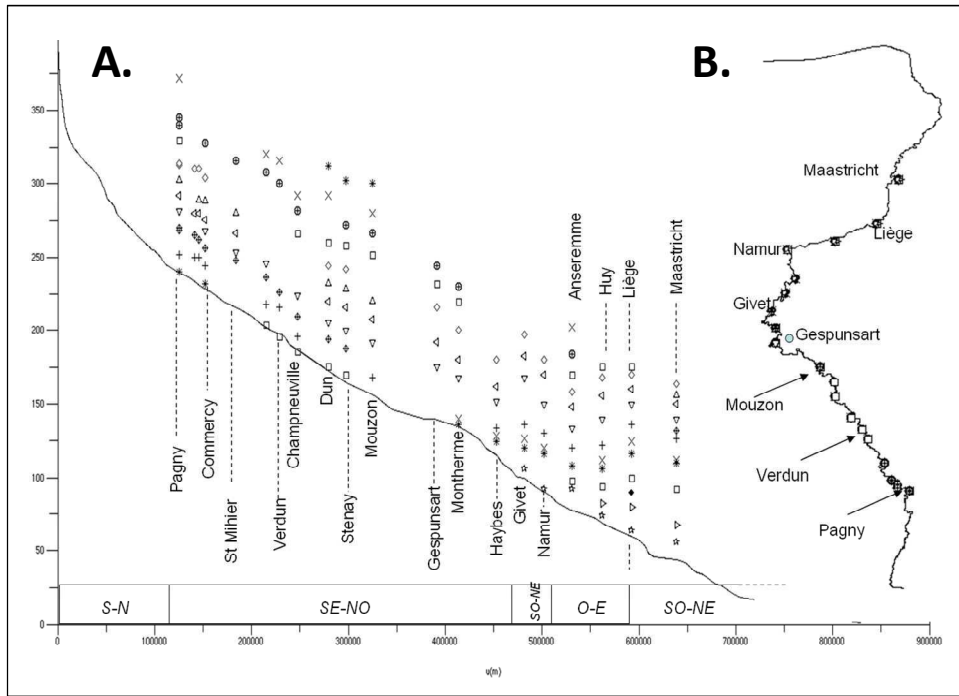


Figure 3.6. Terrasses de la Meuse (tirée de (ANDRA, 2012)). A. Position des terrasses sur le profil longitudinal de la Meuse. La distance à la source en abscisse, l'altitude en ordonnée. B. Position des terrasses sur le tracé de la Meuse.

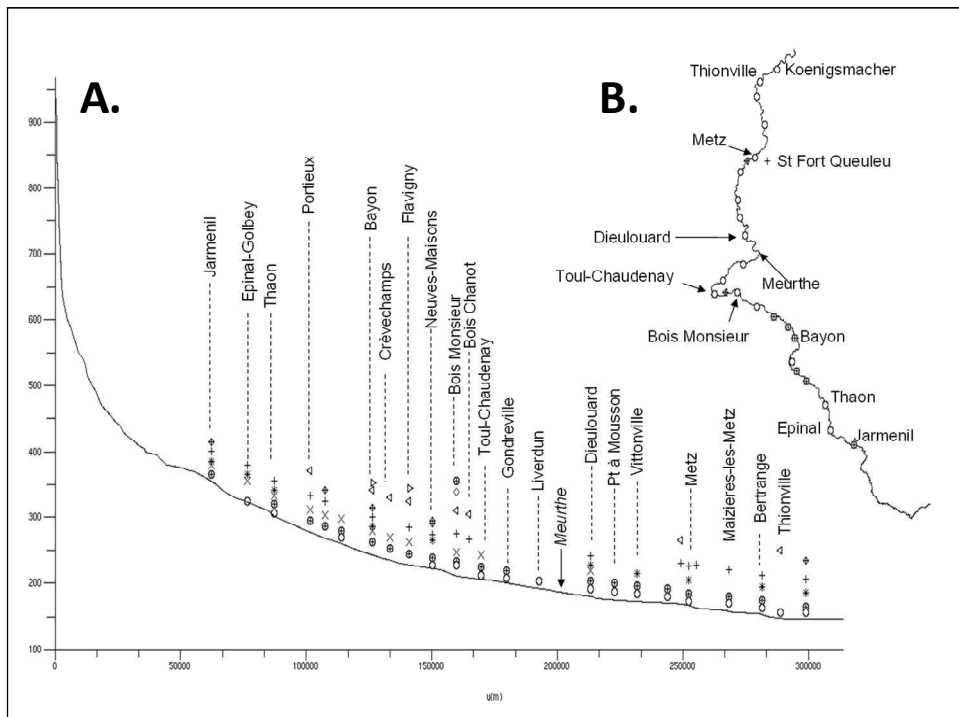


Figure 3.7. Terrasses de la Moselle (tirée de (ANDRA, 2012)). A. Position des terrasses sur le profil longitudinal de la Moselle. La distance à la source en abscisse, l'altitude en ordonnée. B Position des terrasses sur le tracé de la Moselle.

2.3 Etudes des captures de la Meuse (passée)

Les caractéristiques géométriques du bassin de la Meuse et sa topographie (étroit et perché) peuvent s'expliquer par son évolution sur le dernier million d'années : de nombreuses captures ont ébranché son réseau avec la perte de la « Haute-Aisne » et de la « Haute-Moselle ».

La capture de la « Haute-Aisne » a été bien étudiée (Blache, 1943; Buvignier, 1852; Denizot, 1919; Gardet, 1937; Pâque and Cailleux, 1946; Tricart, 1949). Le scénario envisagé est le suivant : la Haute-Aisne qui rejoignait la Meuse par la vallée actuelle de la Bar est capturée par un affluent de l'Oise (figure 3.8) il y a environ 900ka (Pissart et al., 1997). L'Aire reste drainée vers la Meuse (Blache, 1943) jusqu'à sa capture par l'Aisne abandonnant la Bar, qui actuellement est une petite rivière dans une large vallée (Davis, 1895). La capture de la paléo-Aisne diminue fortement la capacité de la Meuse qui, comme certains auteurs le supposent (Pissart et al., 1997), ne parvient plus alors à éroder les roches massives des Ardennes. Pissart (Pissart, 1961), dès 1961, notait que « la Meuse ne s'est guère encaissée dans le massif de Rocroi à partir de la terrasse 5 (et en conséquence dans le bassin de Paris) ». L'âge de la terrasse 5 proposé dans (Pissart et al., 1997) est de 1,05Ma, la capture lui serait donc postérieure.

Une autre capture, peut être la plus « célèbre » et la plus étudiée dans la littérature (Blache, 1939; Blache, 1940; Blache, 1943; Davis, 1895; Gamez et al., 1995; Harmand et al., 1995; Harmand and Le Roux, 2000; Losson, 2003; Tricart, 1952), a eu lieu dans la partie sud-est du bassin, il y a environ 300ka, c'est la capture de la « Haute-Moselle » qui s'écoulait dans la Meuse à l'Ouest de Toul (figure 3.9). Le tracé empruntait alors le « val de l'âne » suivant le tracé de l'Ingressin et celui du ruisseau du Moulin jusqu'à Pagny-sur-Meuse. Le paléo-profil ante-capture a été reconstruit à partir des terrasses (Losson, 2003) il se trouve actuellement perché 30m au-dessus du profil de la Moselle et 15 à 20m en dessous du profil de la Meuse (figure 3.10). C'est la région sur laquelle nous nous sommes focalisés dans cette étude. Losson (Losson, 2003) retrace même un historique dans sa thèse. Divers facteurs ont contribué à ce détournement. Davis (Davis, 1895) puis Blache (Blache, 1943) proposent une capture par rivière pirate où, l'avancement de la tête du Pompey (un affluent de la paléo-Meurthe) atteint la Moselle au niveau de Toul. Harmand et Le Roux (Harmand and Le Roux, 2000) expliquent ce mécanisme par un contrôle morpho-structural : depuis le début du Pléistocène, l'encaissement du réseau hydrographique et le déblaiement des dépressions argileuses provoquent le recul des côtes de Meuse (6 à 21km) favorisant l'avancée des têtes de vallées vers l'Ouest et ainsi la capture. Tricart (Tricart, 1949) lui, privilégie une capture par débordement suite à l'accumulation importante d'alluvions à Toul. Enfin, d'autres auteurs (Capot-Rey, 1936; Gamez et al., 1995; Joly, 1911; Losson, 2000; Losson, 2003) évoquent une

capture par défluviation due au soutirage karstique très important dans les couches calcaires du Tithonien et du Dogger dans la région. Si les mécanismes provoquant cette capture restent très discutés, la majorité des auteurs s'accordent sur une période allant de -250ka à -300 ka (Huxtable, 1993; Krook, 1993; Losson and Quinf, 2001; Pissart et al., 1998).

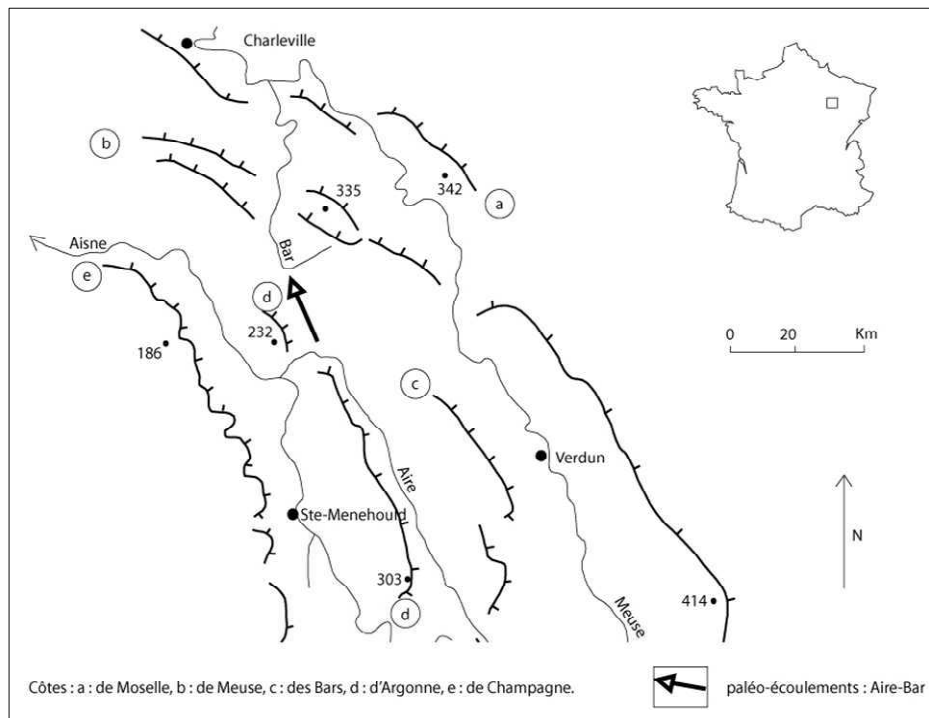


Figure 3.8. Capture de la Haute-Aisne (tiré de (Harmand et al., 2002)).

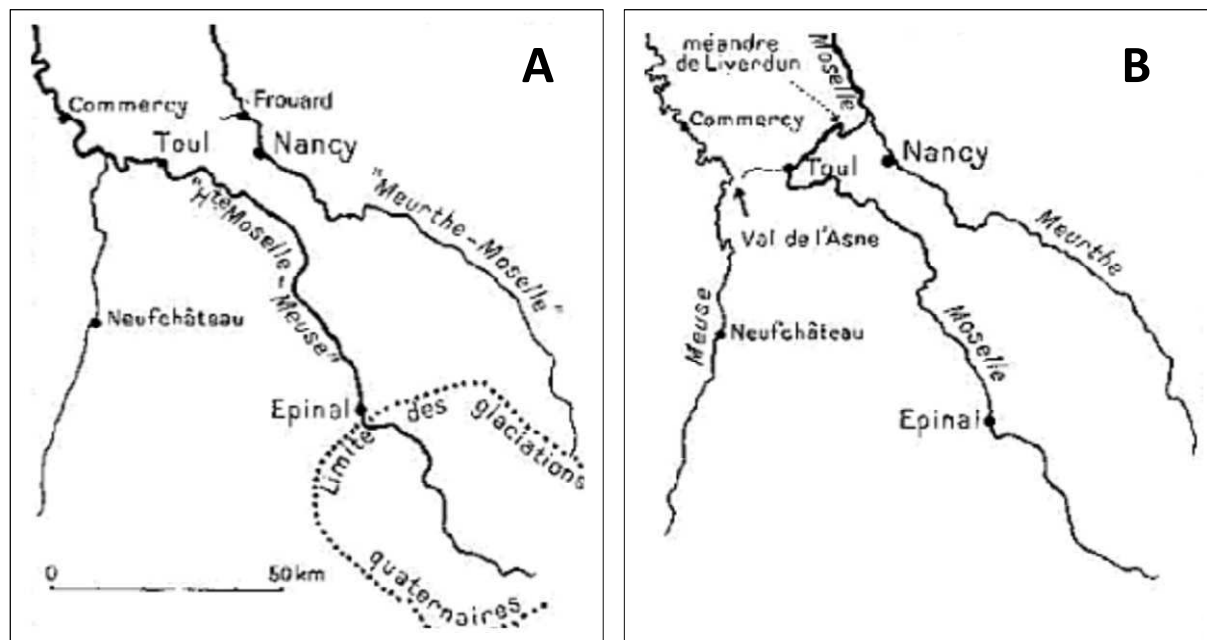


Figure 3.9. Capture de la Haute-Moselle (tiré de (Blache, 1943)). A. Réseau hydrographique ante-capture. B. Réseau hydrographique post-capture.

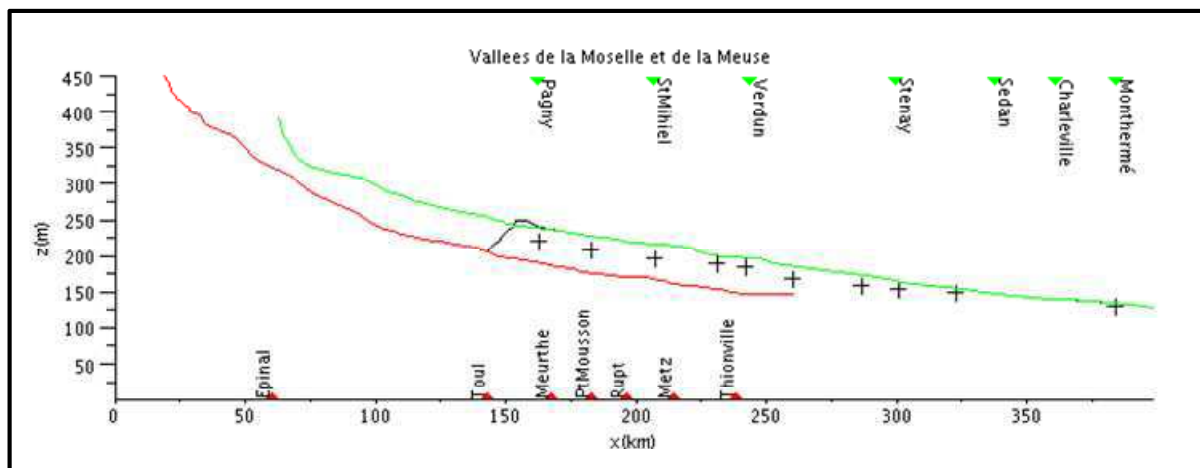


Figure 3.10. Profil de la Meuse et de la Moselle avec le val de l'Âne. En noir le profil actuel de la topographie sur les vallées de l'Ingrassin et du ruisseau du moulin. Les profils sont ceux des vallées (suppression des méandres), l'abscisse donne la distance curviligne sur les 2 profils. L'origine est fixée à la source de la Moselle.

2.4 Construction d'un scénario d'évolution (futur)

L'évolution relative du niveau de la Moselle par rapport à celui de la Meuse peut être abordée de plusieurs façons. L'évolution du niveau des terrasses de la Moselle après capture (Losson, 2003) donne une vitesse d'enfoncement relative entre les terrasses qui peut atteindre 160m/Ma (figure 3.10). Mais cette vitesse relative d'enfoncement peut traduire un rattrapage du niveau de base de la « Paléo-Meurthe ».

A titre de comparaison, si on considère le bassin de la Marne à l'Ouest les vitesses d'incision estimées par Lejeune en s'appuyant sur des datations des terrasses (de Chaumont au Perthois, à la latitude de notre zone d'intérêt) varient de 70 à 150m/Ma sur les derniers 150ka (Lejeune, 2005). On peut étendre la comparaison aux rivières de la moitié nord de la France, grâce à la synthèse de Lejeune (Lejeune, 2005), qui à partir des altitudes des terrasses datées, donnent des vitesses d'incision entre 34 et 130m/Ma et avec une moyenne se situant entre 67 et 77m/Ma.

Finalement, si l'on admet que la Meuse est bloquée et que son alluvionnement reste limité, nous pouvons établir que la borne basse de la vitesse d'incision relative est de l'ordre de 70m/Ma. Ainsi, en extrapolant cette évolution du passé, on peut imaginer dans un scénario futur que la Moselle continuera son enfoncement relatif avec la vitesse moyenne de 70m/Ma. Ce scénario nous servira par la suite pour simuler l'évolution de ces bassins à l'aide de GOLEM et pour localiser et estimer l'âge possible des captures potentielles.

2.5 Zone d'étude et données disponibles pour les simulations

La zone d'étude (figure 3.2) est centrée sur la ville de Pagny-sur-Meuse à proximité de Toul. Elle couvre approximativement 5000 km². Elle s'étend sur environ 60km d'Est en Ouest et 80km du Nord au Sud, les coordonnées des extrêmes (en Lambert 2 étendu) sont : XY=820.7km, 2376.8km (au Sud-Ouest) à XY=881.5km, 2457.2km (au Nord-Est).

Pour cette région nous disposons d'un MNT (I.G.N) dont le nombre de maille est de 323x247 cellules de 250mx250m (figure 3.11). Cette résolution est premièrement suffisante pour la représentation des rivières, à la fois pour la largeur des chenaux mais aussi pour représenter les têtes vallées et deuxièmement acceptable pour réaliser des calculs intensifs. Ce MNT est à une précision métrique (pour l'altitude). Il est cohérent avec les réseaux hydrologiques actuels que l'on retrouve rapidement avec les algorithmes de drainage classiques (par exemple ArcGIS) auxquels on a imposé les « aires » des rivières entrantes (figure 3.11).

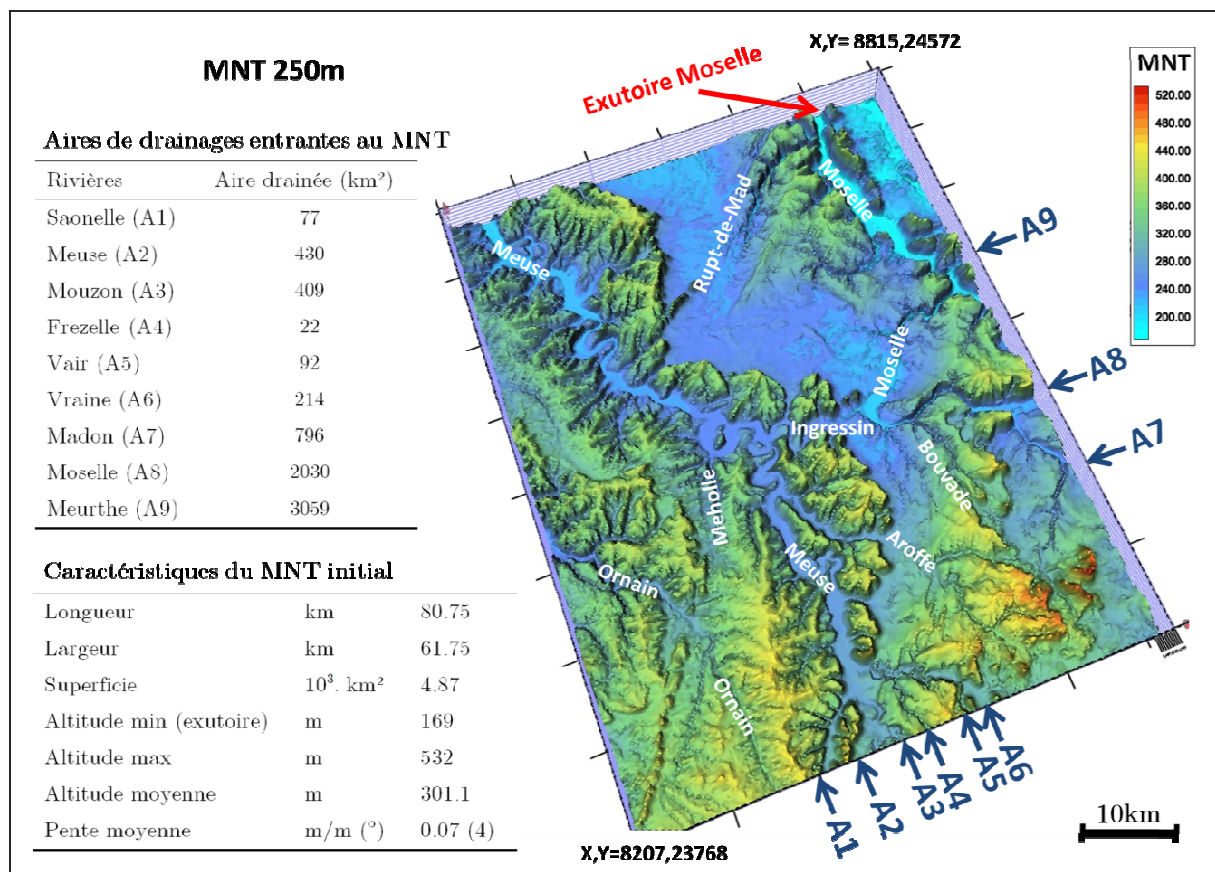


Figure 3.11. MNT initial et la région d'étude.

3 Simulation avec GOLEM : hypothèses et calibration des paramètres

Nous présentons dans cette section les éléments nécessaires pour étudier les captures potentielles de la Meuse par la Moselle à l'aide d'un modèle d'évolution des paysages (GOLEM). Nous commençons par décrire et justifier le choix du modèle « detachment

limited » que nous utiliserons par la suite. La deuxième partie présente les différentes méthodes d'ajustement des paramètres qui seront appliquées sur la région d'étude afin de déterminer les valeurs à fournir à GOLEM. Nous montrons dans la dernière partie, que les résultats de simulation sont peu réalistes.

3.1 Hypothèses de simulation

La première hypothèse, et non des moindres, est de négliger les processus karstiques qui dans notre cas sont principalement souterrains. La principale raison avancée est que la plupart des modèles d'évolution des paysages et entre autre celui que nous avons choisi : GOLEM, ne les prend pas en compte. Ces modèles ne décrivent que des processus de surface. Cependant, conscient de l'importance des processus karstiques, nous proposons dans l'annexe 1 une étude avec une approche monodimensionnelle qui permet de les prendre en compte.

Ceci dit, rappelons que cette étude propose une projection dans le futur dans le cas d'un abaissement relatif du bassin de la Moselle dans une zone de capture potentielle. Nous nous focalisons sur les captures par rivières pirates c'est-à-dire que l'incision du substratum par les rivières provoque l'enfoncement du bassin (celui de la Moselle) et son extension et ceci au détriment des bassins voisins, notamment celui de la Meuse dans notre cas). Nous supposons que les rivières ont une capacité suffisante pour transporter les sédiments à l'exutoire ; nous utiliserons pour cela un modèle dit « detachment limited ». Nous verrons plus loin (partie 4) que cette simplification permet aussi de limiter grandement les temps de calcul nécessaires pour une étude de sensibilité.

Le tableau 3.1 donne l'ensemble des règles de voisinage, les directions d'écoulement et les équations intégrées dans GOLEM que nous utiliserons. L'érosion des versants et le seuil de formation des chenaux sont respectivement décrits par l'équation de diffusion linéaire (2.15) et par l'équation (2.18). Les cellules du bord sont supposées impénétrables par les sédiments (conditions aux limites flux nul). A l'inverse, les rivières qui entrent sur la zone sont représentées dans le modèle par leurs aires de drainage (figure 3.11). Le scénario d'évolution construit dans la partie 2.4 suppose que la vitesse d'incision relative de la Moselle par rapport à la Meuse est de 70m/Ma. Pour la simulation, cela se traduit par une vitesse d'enfoncement de l'exutoire de la Moselle (à la limite du MNT) de 70m/Ma (figure 3.11).

Nous n'avons pas imposé d'autres conditions, l'avulsion de la Meuse, l'enfoncement de l'Ornain (régit par l'équation 2.34 provoquant la propagation du niveau bas le long du profil) sont discutables et l'évolution climatique est un sujet délicat qui dépasse le cadre de cette étude. De même, l'érosion par dissolution des formations carbonatées et l'influence des karsts (malgré leur importance) sont négligées dans un premier temps.

Processus et algorithmes	Equations et règles
Algorithme de ruissellement	Drainage avec l'algorithme D8 (plus grande pente)
Erosion fluviale	$I = K_b \cdot A^{m_b} \cdot S^{n_b}$
Erosion des versants	$E = K_d \cdot \frac{\partial^2 Z}{\partial x^2}$
Fonction de chenalisation	$A \cdot S^{n_{ci}} > T_{ci}$
Conditions aux limites	Flux nul
Taux de surrection tectonique	Nul (intégré dans l'enfoncement relatif de la Moselle)

Tableau 3.1. Equations utilisées et règles appliquées pour les simulations.

3.2 Calibration de l'équation de l'incision fluviale

Pour réaliser les simulations avec GOLEM, il faut maintenant calibrer les paramètres des équations. Dans la littérature, de nombreux travaux cherchant à estimer la valeur des paramètres de l'équation d'incision (K_b , m_b et n_b) ont été réalisés (Allen and Densmore, 2000; Kirkby, 1971; Kooi and Beaumont, 1996; Tucker and Whipple, 2002). Les méthodes les plus utilisées s'appuient sur l'analyse des relations de type « pente-aire drainée » (Flint, 1974; Lague, 2001; Perron and Royden, 2013; Wobus et al., 2006). Cette relation a été proposée pour la première fois en 1957 par Hack et a été confirmée par de nombreuses études (Crave et al., 2000; Flint, 1974; Ijjasz-Vasquez and Bras, 1995; Montgomery and Foufoula-Georgiou, 1993; Sklar and Dietrich, 1998; Snyder et al., 2000; Tarboton et al., 1989; Tarboton et al., 1991; Tucker and Bras, 1998; Willgoose, 1994) pour une grande variété de paysages (différents climats, différentes tectoniques, différentes tailles de bassin, différentes natures de roche, etc.). Cette relation est donnée par l'équation (2.8) :

$$S = k_c \cdot A^{-\theta}$$

Sous certaines hypothèses l'équation de l'incision du substratum rocheux (2.10) est équivalente à l'équation de Hack. A l'équilibre dynamique (i.e. l'incision « I » compense la surrection « U ») l'équation (2.10) s'écrit comme suit :

$$I = K_b \cdot A^{m_b} \cdot S^{n_b} = U \quad (3.1)$$

Pour U et K_b fixés on obtient bien l'équation (2.8) : Avec $\theta = (m_b/n_b)$ et $k_c = (U/K_b)$. Cette formule suppose implicitement que la surrection tectonique, l'incision du substratum et la lithologie sont homogènes. Ainsi, l'ajustement de la relation pente-aire drainée permet de déterminer le rapport m_b/n_b et K_b . Le diagramme pente-aire drainée peut être obtenu de deux manières différentes (Lague, 2001) :

- Dans la première, les mesures de pente sont effectuées sur la rivière principale d'un bassin versant. L'avantage de cette approche est que la quantité de données est faible, mais de bonne qualité (profils mesurés sur le terrain par exemple).

- Dans la seconde, les mesures sont extraites du MNT sur l'ensemble du bassin versant. Par conséquent, la faible qualité des données (qui dépend de la précision du MNT) est compensée par la quantité importante qui permet une approche statistique fiable.

Dans notre étude, nous avons testé les deux techniques. Dans le premier cas, les données sur le cours de la Moselle ont été mises en relation : les pentes sont calculées sur les cartes de l'I.G.N., les aires drainées sont tirées de la BD CARTHAGE. Dans le second cas, les données sont extraites d'un MNT (IGN) à 250m sur une partie du bassin de la Meuse et du bassin de la Moselle.

Nous présentons aussi dans cette partie une troisième approche de calibration qui :

- N'a pas besoin d'une hypothèse d'équilibre (dynamique),
- Ne nécessite pas la connaissance de la vitesse de surrection tectonique,
- Et s'appuie des données de terrasse.

La méthode prend en compte la composante temporelle en intégrant des informations supplémentaires. La vitesse d'incision de la rivière est estimée à partir des données de terrasses datées (ici elle n'est pas supposée égale à la vitesse de surrection tectonique).

3.2.1 Relation pente-aire drainée sur le cours de la Moselle

Les données de la pente et de l'aire drainée du cours de la Moselle ont été reportées sur un diagramme bi-logarithmique (figure 3.12). L'ajustement des paramètres k_c et θ pour une incision de 70m/Ma conduit à $\theta = 0.588$ et $K_b = 2.23 \cdot 10^{-7}$ (voir figure 3.12). La valeur de la surrection tectonique moyenne a été tirée du rapport ANDRA (ANDRA, 2008), elle est de 70m/Ma.

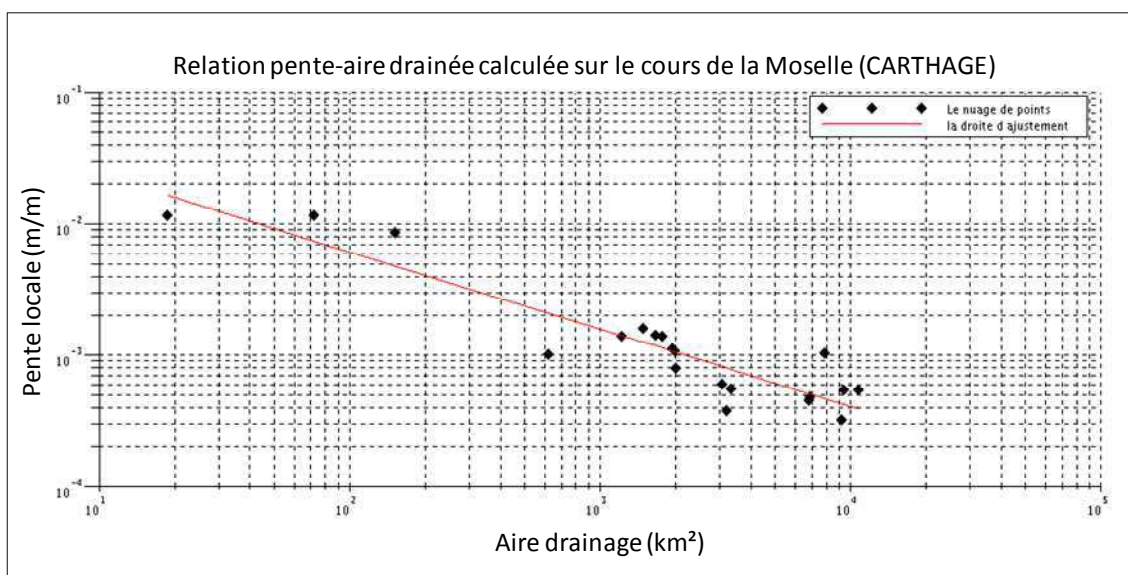


Figure 3.12. Diagramme pente-aire drainée sur le cours de la Moselle.

3.2.2 Relation pente-aire drainée sur le MNT

La pente et l'aire drainée ont été extraites en chaque point du MNT à 250m à l'aide de l'algorithme D8 (ArcGIS). Le calcul a été effectué sur les points dont l'aire drainée est supérieure à 1km² et ensuite reportés sur un diagramme bi-logarithmique (figure 3.13). Le résultat montre une très large dispersion (points en noir). Pour réduire cette dispersion, nous avons calculé la moyenne arithmétique des pentes sur des intervalles d'aire drainée constants en dimension logarithmique (points en vert). L'ajustement des paramètres k_c et θ de l'équation (3.1) sur les valeurs moyennes de S et A (point en vert de la figure 3.13) et pour une incision de 30m/Ma conduit à des valeurs de θ et de K_b , respectivement de 0.472 et de $2.86 \cdot 10^{-6}$.

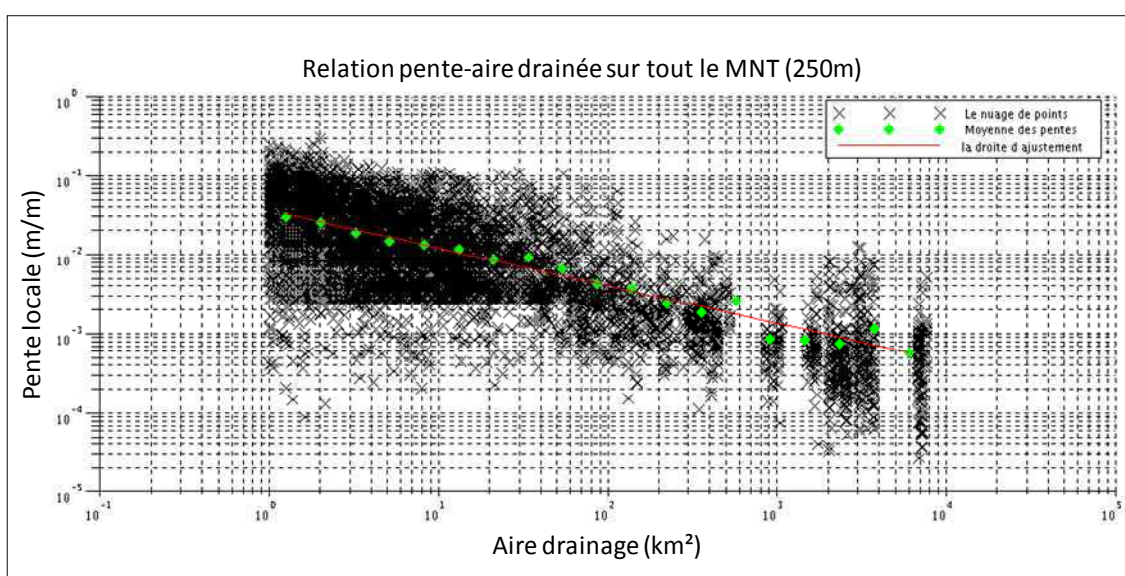


Figure 3.13. Diagramme pente-aire drainée calculé sur le MNT de région étudiée.

L'utilisation de la relation pente-aire drainée présente un certain nombre de limitations. Lague (Lague, 2001) a montré dans sa thèse que cette relation est sensible aux changements d'échelles et aux bruits de mesures que peuvent contenir les MNT. La dispersion importante des données ne permet pas de caler facilement la loi, le passage par la moyenne est obligatoire.

3.2.3 Relation pente-aire drainée à partir des terrasses

La méthode prend en compte la composante temporelle en intégrant des informations supplémentaires. Les vitesses d'incision locales de la rivière sont estimées à partir des données de terrasses datées (elles ne sont pas supposées homogènes). Nous commençons dans cette section par présenter le principe de l'approche, que nous appliquerons par la suite sur notre région d'étude. Nous comparerons à la fin les résultats obtenus à ceux obtenus par les approches classiques.

3.2.3.1 Principe de l'approche

L'approche développée fonctionne comme suit :

- i. A partir des terrasses datées on estime les vitesses d'incision locales moyennes pour les points où les données sont disponibles (figure 3.14).
- ii. A partir du profil longitudinal actuel, on calcule la pente et l'aire drainée pour les points dont les terrasses sont connues (figure 3.14).
- iii. La connaissance de la pente et de l'aire drainée, ainsi que les vitesses d'incision pour ces points nous permettent de résoudre le système d'équation suivant :

$$\begin{cases} I_{p1} = -K_b \cdot A_{p1}^{m_b} \cdot S_{p1} \\ I_{p2} = -K_b \cdot A_{p2}^{m_b} \cdot S_{p2} \\ \dots \\ I_{pN} = -K_b \cdot A_{pN}^{m_b} \cdot S_{pN} \end{cases} \quad (3.3)$$

Avec I_{pi} la vitesse d'incision moyenne locale pour le point i estimée à partir des terrasses, A_{pi} et S_{pi} représentent respectivement la pente et l'aire drainée au point i .

Le système d'équations donné par (3.3) peut être résolu de deux manières différentes :

- i. Soit en résolvant analytiquement pour 2 points sur le profil.
- ii. Soit en minimisant un critère des moindres carrés sur N points ($N > 2$);

Dans le premier cas le système à résoudre est :

$$\begin{cases} I_1 = -K_1 \cdot A_1^{m_b} \cdot S_1 \\ I_2 = -K_2 \cdot A_2^{m_b} \cdot S_2 \end{cases}$$

Avec I le taux d'incision ($U \cdot \partial z / \partial t$) et « 1 » et « 2 » les indices des 2 points. La résolution de ce système d'équations donne :

$$m_b = \log \left(\frac{I_1 \cdot S_2}{I_2 \cdot S_1} \right) / \log \left(\frac{A_1}{A_2} \right) \quad (3.4)$$

$$K_b = \frac{-I_1}{A_1^{m_b} \cdot S_1} \quad (3.5)$$

Dans le second cas, le système à résoudre est :

$$A\vec{x} = \vec{b} \quad (3.6)$$

Avec :

$$A = \begin{pmatrix} 1 & \log(A_1) & \log(S_1) \\ 1 & \log(A_2) & \log(S_2) \\ \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot \\ 1 & \log(A_N) & \log(S_N) \end{pmatrix}, \quad \bar{x} = \begin{pmatrix} \log(K_b) \\ m_b \\ 1 \end{pmatrix} \text{ et } \bar{b} = \begin{pmatrix} \log(-I_1) \\ \log(-I_1) \\ \cdot \\ \cdot \\ \log(-I_N) \end{pmatrix}$$

La méthode des moindres carrés consiste à minimiser la norme de l'erreur donnée par :

$$\bar{r} = \bar{b} - A\bar{x}$$

La norme du vecteur r est minimum si et seulement si le vecteur x satisfait les équations normales suivantes :

$$(A^T A)\bar{x} = A^T \bar{b} \quad (3.7)$$

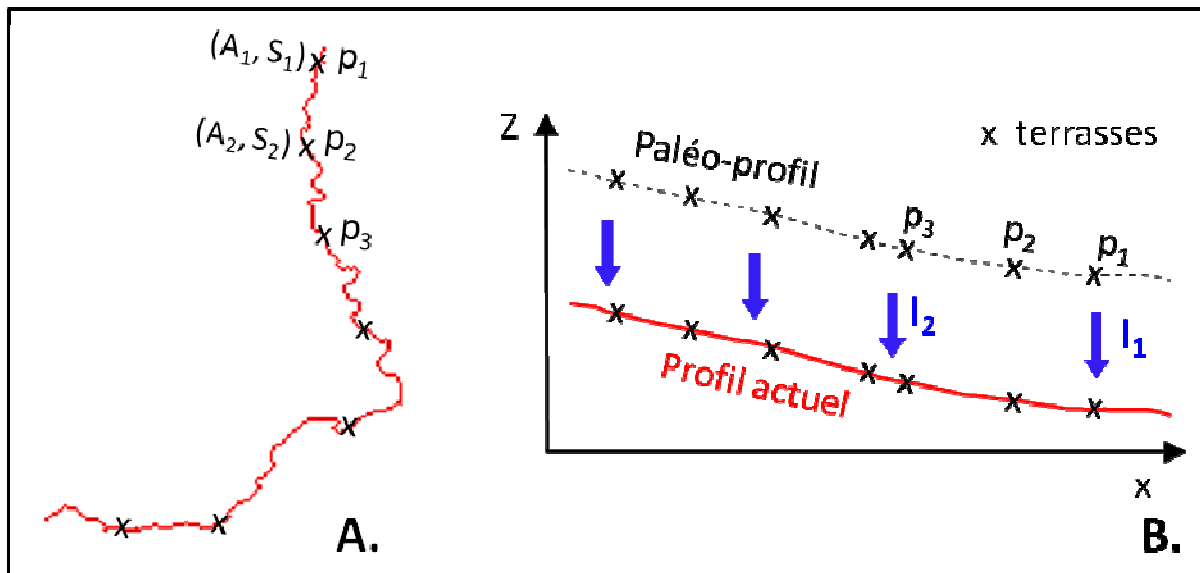


Figure 3.14. Principe de l'approche de calibration de l'équation d'incision du substratum rocheux à partir des données des terrasses. A. Tracé XY d'un cours d'eau. B. Profil longitudinal correspondant au tracé.

3.2.3.2 Application sur la Moselle

Les données de terrasse ont permis de déterminer les vitesses d'incision de la Moselle. Par conséquent, si l'on considère que le cours de la Moselle continue de s'enfoncer avec ces vitesses, on peut résoudre analytiquement le système d'équations en prenant seulement deux points sur profil de la Moselle. Les points choisis se situent à proximité de Tonnoy (point A sur la figure 3.26) à l'aval, et à l'amont au niveau de Yutz (point G sur la figure 3.26). Le premier point représente « l'exutoire » de la Moselle sur le MNT le deuxième correspond à « l'entrée » de la Moselle sur le MNT. Les données sont résumées dans le tableau 3.9. Les valeurs de la pente et de l'aire drainée données dans le tableau 3.9 ont été tirées de la base de

données CARTHAGE. Les valeurs extraites du MNT IGN avec ArcGIS sont presque identiques (erreur <5% pour la pente et <1% pour l'aire drainée).

Point	TONNOY	YUTZ
Vitesse d'incision (m/Ma)	-70.1	-68.9
Pente (%)	0.038	0.06
Aire drainage (km ²)	7800	2000

Tableau 3.9. Les données pour l'ajustement des paramètres.

En remplaçant avec les valeurs numériques données dans le tableau 3.9 dans les équations (3.4) et (3.5), on trouve que $m_b = 0.335$ et $K_b = 88.19 \cdot 10^{-6}$.

La résolution de l'équation (3.7) pour 10 points sur profil de la Moselle (A et S tirées de CARTHAGE) donne $m_b = 0.371$ et $K_b = 75.3610^{-6}$. Ces valeurs restent proches de celles obtenues par la résolution analytique.

Les valeurs obtenues de m_b par la nouvelle approche sont différentes de celles obtenues par les méthodes pente-aire drainée (rappel $m_b=0.588$ et $m_b=0.472$ pour $I=70\text{m/Ma}$, tableau 3.5).

3.3 Calibration de l'équation de la diffusion sur les versants

De nombreuses approches de calibration du coefficient de la diffusivité (K_d) ont été proposées dans la littérature (Anderson, 2002; Carson and Kirkby, 1972; Gabet, 2000; Kirkby, 1971; Martin and Church, 1997; Roering et al., 1999). Nous présentons dans cette partie les deux approches les plus citées. Ces dernières ont été établies par Roering et ses collaborateurs (Roering et al., 1999) pour la calibration de l'équation de la diffusion non-linéaire (2.16). Nous avons appliqué ces mêmes principes pour la détermination du coefficient de la diffusivité K_d . Les deux méthodes s'appuient sur un critère de minimisation d'une fonctionnelle.

Dans la première approche, dite de « divergence de flux de sédiments », la fonction à minimiser est définie par la différence entre un taux d'érosion moyen à long terme mesuré (C_0) et le taux d'érosion défini par l'équation (2.15). La fonction « objectif » est donnée par la formule suivante :

$$F_{obj} = \sum_{i=1}^N \left[C_0^i - K_d \cdot \frac{\partial^2 Z_i}{\partial x^2} \right] \quad (3.8)$$

Avec N le nombre de points et C_0^i et Z_i sont respectivement le taux d'érosion et l'altitude du point i . Si C_0 est constant et uniforme (identique pour tous les points), alors la minimisation de la fonction F_{obj} revient à calculer une valeur de K_d assurant une courbure constante ($r = C_0/K_d$) pour chaque point. Par conséquent, le coefficient de la diffusivité K_d peut être déterminé avec la formule suivante :

$$K_d = \frac{C_0}{\langle r \rangle}$$

Avec $\langle r \rangle$ la courbure moyenne.

Dans la seconde approche, la calibration ne se fait pas sur l'ensemble des points situés sur le versant, comme le préconise l'approche de divergence de flux de sédiments, mais seulement sur la frontière avec le cours d'eau. C'est-à-dire, on minimise le flux de sédiments sur la limite du bassin pour que le taux d'érosion ponctuel donné par le modèle soit égal au taux de dénudation imposé (C_0). A l'équilibre, le flux de sédiments volumique par unité de longueur pour chaque point est donné par la relation suivante (Roering et al., 1999) :

$$q_s = C_0 \cdot \frac{A}{b} \quad (3.9)$$

Avec A/b l'aire drainée par unité de longueur de contour. Le rapport A/b peut être extrait directement à partir du MNT. L'unité de longueur de contour (b) peut être considérée comme la longueur de la maille (Roering et al., 1999). La méthode a été appliquée pour la première fois (Roering et al., 1999) sur un MNT avec une précision de 5m (figure 3.15). Le graphique de la figure 3.15 montre que le rapport A/b augmente proportionnellement avec la pente. Cela correspond à l'hypothèse de base, où un point avec une grande aire drainée doit évacuer un flux de sédiments important (équation 3.9). On remarque aussi que le rapport A/b décroît avec la pente pour les points dont l'aire drainée est très grande (points gris de la figure 3.15). Ces points représentent les fonds de vallées et ne doivent pas être pris en compte pour l'ajustement.

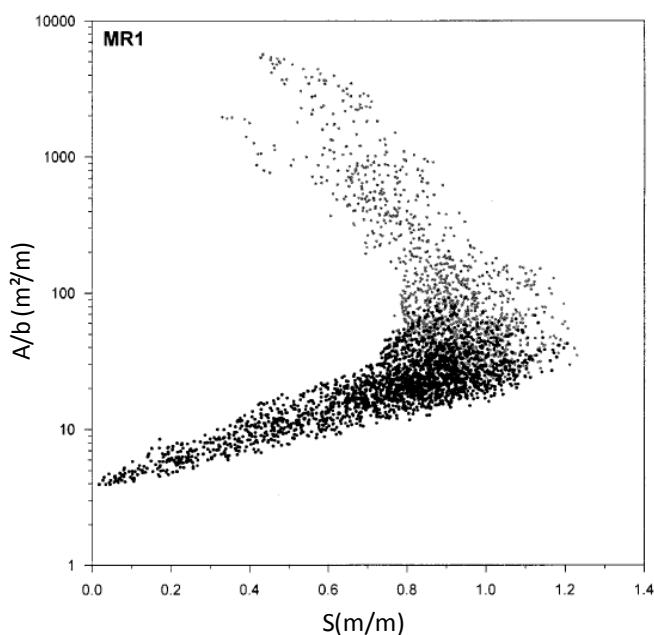


Figure 3.15. Graphique représentant la relation entre l'aire par unité de longueur de contour (A/b) et la pente (S) pour les chaînes côtières de l'Oregon (tirée de (Roering et al., 1999)). Les points en noir représentent la partie versant et les points en gris représentent la partie rivière.

Les deux approches présentées ont été appliquées sur la région d'étude choisie. Nous avons supposé que le taux de dénudation moyen pour le bassin de la Meuse (C_0) est égal à 20m/Ma. Cette valeur représente le taux d'érosion moyen dans le monde et correspond aussi au taux de dénudation moyen dans l'Europe pour un climat chaud tempéré (Campy and Macaire, 2004).

La calibration a été réalisée sur 15 zones rectangulaires différentes de 1km² (figure 3.16). Ces zones sont réparties sur 3 types d'affleurements « d'érodabilité » croissante (figure 3.16) : les zones d'affleurement du calcaire (notées de SBV₁ à SBV₅), les zones intermédiaires (de SBV₆ à SBV₁₀), et les affleurements marneux (de SBV₁₁ à SBV₁₅). La répartition des zones a été choisie afin de mettre en évidence l'impact de la nature des roches sur le coefficient de diffusivité K_d . Les paramètres ajustés par les deux approches pour les 15 zones sont donnés dans les tableaux 3.2 et 3.3.

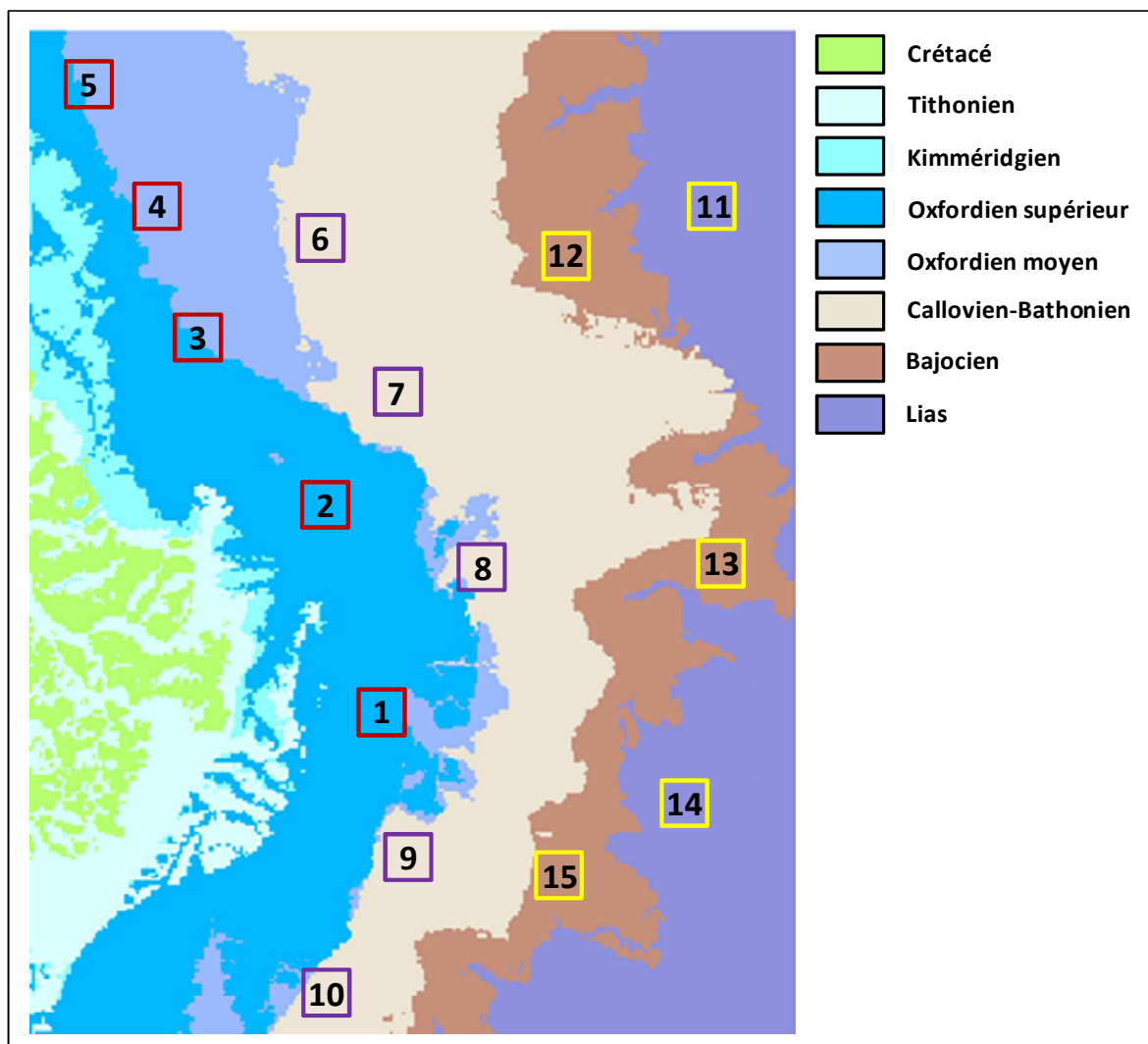


Figure 3.16. Zones choisies pour la calibration du coefficient de diffusivité K_d (MNT 25m). Les rectangles rouges, mauves et jaunes représentent respectivement les zones d'affleurement du calcaire, argileux-marneux et marneux.

Dans la première approche, le calcul de la courbure a été réalisé par algorithme de la plus grande pente (D8). Le tableau 3.2 donne les résultats obtenus. Les valeurs de K_d pour les différentes zones choisies sont cohérentes avec la nature des roches qui domine chacune des zones. La valeur de K_d pour les SBV₁₋₅ est la plus faible, ce qui correspond à la lithologie la moins sensible à l'érosion (calcaire). Quant à la valeur de K_d pour les SBV₁₁₋₁₅ elle est la plus grande, ce qui correspond à la lithologie la plus molle (marne). La valeur de K_d pour les SBV₆₋₁₀ correspond aux cas intermédiaires.

Les rapports obtenus entre les trois lithologies choisies est de 1.26 entre calcaire/Callovo-Oxfordien et de 2.11 entre Callovo-Oxfordien/marne. Ces résultats montrent suggèrent qu'une lithologie dure (calcaire) s'érode trois fois plus lentement qu'une lithologie molle (marne). La valeur moyenne de K_d pour l'ensemble des zones choisies est de $14.78 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{an}$.

Sites	K_d (m ² /an)	Sites	K_d (m ² /an)	Sites	K_d (m ² /an)
SBV1	$06.64 \cdot 10^{-4}$	SBV6	$17.32 \cdot 10^{-4}$	SBV11	$19.12 \cdot 10^{-4}$
SBV2	$07.39 \cdot 10^{-4}$	SBV7	$15.90 \cdot 10^{-4}$	SBV12	$22.71 \cdot 10^{-4}$
SBV3	$08.88 \cdot 10^{-4}$	SBV8	$17.50 \cdot 10^{-4}$	SBV13	$18.86 \cdot 10^{-4}$
SBV4	$07.60 \cdot 10^{-4}$	SBV9	$16.86 \cdot 10^{-4}$	SBV14	$19.05 \cdot 10^{-4}$
SBV5	$08.14 \cdot 10^{-4}$	SBV10	$14.23 \cdot 10^{-4}$	SBV15	$21.63 \cdot 10^{-4}$
K_d (moy)	$07.73 \pm 0.83 \cdot 10^{-4}$	K_d (moy)	$16.36 \pm 1.34 \cdot 10^{-4}$	K_d (moy)	$20.27 \pm 1.77 \cdot 10^{-4}$

Tableau 3.2. Valeurs de K_d obtenues avec l'approche de divergence de flux de sédiments.

Dans la seconde approche, l'ajustement se fait en posant l'égalité entre le flux de sédiments prédit par l'équation linéaire (2.15) et l'équation (3.9). Ainsi, on obtient :

$$C_0 \cdot \frac{A}{b} = K_d \cdot \frac{\partial Z}{\partial x} \quad (3.10)$$

Si on trace sur le même graphique la pente en fonction de l'aire drainée par unité de longueur de contour (équation 3.10), la pente de la droite représente K_d/C_0 .

Nous avons appliqué cette approche sur les 15 zones choisies (figure 3.16). La pente et l'aire drainée ont été calculées sur un MNT (25m) avec le logiciel ArcGIS (algorithme D8). Le diagramme pente-aire drainée par unité de longueur de contour pour SBV₁ est illustré dans la figure 3.17. Le calcul à été réduit aux mailles dont l'aire drainée est inférieure à huit cellules. Cela permet d'avoir des résultats plus robustes en prenant en compte seulement les cellules appartenant au versant. Les valeurs de K_d sont données dans le tableau 3.3.

Les résultats de la seconde approche donnent un rapport de 3.29 entre calcaire/Callovo-Oxfordien et de 1.64 entre Callovo-Oxfordien/marne. Par conséquent, une lithologie dure (calcaire) quatre fois plus résistante à l'érosion qu'une lithologie molle (marne). La valeur moyenne de K_d pour l'ensemble des sous-bassins versants est de $17.23 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{an}$.

Sites	K_d (m^2/an)	Sites	K_d (m^2/an)	Sites	K_d (m^2/an)
SBV1	$10.94 \cdot 10^{-4}$	SBV6	$15.91 \cdot 10^{-4}$	SBV11	$40.65 \cdot 10^{-4}$
SBV2	$08.31 \cdot 10^{-4}$	SBV7	$25.14 \cdot 10^{-4}$	SBV12	$28.16 \cdot 10^{-4}$
SBV3	$11.01 \cdot 10^{-4}$	SBV8	$14.67 \cdot 10^{-4}$	SBV13	$18.86 \cdot 10^{-4}$
SBV4	$17.44 \cdot 10^{-4}$	SBV9	$20.54 \cdot 10^{-4}$	SBV14	$39.45 \cdot 10^{-4}$
SBV5	$06.75 \cdot 10^{-4}$	SBV10	$13.58 \cdot 10^{-4}$	SBV15	$37.14 \cdot 10^{-4}$
K_d (moy)	$10.89 \pm 4.08 \cdot 10^{-4}$	K_d (moy)	$17.96 \pm 4.80 \cdot 10^{-4}$	K_d (moy)	$35.85 \pm 9.22 \cdot 10^{-4}$

Tableau 3.3. Valeurs de K_d obtenues avec l'approche pente-aire drainée par unité de longueur de contour.

Les deux approches présentées donnent des valeurs comparables pour K_d ($K_{d1} = 14.78m^2/an$ et $K_{d2} = 17.23m^2/an$). Elles supposent que la topographie est en pseudo-équilibre ; i.e. tous les points du paysage s'enfoncent avec la même vitesse imposée (C_0). Nous utilisons par la suite pour les simulations une valeur de $K_d = 16 \cdot 10^{-4} m^2/an$. Cette valeur correspond à la moyenne arithmétique des valeurs de K_d obtenues par les deux approches présentées.

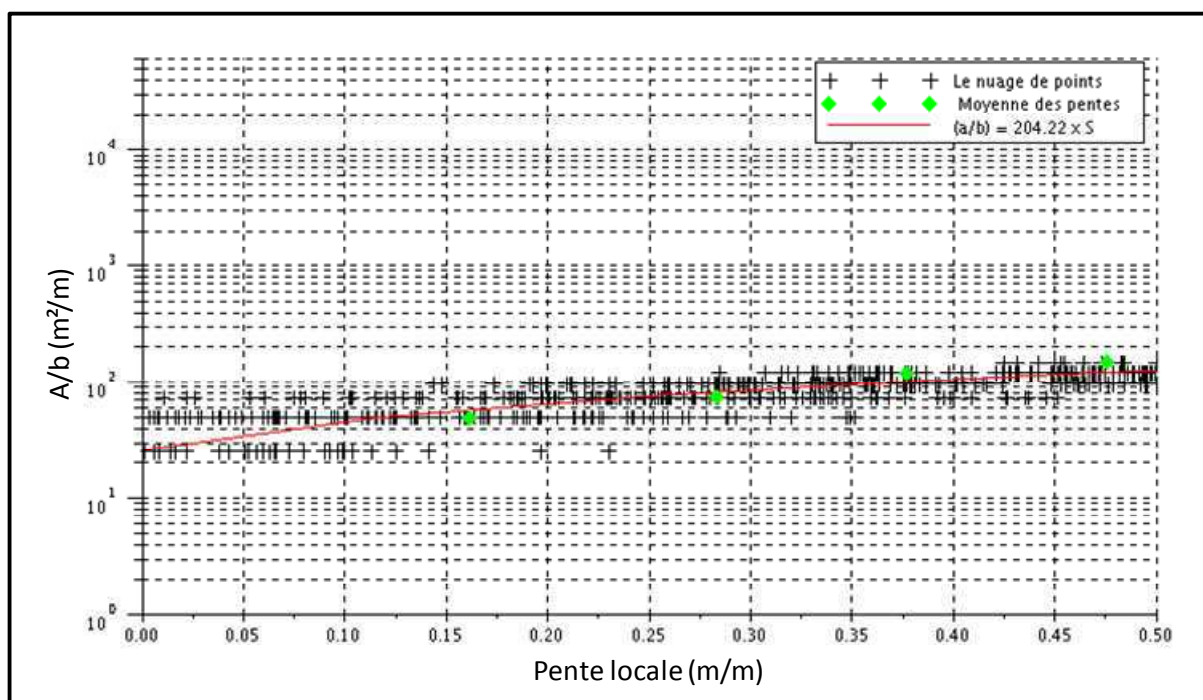


Figure 3.17. Diagramme pente-aire drainée par unité de longueur de contour pour SBV1. La courbe en rouge représente la droite d'ajustement par la méthode de régression sur les points noirs. Les points verts représentent les moyennes arithmétiques des pentes pour une aire drainée fixe. Les valeurs ont été calculées sur un MNT de 25m ; la plus faible valeur du rapport A/b est de 25m.

3.4 Calibration du seuil de la formation des chenaux

Dans cette partie nous présenterons la démarche générale à suivre pour calibrer le seuil de formation des chenaux donné par l'équation (2.18).

$$A \cdot S^{n_{ci}} > T_{ci}$$

Dans la littérature, l'ajustement des paramètres de cette équation (T_{ci} et n_{ci}) est réalisé à l'aide de la relation pente-aire drainée (Howard, 1994; Ijjasz-Vasquez and Bras, 1995; Montgomery and Dietrich, 1988; Montgomery and Dietrich, 1994; Odoni, 2007; Orlandini et al., 2011; Passalacqua et al., 2010; Tarolli and Dalla Fontana, 2009; Willgoose et al., 1991a; Willgoose et al., 1991b). Mais cette fois-ci le calcul de la pente et de l'aire drainée se fait seulement sur les zones représentant les têtes de vallées. Les valeurs de n_{ci} données dans la littérature sont comprises entre 0 et 2. Si $n_{ci} = 0$, la transition versant/rivière revient à fixer un seuil pour l'aire drainée (O'Callaghan and Mark, 1984; Temme et al., 2006).

Un algorithme qui permet d'extraire automatiquement les têtes de vallées à partir d'un MNT a été proposé par Howard (Howard, 1994) et repris par Odoni (Odoni, 2007). Ce dernier, s'appuie sur l'algorithme de la plus grande pente (D8) pour calculer les pentes et les aires drainées pour tous les points de la grille. Les cellules où coïncident une forte pente et une aire drainée importante sont considérées comme des zones de transition rivière/versant (i.e. tête de vallée). Cet algorithme nécessite un seuillage sur la pente et sur l'aire drainée pour pouvoir déterminer les zones de coïncidence. Cette approche fait souvent appel à un traitement manuel pour valider les points identifiés. Une fois tous les points déterminés et validés, l'ajustement se fait par la méthode de régression.

Pour notre cas d'application, les pentes et les aires drainées ont été calculées avec l'algorithme D8 sur un MNT de 250m. Les têtes de vallées ont été localisées en appliquant la méthode présentée dans la thèse d'Odoni (Odoni, 2007). Sur les 217 points identifiés, seuls trente points correspondent « réellement » à des têtes de rivières (localisés manuellement sur une carte). Les valeurs de la pente et de l'aire drainée pour les 30 points sont fournies dans le tableau 3.4. Ce dernier montre que les valeurs de pentes pour les têtes de rivières sont comprises entre 0.012 et 0.249. Quant à leurs aires drainées, elles varient entre 0.625 km² (dix cellules) et 1.312 km² (21 cellules).

Le diagramme pente-aire drainée des points du tableau 3.4 est illustré dans la figure 3.18. L'ajustement de T_{ci} et n_{ci} de l'équation (2.18) à partir des points de la figure 3.18 conduit à $T_{ci} = 0.440$ (km²) et $n_{ci} = 0.253$.

Pts	S (m/m)	A (m ²)	Pts	S (m/m)	A (km ²)	Pts	S (m/m)	A (km ²)
1	0.032	1.000	11	0.016	1.250	21	0.016	1.187
2	0.031	1.062	12	0.016	1.312	22	0.096	0.750
3	0.048	1.000	13	0.020	1.187	23	0.092	0.812
4	0.036	1.062	14	0.076	0.812	24	0.084	0.875
5	0.033	1.062	15	0.028	1.062	25	0.025	1.062
6	0.016	1.312	16	0.028	1.062	26	0.036	1.000
7	0.020	1.312	17	0.045	1.000	27	0.050	0.875
8	0.096	0.812	18	0.028	1.000	28	0.028	1.187
9	0.248	0.625	19	0.012	1.250	29	0.040	1.000
10	0.016	1.312	20	0.019	1.125	30	0.045	1.000

Tableau 3.4. Pente et aire drainée pour les zones représentant des « vraies » têtes de rivières. A, S et Pts désignent respectivement l'aire drainée, la pente et le numéro de la tête de vallée.

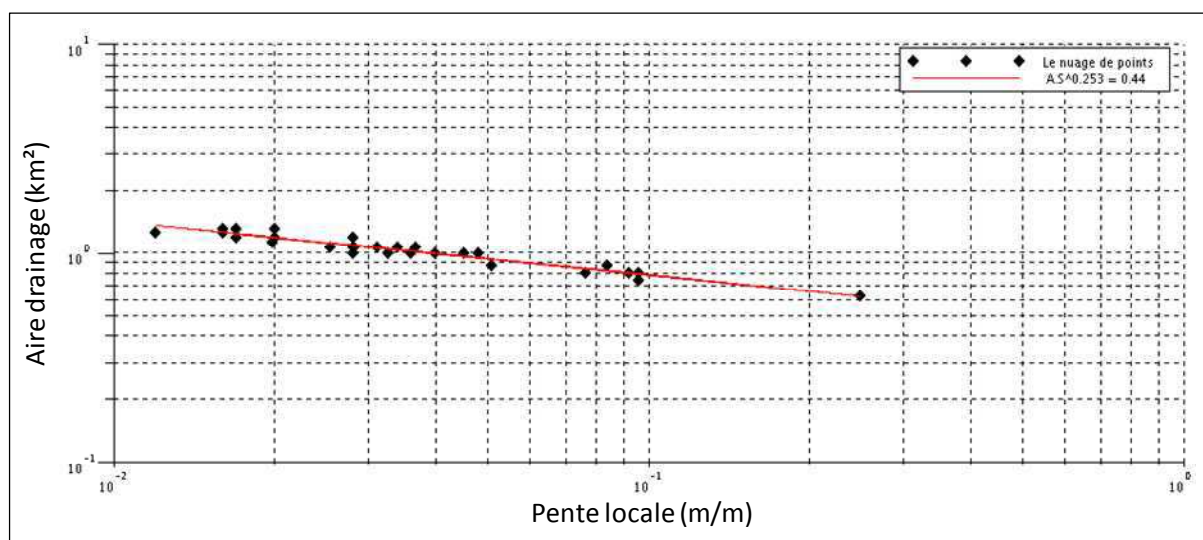


Figure 3.18. Diagramme pente-aire drainée pour les têtes de rivières (MNT 250m).

3.5 Insuffisance des méthodes classiques de calibration

Dans cette partie nous discuterons les résultats de simulations avec les paramètres calibrés. Le tableau 3.5 résume les valeurs des paramètres obtenus par les méthodes de calibration classiques pour notre région d'étude. Nous rappelons que :

- L'équation de la diffusion (2.15) est calibrée en adaptant les méthodes proposées par Roering (Roering et al., 1999),
- l'équation du seuil de formation des chenaux (2.18) est calibrée en utilisant l'approche présentée par Odoni (Odoni, 2007),

- L'équation de l'incision (2.10) est calibrée par :
 - la méthode pente-aire drainée sur le cours de la Moselle à partir de la BD CARTHAGE (colonne 2 du tableau 3.5) ;
 - la méthode pente-aire drainée sur le MNT 250m (colonne 3 du tableau 3.5).
 - la méthode pente-drainée à partir des terrasses (colonne 4 du tableau 3.5)

Les valeurs obtenues (tableau 3.5) sont cohérentes avec celles utilisées dans la littérature (Leyland and Darby, 2009; Odoni, 2007; Tucker and Slingerland, 1997).

Paramètres	Valeurs		
	BD CARTHAGE	MNT I.G.N	TERRASSES
m_b	0.588	0.472	0.335
n_b	1	1	1
K_b	$2.23 \cdot 10^{-7}$	$2.26 \cdot 10^{-6}$	$88.19 \cdot 10^{-6}$
K_d	$16 \cdot 10^{-4}$	$16 \cdot 10^{-4}$	$16 \cdot 10^{-4}$
n_{ci}	0.253	0.253	0.253
T_{ci}	$0.440 \cdot 10^6$	$0.440 \cdot 10^6$	$0.440 \cdot 10^6$

Tableau 3.5. Liste des paramètres calibrés (les unités sont en mètre et an).

Les résultats obtenus avec les jeux de paramètres (colonnes 2 et 3 du tableau 3.5) montrent qu'aucune capture ne se produit pendant toute la durée de simulation (10Ma). En revanche, les résultats obtenus pour la simulation avec les paramètres calibrés avec la troisième approche ($m_b=0.335$ et $K_b=88.19 \cdot 10^{-6}$) donnent une capture de l'Aroffe par la Bouvade après 2.25Ma mais pas de capture de la Meuse par l'Ingressin ni par le Rupt-de-Mad. Ces résultats ne semblent pas réalistes comparés aux prédictions données par les géologues (Le Roux and Harmand, 1998) qui suggèrent une capture de la Meuse par un affluent de la Moselle dans les prochaines dizaines de milliers d'années. Cependant, ils donnent des résultats meilleurs que ceux obtenus par les approches classiques, où aucune capture ne s'est produite.

Si on admet cela, nous pouvons suggérer que

- soit le modèle d'évolution des paysages (detachment-limited) choisi n'est pas adapté pour l'étude du phénomène des captures,
- soit les valeurs des paramètres utilisées dans les simulations sont inappropriées,
- Soit d'autres processus plus complexes doivent être intégrés dans le modèle, tels que les processus karstiques ou peut-être même l'avulsion de la Meuse.

Nous allons d'abord montrer que les équations du modèle «detachment-limited» peuvent être utilisées pour étudier le problème des captures des rivières. Nous confirmons dans la partie

suivante (section 4), que l'on peut trouver des valeurs (des paramètres) qui donnent des simulations réalistes des captures.

La figure 3.19 illustre, sur un profil 1D, les équations intégrées dans le modèle « detachment-limited » de GOLEM. Les équations montrent que la connaissance de la pente et de l'aire drainée en chaque point du profil permet de localiser spatialement la tête de vallée (point B de la figure 3.19). Ainsi, toute variation sur la pente ou/et sur l'aire drainée induit une variation de la position de cette tête de vallée : une augmentation (diminution) de la pente ou de l'aire drainée induit un avancement vers l'amont (recul vers l'aval) de la tête de vallée. Par conséquent, un enfoncement de la rivière pirate (A-B) et/ou une augmentation de l'aire drainée (provoquée par une aggradation de la vallée de la rivière piratée par exemple (point C) favorisent le mécanisme de progression.

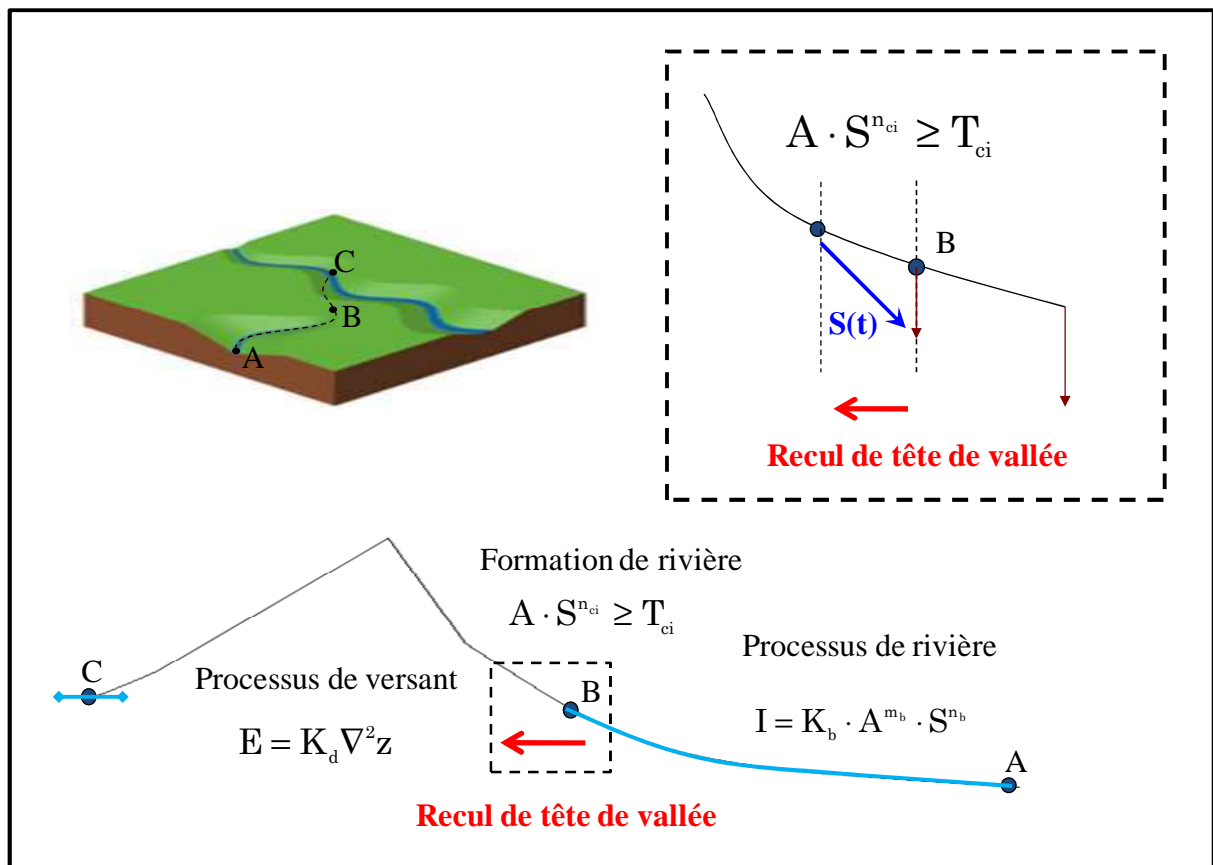


Figure 3.19. Principe de modélisation des captures par rivière pirate par le modèle detachment-limited. L'érosion des versants est donnée par l'équation de diffusion (2.15), l'incision fluviale est donnée par l'équation d'advection (2.10) et l'équation du seuil de formation des chenaux est donnée par l'équation (2.18).

4 Etude de sensibilité paramétrique

Nous avons suggéré dans la section précédente que l'insuffisance des résultats obtenus peut être liée aux valeurs des paramètres calés par les approches classiques. Comme nous l'avons vu, la calibration des paramètres physiques de GOLEM est difficile et les méthodes présentées dans la littérature sont discutables puisqu'elles s'appuient sur l'hypothèse du pseudo-équilibre (i.e. aucune variabilité temporelle n'est prise en compte). Or, nous savons que cette hypothèse n'est pas compatible avec le scénario d'évolution fixé. La méthode de calibration de l'incision basée sur les données de terrasses donne aussi des résultats insuffisants. Pour ces raisons, nous proposons dans cette section une nouvelle méthodologie pour conduire une analyse de sensibilité paramétrique. Elle permet de contourner les difficultés de calibration et d'explorer l'ensemble des évolutions possibles (réalistes ou pas). L'objectif est ici de localiser les captures potentielles et leurs enchaînements en fonction des paramètres de GOLEM.

4.1 Démarche Méthodologique

Comme nous l'avons présenté dans la section 4 du chapitre 2, il existe de nombreuses méthodes d'analyse de sensibilité (Pandya, 2009). Le choix de la méthode de sensibilité est généralement guidé d'un côté par la dimension de l'espace de solution à explorer (nombre de paramètres et leurs types) et d'un autre côté par le temps de calcul pour la simulation du modèle (coût). Dans notre étude, nous avons opté pour une méthode globale. Cette approche est très couteuse en temps de calcul mais permet à la fois d'estimer la contribution de chaque paramètre à la variance des sorties, et d'étudier leur interaction.

Nous rappelons que deux objectifs sont visés dans cette section : le premier est d'évaluer le réalisme des modèles classiques (via GOLEM) pour la modélisation des captures par rivière pirate et le second d'estimer les différentes captures potentielles de la Meuse par la Moselle sur le prochain million d'années. L'analyse de sensibilité permet de répondre aux questions suivantes : *Où peuvent se localiser les captures potentielles dans le bassin de la Meuse ? Et dans quel ordre chronologique ?*

La méthodologie développée comprend trois étapes :

- le choix de l'intervalle des plages de variations pour les paramètres d'entrée (valeur minimum, valeur maximum) et la génération des échantillons (jeux de paramètres),
- les simulations et l'analyse des résultats pour chaque échantillon généré.
- la détermination et le regroupement des schémas d'évolutions possibles en fonction des valeurs des paramètres et l'identification des paramètres les plus influents.

4.2 Paramètres d'entrée et échantillonnage

L'étude de sensibilité est réalisée sur les paramètres des équations (2.10), (2.15) et (2.18). La première équation intègre trois paramètres (K_b , m_b et n_b) et décrit les processus fluviaux. La seconde équation intègre un seul paramètre K_d et décrit les processus des versants. La dernière équation décrit le seuil de formation des chenaux et intègre deux paramètres (n_{ci} et T_{ci}).

Dans une étude de sensibilité, la première étape consiste à déterminer les valeurs des plages de variation des paramètres du modèle. Pour cela, plusieurs sources d'informations peuvent être mises à contribution (bases de données d'essais, avis d'experts, etc.). Odoni (Odoni, 2007) dans sa thèse établit une synthèse bibliographique (issue de 23 références dont les dates s'étalent de 1964 à 2000) des différentes valeurs des paramètres disponibles dans la littérature (colonne 3 du tableau 3.6). Ces valeurs ont été établies pour une grande variété de climats et de lithologies. Ainsi, les valeurs pour n'importe quelle configuration climatique et géologique sont probablement contenues dans ces intervalles (Odoni, 2007).

La seconde étape, consiste à discrétiser ces domaines. Dans la littérature, deux techniques sont utilisées (Petelet, 2007) : l'échantillonnage aléatoire (Monte-Carlo, etc.) et l'échantillonnage déterministe (uniforme, logarithmique, etc.).

- Echantillonnage aléatoire : les N jeux de variables d'entrée sont tirés aléatoirement indépendamment les uns des autres. Par conséquent, un nombre important d'échantillons est nécessaire pour obtenir une précision satisfaisante des statistiques associées au comportement global.
- Echantillonnage déterministe : les N jeux de variables d'entrée sont répartis « uniformément » sur toute l'étendue du domaine.

Pour notre étude, nous avons opté pour une loi déterministe pseudo-régulière (colonne 4 du tableau 3.6), afin d'avoir une couverture sur tout l'espace des solutions. Toutes les combinaisons possibles des paramètres ont été testées.

1. Processus	2. Paramètres	3. Plage de variation	4. Paramètre échantillonné
Versants	K_d	$[10^{-5} - 1]$	$\{10^{-5}, 10^{-4}, 10^{-3}, 10^{-2}, 10^{-1}, 1\}$
	K_b	$[10^{-5} - 0.1]$	$\{10^{-5}, 10^{-4}, 10^{-3}, 10^{-2}, 0.1\}$
Rivière	m_b	$[0.25 - 2]$	$\{0.25, 0.5, 1, 1.5, 2\}$
	n_b	$[0.25 - 2]$	$\{0.25, 0.5, 1, 1.5, 2\}$
Seuil	n_{ci}	$[0.2 - 5]$	$\{0.2, 0.5, 1, 2.5, 5\}$
	T_{ci}	$[0.05 - 1] \cdot 10^6$	$\{0.05, 0.1, 0.5, 1\} \cdot 10^6$

Tableau 3.6. Plages de variation des paramètres de GOLEM et leurs échantillonnages avec une méthode déterministe pseudo-régulière (les unités sont en mètre et an).

4.3 Gestion et traitement des données (et des résultats)

La loi d'échantillonnage choisie donne 15000 combinaisons possibles. Ainsi, pour explorer toutes ces combinaisons, 15000 simulations sont nécessaires. La génération des données ainsi que l'analyse des résultats ne peuvent être réalisées au cas par cas ; l'automatisation des traitements est indispensable. Nous allons décrire brièvement la technique que nous avons mise en œuvre. Elle est simple et peut être appliquée à d'autres logiciels que GOLEM. Les fichiers de données ont été ventilés dans une structure arborescente de six niveaux (un par paramètre) : les 15000 feuilles de l'arbre correspondant à chaque cas. Chaque répertoire « feuille » contient le code source « golem.c », le MNT initial « mnt_initial.txt » et un fichier contenant les paramètres de contrôle « parametres.txt ». La différence entre les répertoires réside dans le fichier « parametres.txt » puisque seules les valeurs des paramètres varient d'une simulation à une autre. La génération de l'arborescence et des données contenues dans les fichiers « parametres.txt » a été réalisée à l'aide d'un programme sous SCILAB et n'a pris que quelques minutes d'exécution.

Les simulations ont été réalisées sur un serveur DELL sous linux avec huit processeurs, ce qui permet de lancer plusieurs centaines de simulations en même temps. La durée d'une simulation varie de 30 secondes (valeurs faibles des paramètres K_d , m_b , n_b et K_b) jusqu'à tente jours (valeurs élevées des paramètres K_d , m_b , n_b et K_b). La durée d'une simulation est directement liée au choix du pas d'intégration numérique ; ce dernier est calculé automatiquement (GOLEM modifié) afin d'assurer la stabilité du schéma numérique (théorème de Lax). Les 15000 simulations ont nécessité environ trois mois de calcul.

Le traitement des résultats obtenus a aussi été réalisé avec une méthode automatique. Dans notre étude, nous nous sommes focalisés sur la détection des lieux de captures et leur enchaînement chronologique. L'aire totale drainée sur le MNT est constante mais sa répartition aux exutoires (sur les bords du MNT) peut changer au gré des captures. Une capture de la Meuse et de l'Ornain par la Moselle se traduit par une diminution de l'aire drainée dans les deux premiers bassins et une augmentation à l'exutoire (du MNT) pour le dernier.

Une fois les captures confirmées pour une simulation donnée, nous procédons à la localisation spatiale et à l'analyse chronologique des captures. Pour cela, nous mesurons toujours la variation de l'aire drainée mais cette fois-ci aux points de confluences des rivières bénéficiaires avec tous ses affluents (les points sont notés dans la figure 3.2 : A1...A5 pour une capture au détriment de la Meuse et A6 pour une capture au détriment de l'Ornain). La capture d'un affluent provoque la diminution de l'aire drainée à son point de confluence A_i et à tous les points se trouvant à son aval. Par conséquent, pour localiser une capture, il suffit

de détecter à un instant donné les variations des aires drainées des points de confluence, et l'endroit de capture correspond à celui qui se trouve le plus en amont.

Si plusieurs variations d'aires drainées sont observées pour le même point, cela signifie que plusieurs captures ont eu lieu. Ainsi, le nombre de captures est donné par le nombre de variations de l'aire drainée du point le plus en aval. Et l'ordre chronologique dans lequel une capture s'est produite est donnée par le nombre de variations de l'aire drainée de son point de confluence avec la rivière bénéficiaire (la Moselle pour notre cas).

4.4 Localisation des captures

Les résultats montrent, qu'à l'exception de 27% des simulations où aucune capture n'est observée (paramètres d'érosion très faible), plusieurs captures se déclenchent. Elles sont localisées sur quatre sites dans le bassin de la Meuse et le bassin de l'Ornain (figure 3.20). Il s'agit de:

1. La capture de l'Aroffe par la Bouvade (62%);
2. La capture de la Meuse par l'Ingressin au val de l'Âne (48%);
3. La capture de la Meuse par le Rupt-de-Mad via le Pinceron (55%).
4. La capture de l'Ornain par la Meholle (40%).

Ces captures seront notées C1, C2, C3 et C4 respectivement.

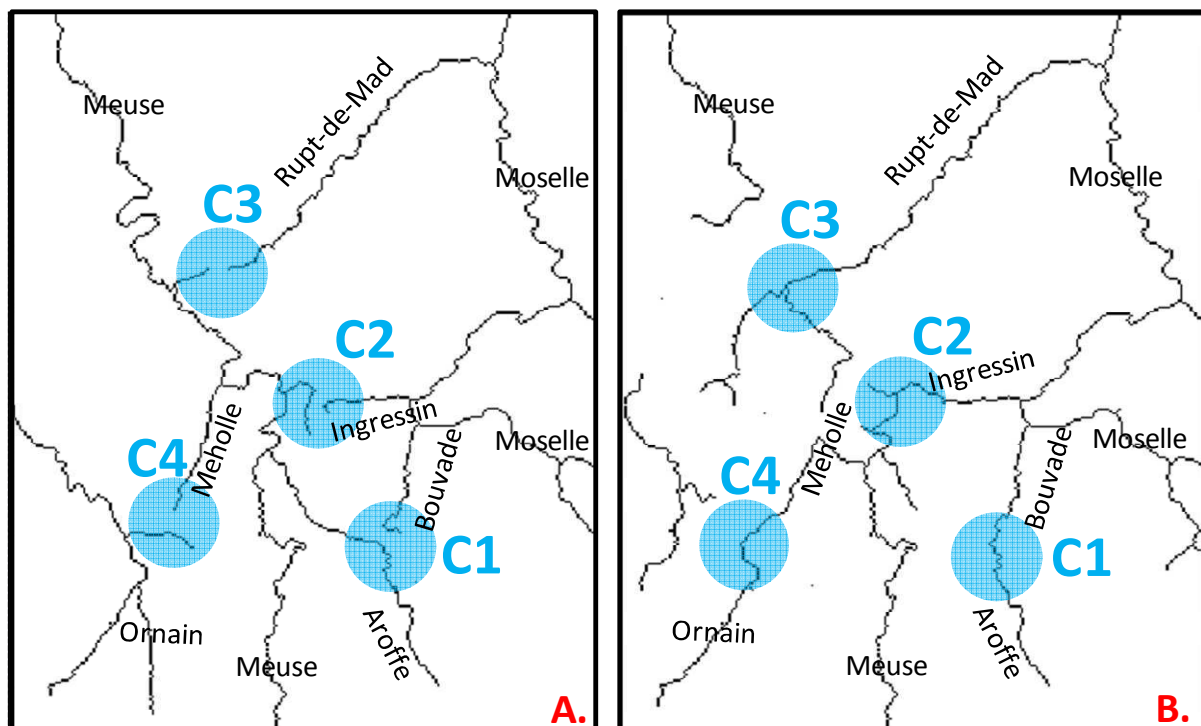


Figure 3.20. Zones de captures. A. Réseau hydrographique initial extrait du MNT (ante-captures). B. Réseau hydrographique final extrait du MNT (post-captures).

4.4.1 Capture de l'Aroffe par la Bouvade (C1)

La capture de l'Aroffe par la Bouvade semble se confirmer par certains indices sur le terrain : la Bouvade marque un coude à 180° (à Barisey-la-côte) (figure 3.21) correspondant à un probable détournement d'un affluent de l'Aroffe : le ruisseau des Naux. Cette capture est déjà suggérée par Blache (Blache, 1943) et n'est pas infirmée aujourd'hui (Kientz, 2010). De plus, le sous-tirage karstique fait déjà disparaître le cours moyen de l'Aroffe (de Gémonville à Barisey-au-plain) au profit du bassin de la Moselle (Wherli, 1996). Le dénivelé entre Barisey et Toul atteint 80m pour une distance d'une vingtaine de kilomètres seulement.

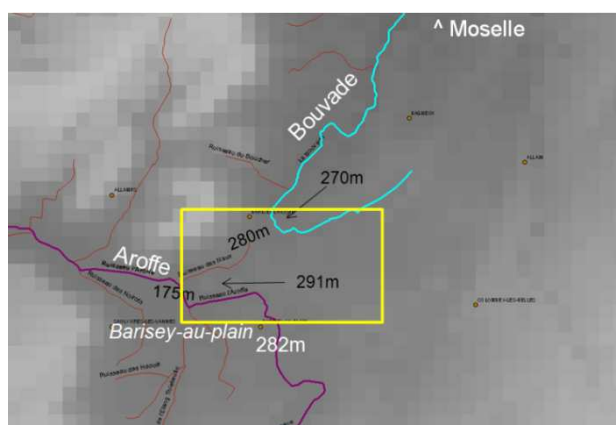


Figure 3.21. Zone de capture de l'Aroffe par la Bouvade (les tracés sont tirés de la BD CARTHAGE).

4.4.2 Capture de la Meuse par l'Ingressin (C2)

La capture de la Meuse au val de l'Âne montrerait une continuité historique puisqu'il y a seulement 300ka la Moselle se faisait déjà capturer par un affluent de la Meurthe. Le dénivelé entre Pagny-sur-Meuse et Toul est actuellement de 35m pour une distance d'une vingtaine de kilomètres.

4.4.3 Capture de la Meuse par le Rupt-de-Mad (C3)

La capture de la Meuse pourrait avoir lieu au niveau du village de Mecrin ou de celui de Boncourt-sur-Meuse (Meuse à 225m) en passant par la vallée du Béquillon : longue de 13km et étonnement large. Les bassins de la Meuse et de la Moselle s'interpénètrent mais la capture ne peut avoir lieu sans un abaissement significatif du Rupt-de-Mad. Notons aussi la présence d'une faille importante orientée est-ouest.

4.4.4 Capture de l'Ornain par la Meholle (C4)

Pour la capture de l'Ornain, la Meholle va au plus court (5km) et érode un versant d'actuellement a 100 m de dénivélé en suivant le tracé du canal de la Marne au Rhin qui passe par le tunnel de Mauvages. La présence du canal semble confirmer un point de jonction possible entre les deux bassins.

4.5 Chronologie des captures

Les résultats des simulations montrent que les captures peuvent s'enchaîner ou s'exclure. La synthèse des résultats a permis de les classer selon trois schémas notés respectivement S1, S2 et S3 :

- Le schéma 1 : où, sur les 10 Ma (durée de simulation), les captures s'enchaînent dans les ordres suivants : (C1, C2), (C1, C2, C3) ou (C1, C2, C3, C4) (voir figure 3.22.A).
- Le schéma 2 : où, sur les 10 Ma (durée de simulation), les captures s'enchaînent dans les ordres suivants : (C3) ou (C3, C4) (voir figure 3.22.B).
- Le schéma 3 : où, sur les 10 Ma (durée de simulation), les captures s'enchaînent dans les ordres suivants : (C1, C3) ou (C1, C3, C4) (voir figure 3.22.C).

L'incision de la Moselle se propage en remontant son cours sur lequel se trouve d'abord le point de confluence avec le Rupt-de-Mad, puis celui de l'Ingressin et enfin celui de la Bouvade.

La capture de la Meuse par le Rupt (C3) est donc observée dans les 3 schémas. On note cependant qu'elle reste toujours postérieure aux captures (C1) et (C2). Autrement dit, quand elle se produit en premier, elle exclut, de par sa position sur le cours de la Moselle, les deux captures provoquées par les rivières en amont. En effet, la capture par le Rupt-de-Mad a comme première conséquence l'enfoncement de la Meuse et de tous ses affluents à l'amont de Boncourt-sur-Meuse (XY=8377,24276) ainsi que des versants de son bassin, privant de ce fait la Bouvade et l'Ingressin de leur avantage.

La Meholle n'étant qu'à une vingtaine de kilomètres de Boncourt-sur-Meuse, l'incision de la Meuse se propage rapidement, provoquant la capture de l'Ornain dans les 3 schémas.

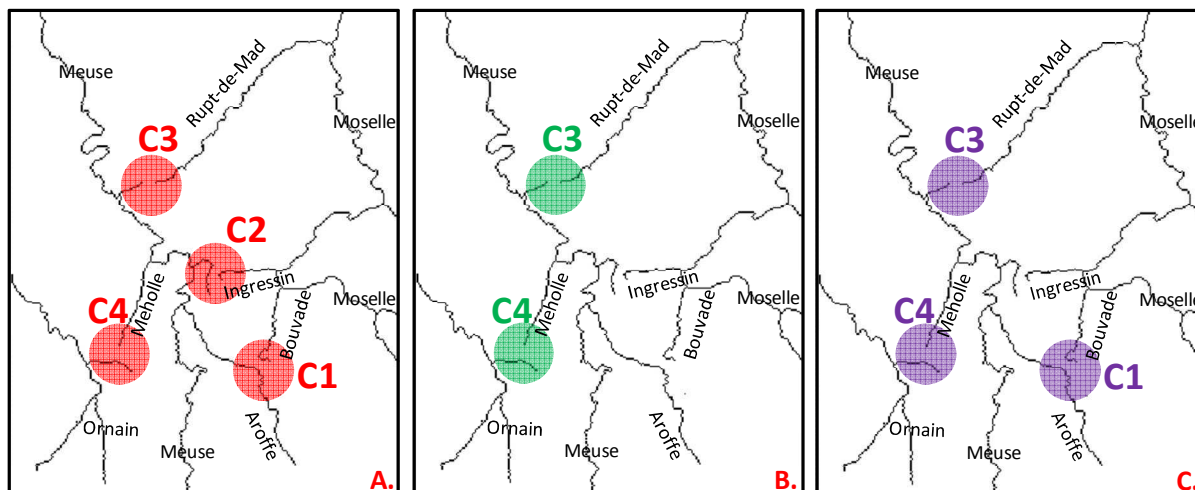


Figure 3.22. Réorganisation du réseau hydrographique dans le bassin de la Meuse. A. Scenario S1. B. Scenario S2. C. Scenario S3.

4.6 Influence des paramètres sur les schémas d'évolution

Une analyse approfondie des résultats de simulation a permis d'évaluer l'impact de la variation des paramètres. Nous avons d'abord isolé les paramètres les plus influents. Les résultats sont présentés sous forme d'un histogramme dans la figure 3.23. Ils montrent que le choix du schéma d'évolution est sensible à seulement trois paramètres (K_d , m_b et n_b). Cependant, les effets d'interaction entre paramètres (influences conjointes) ne peuvent pas être identifiés à partir de l'histogramme. Pour cela, nous avons évalué pour chaque schéma, la relation entre toutes les combinaisons possibles entre les paramètres (K_d , m_b et n_b). La synthèse est présentée d'abord sous forme d'un arbre (figure 3.24) qui montre que :

- S1 n'est possible que si le rapport de $m_b/n_b < 1$.
- Les autres schémas ne sont possibles que si $m_b/n_b > 1$;
 - S2 si $K_d < 0.1 \text{ m}^2/\text{an}$.
 - sinon S3.
- K_b , n_{ci} , T_{ci} n'ont pas d'impact sur le type de schéma.

Afin de confirmer les résultats obtenus dans les figures 3.23 et 3.24 ; c'est-à-dire l'influence conjointe des paramètres de GOLEM sur les schémas d'évolution, nous traçons dans le même graphique (figure 3.25) les valeurs de n_b/m_b et de K_d correspondant à chaque schéma d'évolution (bleu pour S1, rouge pour S2 et vert pour S3). Physiquement, m_b/n_b décrit l'indice de concavité de la rivière à l'équilibre (noté θ) et K_d décrit la vitesse avec laquelle les versants s'érodent. Ce graphique permet de déterminer le schéma d'évolution futur dans le bassin de la Meuse sur 10 millions d'années une fois les paramètres du modèle déterminés et

cela avant que la simulation ne soit exécutée. Nous rappelons que ces résultats ne sont valables que dans le cadre de nos hypothèses.

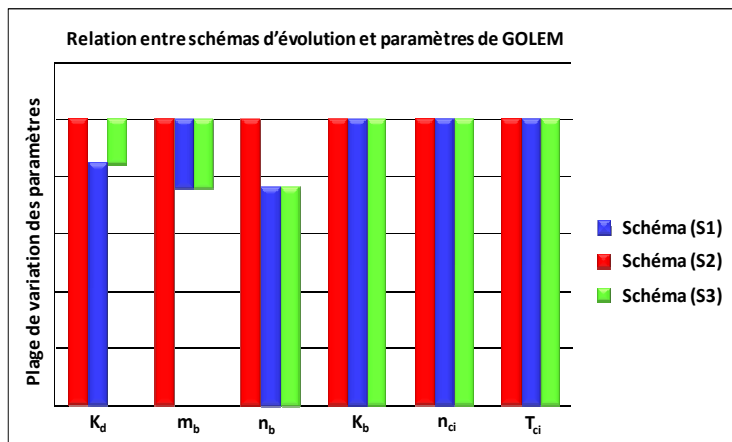


Figure 3.23. Sensibilité des schémas d'évolution aux valeurs des paramètres d'entrée.

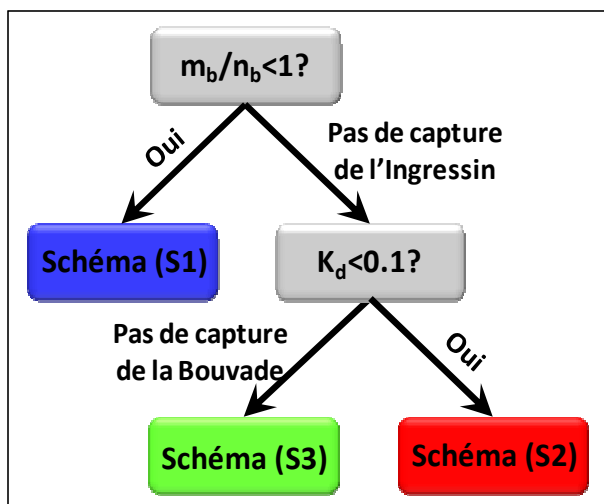


Figure 3.24. Représentation arborescente des schémas d'évolution.

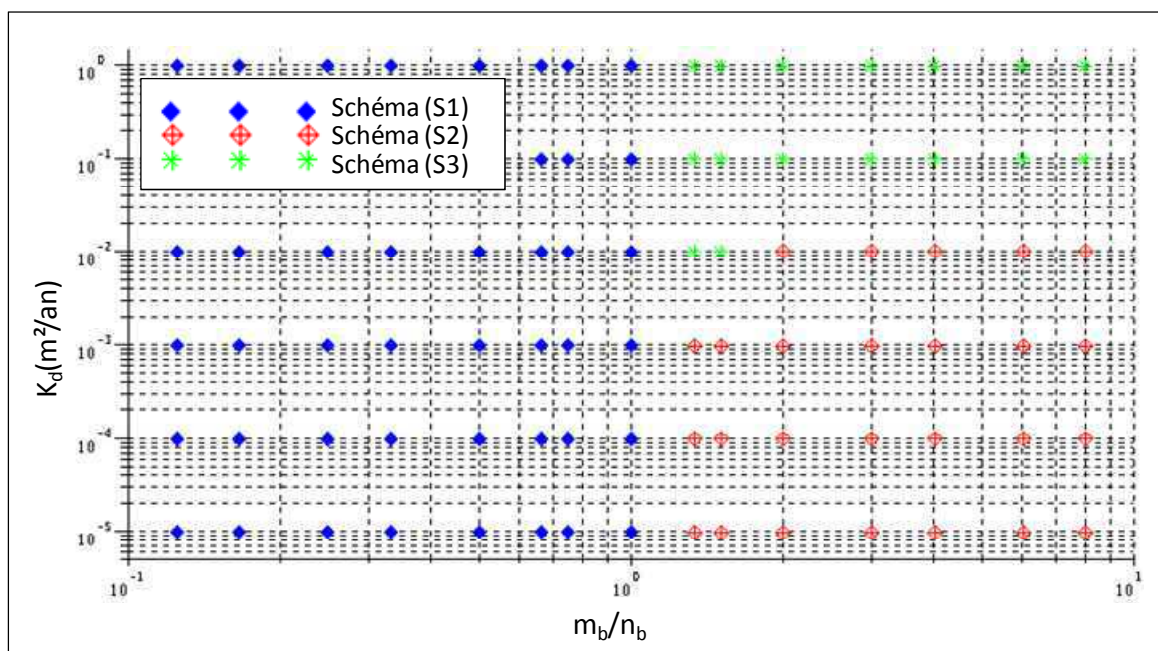


Figure 3.25. Schémas d'évolution en fonction de m_b/n_b et K_d .

Afin de mieux comprendre l'impact des paramètres sur les différents schémas, nous avons suivi l'évolution de l'altitude du tronçon contenant les points de confluence de la Moselle avec les trois rivières pirates (A-D de la figure 3.27) et l'évolution de l'interfluve entre la Bouvade et l'Aroffe (E-F de la figure 3.27). Pour cela, nous avons réalisé quatre simulations avec quatre jeux de paramètres différents (voir tableau 3.7). Dans le tableau 3.7, les valeurs des paramètres de la simulation 1 et 2 conduisent à une évolution selon le schéma 1 ($m_b/n_b = 0.5$) et celles de 3 et 4 conduisent respectivement aux schémas 2 ($m_b/n_b = 1.2$ et $K_d = 0.01$) et 3 ($m_b/n_b = 1.2$ et $K_d = 1$).

Paramètres	Valeurs			
	Simulation 1	Simulation 2	Simulation 3	Simulation 4
m_b	0.5	0.5	1.2	1.2
n_b	1	1	1	1
K_b	10^{-6}	10^{-6}	10^{-6}	10^{-6}
K_d	10^{-2}	1	10^{-2}	1
n_{ci}	0.253	0.253	0.253	0.253
T_{ci}	$0.440 \cdot 10^5$	$0.440 \cdot 10^5$	$0.440 \cdot 10^5$	$0.440 \cdot 10^5$

Tableau 3.7. Liste des paramètres (les unités sont en mètres et en années).

L'évolution du tronçon A-D (figure 3.27) est contrôlée exclusivement par l'équation de l'incision (2.10) puisque ce dernier est situé sur le cours de la Moselle. Par conséquent, les résultats de la simulation 1 (respectivement 3) donnent des résultats similaires à ceux de la simulation 2 (respectivement 4) puisque les valeurs de K_b , m_b et n_b sont identiques.

La condition à la limite imposée pour notre scénario d'évolution : l'enfoncement de l'exutoire de la Moselle (avec une vitesse de 70m/Ma), se propage vers l'amont et conditionne l'enfoncement de ses affluents : le Rupt-de-Mad, l'Ingressin et la Bouvade entre autres. Cette propagation varie en fonction des caractéristiques inhérentes à la rivière : son indice de concavité ($\theta = m_b/n_b$). La comparaison entre les résultats de la simulation 1 (ou 2) et de la simulation 3 (ou 4) montrent que (figure 3.26.1 et tableau 3.8) pour :

- $m_b/n_b = 0.5$ (i.e. pour les simulations 1 et 2), l'enfoncement est presque identique sur tout le profil de la Moselle (profil rouge de la figure 3.26.1). Par conséquent, l'incision de la vallée en amont favorise l'avancée des têtes de vallées de l'Ingressin et de la Bouvade qui provoquent les captures C1 et C2 (S1).
- $m_b/n_b = 1.2$ (i.e. pour les simulations 3 et 4), l'abaissement décroît fortement vers l'amont de la Moselle (profil bleu de la figure 3.26.1). La capture de la Meuse par le Rupt-de-Mad se produit donc en premier, inhibant celle par l'Ingressin.

Ainsi, moins la rivière est concave plus l'évolution en amont est rapide, à l'extrême : si $\theta=0$ le profil de la rivière est une droite (d'après l'équation de Hack : 2.8) dont l'enfoncement de l'exutoire se propage instantanément vers l'amont. A l'inverse, plus la rivière est concave, moins l'enfoncement se propage. Ce constat suppose que θ est une caractéristique de la rivière invariante dans le temps, du moins sur les périodes considérées.

Les figures 3.26.2 et 3.26.3 illustrent respectivement l'évolution de l'interfluve entre la Bouvade et l'Aroffe (E-F) pour $K_d = 0.01$ et $K_d = 1$. Nous remarquerons d'abord que l'interfluve entre la Bouvade et l'Aroffe n'a que 6m de dénivelé. Pour une valeur de $K_d = 0.01$, l'érosion des versants est influencée par l'enfoncement de la Bouvade (figure 3.26.2). Cependant, pour une valeur de $K_d = 1$ l'érosion de l'interfluve est rapide et par conséquent la capture de l'Aroffe par la Bouvade se déclenche indépendamment de l'incision fluviale (figure 3.26.3). Dans la figure 3.26.3 l'interfluve évolue jusqu'à 0.25Ma car la capture a lieu à 0.255Ma pour S1 et 0.260 pour S2 (et S3). Les deux âges sont presque identiques, ce qui montre que la capture est contrôlée exclusivement par l'érosion des versants.

Régions	Vitesse d'enfoncement (m/Ma)	
	S1	S2 et S3
Exutoire MNT	70	70
Rupt-de-Mad	69.88	66.22
Ingressin	69.71	24.76
Bouvade	69.71	24.13

Tableau 3.8. Vitesse d'enfoncement des points de confluence de la Moselle avec les rivières pirates pour les 3 schémas.

Nous pouvons synthétiser les résultats en deux points :

- i. l'augmentation de la concavité de la rivière favorise les captures amont. Dans notre cas, pour $\theta > 1$, la capture par le Rupt-de-Mad se déclenche en premier et inhibe systématiquement celle par l'Ingressin et dans certains cas, celle par la Bouvade,
- ii. L'augmentation de K_d peut favoriser les captures dans les régions présentant un interfluve de faible dénivelé. Dans notre cas, pour $K_d > 0.1 \text{ m}^2/\text{an}$, la capture de l'Aroffe par la Bouvade se déclenche indépendamment des processus fluviaux.

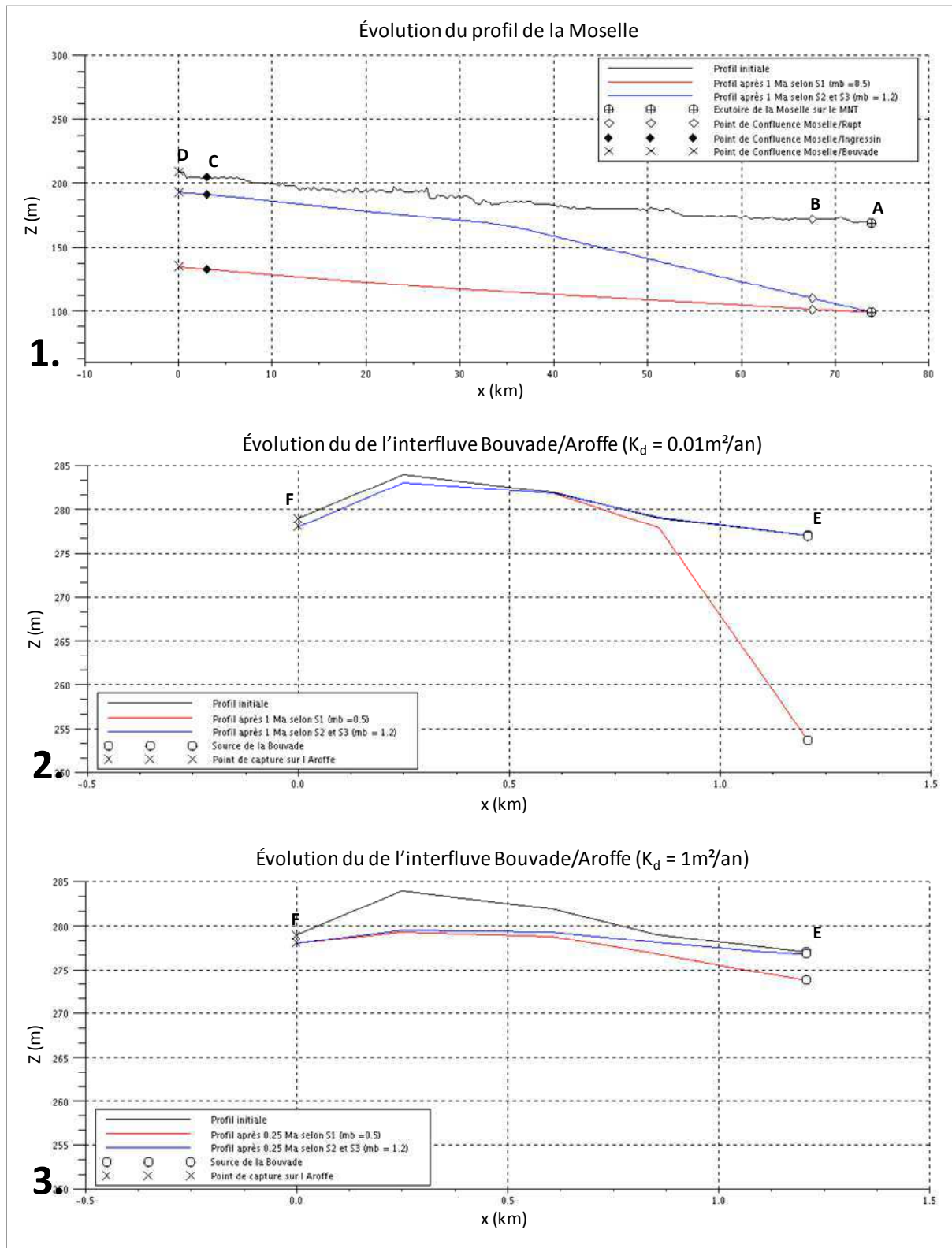


Figure 3.26. Illustration des schémas d'évolution. Les points A, B, C, D, E et F sont dans la figure 3.27.

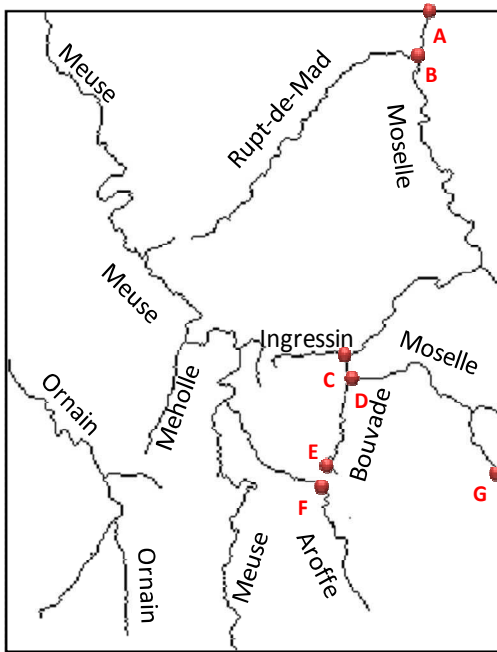


Figure 3.27. Les points illustrés dans la figure 3.26. A : Point exutoire de la Moselle à la limite du MNT. B : Point de confluence avec le Rupt-de-Mad. C : Point de confluence avec l’Ingressin (Toul). D : Point de confluence avec la Bouvade. E : Tête de vallée de la Bouvade. F : Point de capture sur la Meholle. G : Point d’entrée de la Moselle sur le MNT (Yutz).

4.7 Prise en compte de la lithologie

Dans l’étude de sensibilité, la lithologie est supposée homogène en tous les points de l’espace. En réalité l’alternance des marnes et des calcaires à l’affleurement a une grande importance et s’observe directement dans le paysage ; les côtes sont bien visibles dans notre région d’étude (figure 3.3 et 3.4).

Si l’on veut envisager des simulations plus réalistes dans cette région il faut adapter les paramètres en fonction de la lithologie à l’affleurement et du pendage des couches. Sur la région, nous avons défini trois grandes familles de couches dont le comportement à l’érosion est sensiblement différent : une famille de couches résistantes dites « dures » (calcaires), une famille de couches facilement érodables dites « molles » (marnes) et une famille de couches ayant un comportement intermédiaire dites « moyennes » (figure 3.28). Le pendage des couches étant très faible ($\sim 1^\circ$), une érosion même limitée de la topographie modifie fortement la répartition des lithologies à l’affleurement. Pour pouvoir mettre à jour l’affleurement nous avons construit un modèle 3D à partir du modèle hydrogéologique 3D de l’ANDRA (ANDRA, 2012). Les modifications que nous avons apportées à GOLEM permettent de prendre en compte une grille 3D stockant les caractéristiques (répartition des coefficients de simulation) lithologiques.

Une analyse de sensibilité sur les valeurs des paramètres lithologiques sur tout l’intervalle de valeurs « possibles » nécessiterait probablement beaucoup de temps et de travail inutile. Nous avons donc choisi de faire varier le coefficient d’érodabilité (K_b) d’un facteur de 1 à 100 entre la lithologie dure /molle et les autres paramètres sont donc arbitrairement supposés indépendants de la lithologie.

Précédemment nous avons montré par une étude de sensibilité paramétrique, que toutes les captures se déclenchent en quatre endroits possibles et selon trois schémas seulement. L'objectif ici est de voir si la prise en compte de l'hétérogénéité lithologique peut provoquer d'autres zones de captures ? Et si d'autres schémas peuvent apparaître ?

Les résultats des simulations montrent que les captures se situent toujours dans les endroits déjà localisées (figure 3.20) et leurs séquences dans le temps restent inchangées. Ces résultats s'expliquent probablement parce que les têtes de toutes les rivières pirates se situent dans le même type de couches (dure) (figure 3.28).

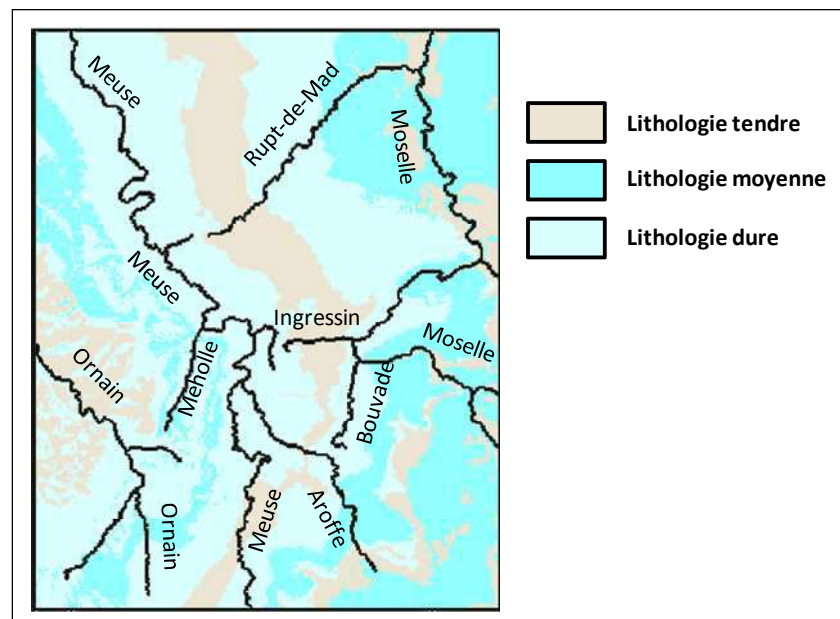


Figure 3.28. Carte simplifiée d'érodabilité à l'affleurement calculée du modèle 3D ANDRA.

5 Prise en compte d'autres processus

De nombreux processus n'ont pas été pris en compte. Les limitations de GOLEM et le coût des simulations nous amènent à développer un modèle 1D spécifique aux captures, intégrant les équations élémentaires utilisées (voir figure 3.19). Cette démarche repose sur l'hypothèse que le tracé emprunté (par la rivière pirate) pour la capture est bien identifié (figure 3.29). Nous sommes conscients que cette hypothèse est discutable, surtout dans le cas de processus karstiques souterrains bien localisés.

Le modèle 1D est présenté en annexe (Annexe 2). Le programme, développé sous SCILAB, a été validé par comparaison avec les résultats de GOLEM. Les simulations permettent de mieux suivre l'évolution des têtes de vallée comme le montre la figure 3.30.

Nous allons maintenant pouvoir estimer l'impact de l'avulsion de la Meuse et des processus karstiques évoqués précédemment.

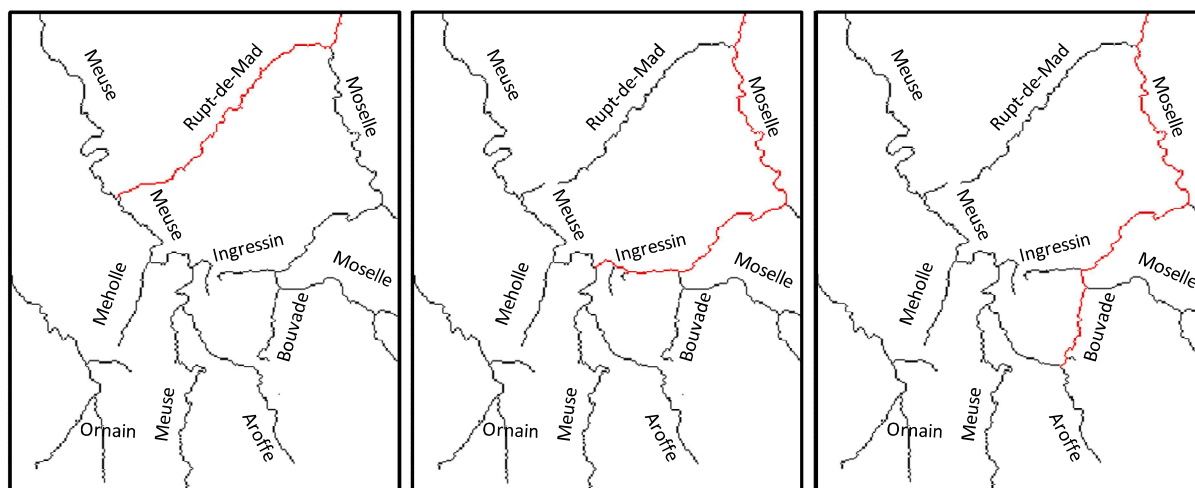


Figure 3.29. Chemins de captures extraits d'un MNT 250m avec GOLEM.

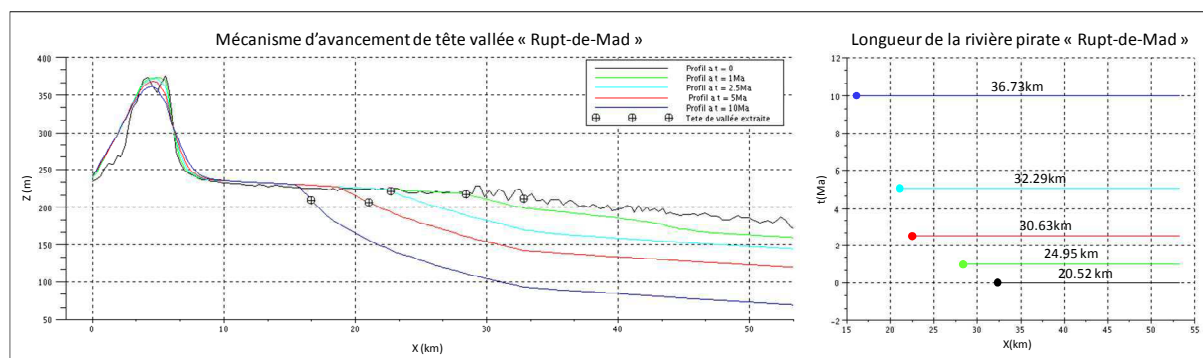


Figure 3.30. Avancement de la tête de vallée du Rupt-de-Mad.

5.1 Avulsion de la Meuse

Les données de forage de la BSS (BRGM) indiquent la présence d'une couche importante de sédiments dans la vallée de la Meuse (10 à 20m, voir la synthèse dans (ANDRA, 2012)). On peut envisager que la Meuse continue de remplir sa vallée avec une vitesse de 10m/Ma. Cette hypothèse, même si elle n'est pas réaliste (la quantité de sédiments disponible évolue dans le temps), permettra de quantifier l'impact de l'avulsion sur les captures. Les résultats d'évolution des trois profils sont présentés dans la figure A2.8 (dans Annexe 3). Le tableau 3.9 montre que les âges de captures baissent considérablement avec la prise en compte de l'avulsion de la Meuse : la capture de la Bouvade pourrait se produire avant 50ka. Cependant, une estimation de la vitesse de remplissage plus réaliste serait nécessaire pour conclure.

Lieux de capture	Rupt-de-Mad/Meuse	Ingressin/Meuse	Bouvade/Aroffe
Age (Ma)	>10	4.08	0.48

Tableau 3.9. Age des captures avec avulsion de la Meuse (10m/Ma)

5.2 Prise en compte du karst

Dans cette partie, nous souhaitons estimer en plus de l'avulsion, l'impact des processus karstiques sur les âges des captures. Nous nous limitons ici au détournement des écoulements par le réseau souterrain favorisant ensuite une capture en surface. Même si l'on suppose que les résurgences karstiques augmentent considérablement le débit de la rivière pirate (au détriment de la rivière piratée); les simulations réalisées en augmentant arbitrairement l'aire drainée dans le bassin pirate, montrent que l'impact sur l'âge des captures reste négligeable (voir annexe 3 pour les détails). Mais le karst fragilise aussi l'interfluve, ce que nous pouvons prendre en compte dans le modèle en augmentant localement la diffusivité des versants (K_d). Une multiplication de K_d par 10 réduit les âges de capture de 25% pour une capture par la Bouvade, de 40% pour une capture par l'Ingressin. Cependant, la capture par le Rupt-de-Mad reste toujours supérieure à 10Ma. Dans le cas extrême d'une multiplication par 1000, les âges sont divisés par 5 approximativement (voir tableau 3.10).

Lieux de capture	Age (Ma)			
	$K_d = 0.0016$	$K_d = 0.016$	$K_d = 0.16$	$K_d = 1.6$
Rupt-de-Mad/Meuse	>10	>10	6.487	2.194
Ingressin/Meuse	4.08	1.664	1.181	0.835
Bouvade/Aroffe	0.48	0.360	0.175	0.073

Tableau 3.10. Age des captures avec fragilisation des versants par le karst (K_d en m^2/an).

5.3 Conclusion

Les simulations 1D ont permis de mieux suivre l'avancement des têtes des rivières pirates. Elles ont montré que ces dernières évoluaient dans le temps et dans l'espace en fonction des paramètres du modèle. Nous avons montré que l'avulsion de la Meuse comme les processus karstiques peuvent avoir des effets importants sur les âges des captures. Cependant, faute de données, les valeurs que nous avons utilisées dans les simulations restent arbitraires. Néanmoins, l'importance de K_d nous amène aussi à proposer une nouvelle méthode de calibration (voir Annexe 4).

En guise de conclusion, la figure 3.31 montre l'évolution des profils de capture du Rupt de l'Ingressin et de la Bouvade avec une avulsion de la Meuse de 10m/Ma et une fragilisation des versants d'un facteur 100.

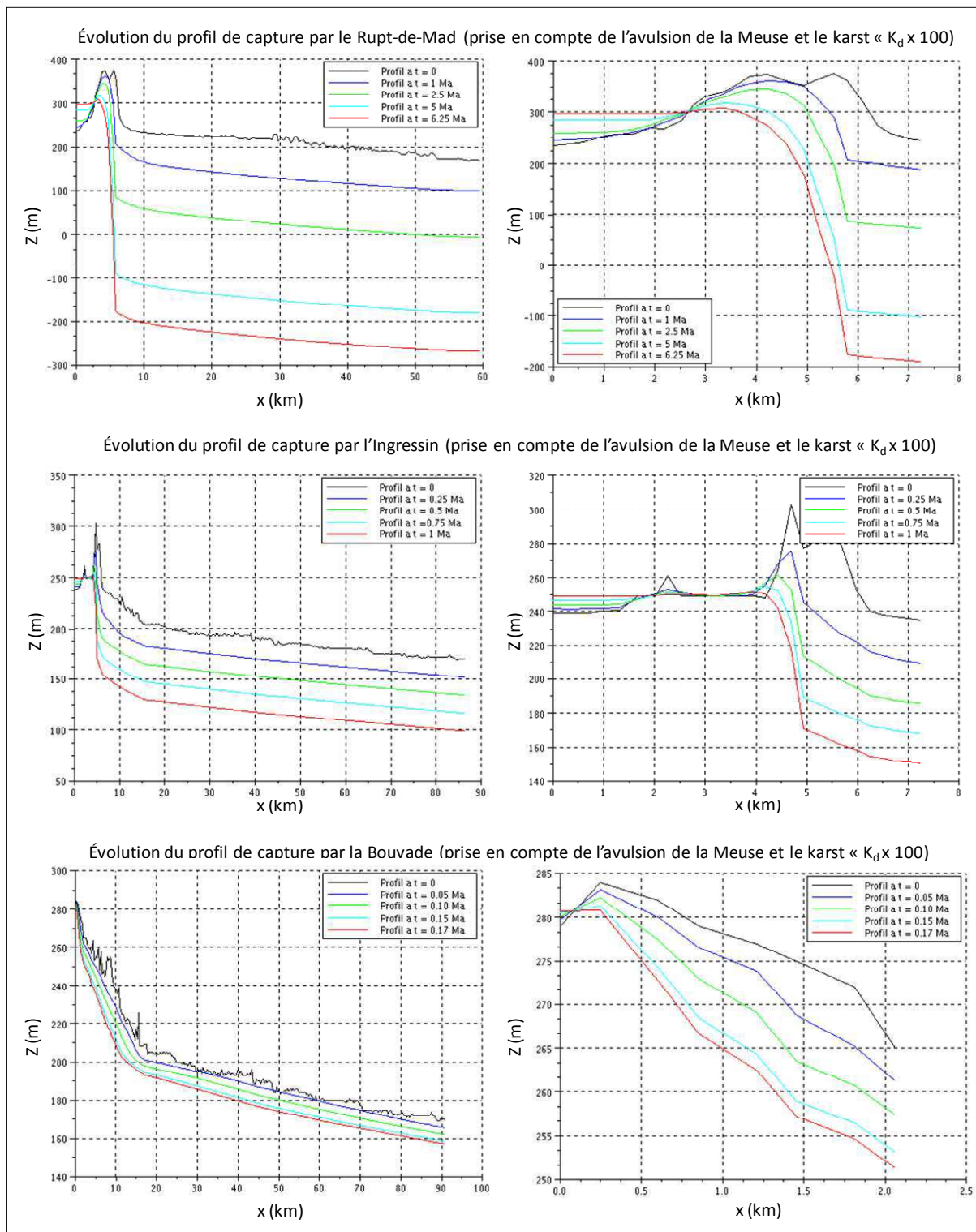


Figure 3.31. Impact de l'avulsion et de la fragilisation de l'interfluve par le karst ($K_d = 0.16 \text{ m}^2/\text{an}$).

6 Conclusions

Dans ce chapitre, nous avons réalisé une étude approfondie sur la modélisation des captures par rivières pirates. Nous avons investigué le sujet avec un représentant des modèles d'évolution des paysages : le logiciel GOLEM. Les caractéristiques géomorphologiques et l'évolution passée du bassin de la Meuse ont été nos principales motivations pour son choix. Cette étude reste un premier essai sur la modélisation des captures. Néanmoins ce travail « expérimental », qui a nécessité plusieurs dizaines de milliers d'heures de calcul nous a permis d'obtenir 2 types de résultats intéressants ;

- i. des résultats généraux sur modélisation des captures ; avec une nouvelle méthodologie pour l'utilisation des MEP
- ii. des résultats spécifiques sur l'extrapolation de l'évolution du bassin de la Meuse.

Modélisation des captures avec les MEP

L'expérimentation des captures semble possible avec les modèles d'évolution des paysages car, même en l'absence de données suffisantes pour définir les valeurs des paramètres, des valeurs arbitraires permettent d'obtenir des résultats « réalistes ». Nous pouvons ainsi explorer les schémas d'évolution et l'enchaînement complexe des événements : propagation du knickpoint, avancée des têtes de vallées, érosion des versants, captures en cascade, etc. De ce point de vue les résultats obtenus dans cette étude sont convaincants et semblent être cohérents (en partie du moins) avec les données de terrain et les prédictions des géologues (Le Roux and Harmand, 1998). Cependant, il faut garder à l'esprit que les valeurs utilisées sont arbitraires et c'est pour cette raison que nous avons proposé une approche par analyse de sensibilité. De ce point de vue, nous avons mis en évidence l'impact des paramètres de GOLEM sur l'enchaînement des captures : l'exclusion des captures, la capture de second ordre et la capture à l'aval. Ainsi, nous avons montré que :

- Une rivière avec un indice de concavité élevé (m_b/n_b) favorise les captures à l'aval (car elle ne propage que faiblement un abaissement de l'exutoire),
- Des versants peu résistants ou fragilisés par des processus karstiques (K_d élevé) favoriseront des captures,
- L'ajustement de la rivière piratée au nouveau niveau de base provoque l'enfoncement de tout le réseau. L'avancement des têtes de vallées de tous ses affluents pouvant à son tour détourner des rivières s'écoulant à proximité.

Enfin, une « nouvelle » méthode d'ajustement des paramètres de l'incision a été proposée dans le cadre d'une extrapolation : elle s'appuie sur les données de terrasses qui ont

permis de calculer les vitesses d'incision locale. Elle permet d'éviter l'hypothèse de l'équilibre dynamique et la « connaissance » de la vitesse de surrection tectonique, mais aussi d'utiliser une méthode d'ajustement très sensible et dont le résultat est souvent discutable.

Evolution du bassin de la Meuse (futur)

Bien qu'il ne s'agisse que d'une simple extrapolation du passé, l'analyse de sensibilité nous a permis de localiser certains points faibles de la topographie et surtout d'envisager les schémas possibles d'évolution. Les résultats sont « réalistes » mais aussi instructifs. Notons d'abord que les points de capture sur la zone d'étude sont en nombre limité (quatre seulement) et leur localisation est cohérente avec une analyse a posteriori de la topographie. Des confirmations peuvent être trouvées dans la littérature (pour l'Aroffe du moins (Blache, 1943; Kientz, 2010)). Le nombre de schémas est lui aussi très limité (3) avec un pourcentage important pour S1 (92%).

Le scénario est construit en extrapolant l'évolution relative de la Moselle qui continue de s'enfoncer avec une vitesse moyenne de 70m/Ma par rapport à la Meuse. Par conséquent, les paramètres de contrôle (fluctuations climatiques, variations eustatiques, tectonique, etc.) sont supposés « comparables » à ceux du passé. Ces hypothèses sont trop simples pour que nos résultats aient un caractère prédictif. Néanmoins le scénario reste réaliste pour étudier l'extension du bassin de la Meurthe-Moselle au détriment du bassin de la Meuse.

Même dans le cadre de nos hypothèses, l'estimation des âges des captures potentielles reste inatteignable pour le moment.

Conclusion générale et perspectives

Dans ce travail nous avons évalué la capacité des modèles d'évolution des paysages à simuler la réorganisation des réseaux hydrographiques à travers les captures. Trois types de résultats ont été obtenus :

- Des résultats généraux sur l'utilisation des MEP.
- Des résultats sur **la modélisation des captures**.
- Des résultats sur les captures potentielles de la Meuse.

Modélisation de l'évolution des paysages

Les modèles d'évolution « physique » des paysages sont des outils précieux pour estimer l'impact des différents processus sur le long terme. Au cours de notre investigation nous avons abordé un certain nombre de problèmes et plusieurs conclusions ont été tirées.

Les modèles d'évolution des paysages peuvent reproduire partiellement les caractéristiques d'évolution prédites par les approches alternatives présentées dans la littérature (conceptuelle et empirique).

Les algorithmes de calcul de l'aire drainée (conditionnant la localisation des chenaux sur le MNT) et qui sont au cœur des modèles d'évolution des paysages, restent problématiques. En effet le problème est mal posé et si les algorithmes présentés dans la littérature donnent des résultats « crédibles », ils ne correspondent pas toujours à la réalité du terrain.

La calibration des paramètres reste la difficulté principale. Non seulement, l'ajustement des paramètres ne donne pas une solution unique mais la calibration reste très difficile et fait appel à des hypothèses discutables (équilibre, scénario d'évolution, etc.). D'après nous, le choix de l'approche devrait se faire selon 2 critères : (i) la nature des données disponibles (MNT, tectonique, terrasses, modèle lithologique 3D, climat, âge de captures, etc.), (ii) la région d'étude et son histoire (bassin en équilibre, enfoncement d'un bassin par rapport à un autre, etc.). Hélas très souvent le manque de données mène au choix des approches de calibration qui s'appuient sur les caractéristiques morphologiques de la topographie actuelle extraites à partir du MNT (pente, courbure, aire drainée, etc.). Ces approches, non seulement font appel à l'hypothèse de quasi-équilibre de la topographie, mais elles sont très sensibles à

la résolution du MNT comme nous l'avons montré. Nous suggérons donc que la calibration et les simulations soient réalisées sur un MNT à une résolution fixée.

L'étude de sensibilité permet d'aborder le problème avec une vision plus globale. Différents schémas d'évolution apparaissent en fonction des jeux de valeurs des paramètres du modèle. L'étude de sensibilité permet d'une part de contourner le problème d'ajustement et de l'autre d'avoir des résultats « plus robustes ». Cependant, elle reste très coûteuse en temps de calcul. Il faut garder en tête que les deux démarches (calibration et sensibilité) sont complémentaires et peuvent être utilisées simultanément pour mener une étude avec un modèle d'évolution des paysages.

Modélisation des captures

Aborder le problème des captures par une approche de modélisation est une originalité de ce travail. En effet, les modèles d'évolution des paysages ont été conçus pour simuler l'interaction entre érosion et tectonique et non pour décrire des mécanismes plus spécifiques tels que les captures. Au cours de cette thèse, nous sommes arrivés à montrer que l'expérimentation des captures est possible avec les modèles d'évolution des paysages en montrant que les équations intégrées dans ces modèles peuvent simuler l'avancement des têtes de rivière. Cependant, il nous semble que l'incertitude sur les valeurs des paramètres, liée entre autres aux problèmes de calibration évoqués précédemment, **nécessite une approche par analyse de sensibilité**. Nous avons montré dans le chapitre 3 que cette approche est non seulement possible techniquement avec un MEP de référence comme GOLEM, mais aussi qu'elle permet d'envisager plusieurs schémas d'évolution. Le problème alors se formule différemment : **quels sont les paramètres dominants et quels seuils** vont conditionner un scénario d'évolution plutôt qu'un autre. Dans l'exemple de la Meuse : il s'agit de **l'indice de concavité** de la Moselle (du rapport m_b/n_b avec un seuil = 1) et du **coefficient de diffusivité** sur les versants (K_b avec un seuil à 0.1).

Si l'on peut admettre que m_b/n_b est probablement inférieur à 1, alors l'organisation du réseau hydrographique dans la région suit le schéma d'évolution (S1). En revanche la valeur de K_b peut être discutée car si les calcaires sont durs et résistent bien au ruissellement (les côtes de Meuse en attestent), ils peuvent aussi être fragilisés par des processus karstiques.

Les remarques faites sur le cas de la Meuse peuvent être généralisées :

- Dans le cas d'une rivière A soumise à un abaissement de son niveau de base (relatif à une rivière B) : L'indice de concavité de la rivière A indique comment se propage l'abaissement à l'amont et donne une indication importante sur la probabilité des captures par les affluents de A à l'amont. Sachant qu'une capture à l'aval exclut généralement les captures à l'amont.

- Dans le cas d'une lithologie tendre, les captures sont principalement commandées par les processus de versant et la topographie de l'interfluve est déterminante.
- Les captures s'enchaînent facilement, quand une rivière est capturée son bassin s'enfonce et ses affluents deviennent des rivières pirates potentielles...

L'expérimentation bidimensionnelle reste cependant limitée principalement à cause de la difficulté d'identifier les valeurs des paramètres et la non prise en compte des processus plus complexes qui probablement jouent aussi un rôle important dans le mécanisme des captures tels que les processus karstiques et la dynamique de migration des méandres dans le cas d'alluvionnement.

Certaines limitations de l'approche 2D peuvent être levées en privilégiant une approche monodimensionnelle qui suppose une connaissance à priori des chemins de captures. Ces derniers peuvent être déterminés par une analyse de la topographie (à l'aide d'une carte ou d'un SIG), ou à partir de résultats de simulations en 2D (avec GOLEM ou un autre MEP).

L'approche monodimensionnelle (annexe 2) offre de nombreux avantages.

Elle permet d'intégrer certains processus plus ou moins simplement. Si l'approche monodimensionnelle (annexe 2) permet d'intégrer facilement le mécanisme d'avulsion (mais sans prendre en compte la migration des méandres), les processus karstiques restent eux difficiles à « modéliser ». Cependant, les simulations 1D montrent que l'augmentation du débit de la rivière pirate n'a que peu d'impact en regard de la fragilisation possible du versant.

L'approche 1D permet une calibration locale des paramètres. La calibration que nous proposons à partir des paléo-profils (et des interfluves extrêmes) permet d'ajuster tous les paramètres du modèle 1D en même temps et de s'affranchir de l'hypothèse de l'équilibre dynamique tout en restant plus local (voir annexe 4).

L'approche monodimensionnelle permet d'utiliser simplement un maillage irrégulier et adaptatif qui améliore la robustesse du schéma numérique.

Les temps de calculs sont évidemment beaucoup moins importants qu'en 2D.

Pour des études similaires à celle que nous avons réalisée, où l'objectif est d'étudier des captures potentielles suite à l'enfoncement d'un bassin versant par rapport à un autre, nous suggérons la démarche suivante :

- Lancer une simulation sur un MNT avec un faible indice de concavité et un faible coefficient de diffusivité afin de détecter toutes les captures possibles par rivière pirate.

- Lancer ensuite des simulations en augmentant le coefficient de diffusivité afin de détecter toutes les captures commandées par des processus de versant.
- Extraire les chemins de captures pour toutes les régions.
- Faire une étude de sensibilité paramétrique 1D pour établir les différents enchaînements et scénarios possibles en fonction des paramètres du modèle.
- Calibrer les paramètres en fonction du scénario d'évolution imposé pour pouvoir estimer les âges des captures.
- Prendre en compte d'autres mécanismes pour estimer leurs impacts.

Le bassin de la Meuse

L'évolution de la Meuse sur le dernier million d'années et ses caractéristiques géomorphologiques actuelles offrent un contexte très riche pour étudier et simuler les captures. Les simulations réalisées avec GOLEM sur un secteur limité de la Meuse/Haute-Marne, et sur un modèle très simplifié, nous ont permis de localiser certaines zones de capture potentielles (au nombre de 4 seulement) sur les prochains millions d'années, confirmées par une analyse a posteriori de la topographie. Les schémas d'évolution obtenus pour les 15000 simulations d'une analyse de sensibilité, restent limités, ils contiennent au maximum 4 captures et toujours dans le même ordre :

- (1) La capture de l'Aroffe par la Bouvade,
- (2) La capture de la Meuse par l'Ingressin,
- (3) La capture de la Meuse par le Rupt-de-Mad,
- (4) La capture de l'Ornain par la Meholle.

Dans le premier schéma d'évolution toutes les 4 captures se suivent dans cet ordre. Dans le second, la concavité de la Moselle est supposée plus forte ($m_b/n_b > 1$) et limite l'érosion de la vallée à l'amont ne provoquant pas la capture par l'Ingressin ni par la Bouvade. Dans le dernier schéma, l'érosion des versants est si importante ($K_d > 0.1 \text{ m}^2/\text{an}$) que la capture par la Bouvade se produit sans même que sa vallée ne se soit enfoncée.

Partant de ces hypothèses (résultats de simulation sur un modèle simplifié) nous avons essayé de déterminer l'âge des captures potentielles. Nous avons estimé l'impact de l'avulsion de la Meuse et la fragilisation des versants par les processus karstiques qui pourraient réduire considérablement les âges des captures. Et si dans nos simulations, la lithologie n'a pas beaucoup d'impact sur l'ordre des captures c'est que nous avons supposé que les couches sont homogènes sans prendre en compte la localisation des karsts dans ces couches.

Finalement, le manque de données et l'incertitude sur les valeurs des paramètres utilisées nous interdisent de proposer des âges de captures. Cependant, les ordres de grandeurs atteints dans certaines simulations sont compatibles avec les estimations des géologues (Le Roux and Harmand, 1998). Rappelons enfin que l'étude menée sur le bassin de la Meuse n'a pas la prétention de prédire son évolution mais propose seulement d'étudier l'extension possible du bassin de la Meurthe-Moselle au détriment de celui de la Meuse dans le cas d'une extrapolation du passé (depuis -800ka). Cette condition elle-même étant discutable sur le très long terme.

Plusieurs perspectives peuvent être envisagées.

Nous avons montré que l'avulsion de la Meuse et la fragilisation des versants par les processus karstiques pourraient réduire considérablement les âges des captures. Cependant le manque de données et d'études sur le sujet nous a contraints à utiliser des valeurs arbitraires dans les simulations. A notre avis le sujet mérite d'être exploré. De même, de nombreuses améliorations peuvent être envisagées, par exemple la prise en compte du climat sur le prochain million d'années en suivant les scénarios proposés dans BIOCLIM-2003.

La capture de la Haute-Moselle par un affluent de la Meurthe est « célèbre ». De nombreuses données sont disponibles. Des simulations (avec GOLEM) pourraient être envisagées. Les terrasses permettront de reconstruire les paléo-tracés et l'altitude de fond de vallée, la topographie pourra être extrapolée par extension du modèle stratigraphique actuel (avance des côtes), etc. Le problème sera alors l'inverse de celui que nous avons traité : trouver le jeu de paramètres permettant d'obtenir la capture à un âge a priori connu (~-300ka).

D'autres captures peuvent être simulées dans le bassin de la Meuse, soit de façon « prédictives » : la capture de la Bar par la Fournelle par exemple, soit en reprenant les captures du passé, celle de la Paléo-Aisne (par un affluent de l'Oise) ou celle de la paléo-Aire (par l'Aisne).

Liste des figures

Figure 1.1. Les différents styles des cours d'eau.....	19
Figure 1.2. Diagramme de Hjustrom (simplifié)	20
Figure 1.3. A. Rivière à substratum rocheux.....	21
Figure 1.4. Mécanismes de l'incision fluviale.....	21
Figure 1.5. Impact de la charge sédimentaire et la taille des grains sur le taux d'érosion du substratum rocheux (g/h).....	22
Figure 1.6. Modes de transport des particules en rivière	23
Figure 1.7. Terrasses emboîtées. B. Terrasses étagées paires. C. Terrasses étagées impaires	25
Figure 1.8. Modes d'adaptation des rivières à une chute brutale du niveau de base.....	25
Figure 1.9. Quelques exemples de types d'altération différents.....	27
Figure 1.10. Quelques exemples illustrant les différents processus régissant les versants	29
Figure 1.11. Schémas des principaux mouvements gravitaires (Source : USGS).....	29
Figure 1.12. Eléments géomorphologiques d'un paysage karstique (source : balades naturalistes).....	30
Figure 1.13. Les différents segments présents dans un site de capture.....	32
Figure 1.14. Capture par rivière pirate	33
Figure 1.15. Influence du climat, de la lithologie et du relief sur les taux d'érosion (mécanique et chimique).....	36
Figure 1.16. Exemples sur les différentes formes du paysage.....	37
Figure 1.17. La courbe du niveau de la mer de Miller	38
Figure 1.18. Localisation des terrains sensibles à l'érosion sur le bassin de la Seine en fonction des grands complexes lithologiques qui le composent	41
Figure 1.19. Exemples sur l'impact anthropique sur l'évolution du paysage.....	41
Figure 1.20. Paradigmes d'évolution des paysages.	43
Figure 1.21. Relation entre taux de dénudation et topographie (Ahnert, 1970).....	47
Figure 1.22. Relation entre taux de dénudation et topographie (Pinet and Souriau, 1988)..	47
Figure 1.23. Evolution de l'altitude moyenne avec le modèle d'Ahnert pour deux signaux de tectonique différents.	47
Figure 2.1 Différentes représentations du terrain.	51

Figure 2.2. Interprétation de l'histogramme d'altitude et de la courbe hypsométrique pour différents types de relief.....	53
Figure 2.3.A. Fenêtre de calcul des indices géomorphologiques..	54
Figure 2.4. Rayons de courbure 1/R en deux points.	56
Figure 2.5. Profil longitudinal à l'équilibre d'une rivière pour différentes valeurs de θ	57
Figure 2.6. Exemples des degrés de dissection indiqués par la densité de drainage.....	58
Figure 2.7. Principe des méthodes d'extraction de réseaux hydrographiques sur les MNT ...	59
Figure 2.8. Problèmes liés au calcul de direction (zone plate, dépression et coexistence de pentes).....	60
Figure 2.9. MNT I.G.N (250m) en Meuse/Haute Marne dans la région de Toul avec réseau hydrographique de la BD CARTHAGE.....	62
Figure 2.10. Réseau hydrographique en Meuse/Haute Marne dans la région de Toul (Meuse	63
Figure 2.11. Taux d'incision du substratum rocheux en fonction de la quantité de sédiment transportée par la rivière prédit par un modèle couplé de transport de fond et d'incision.....	66
Figure 2.12. Schéma illustrant un paysage composé d'une couche de sol (sédiments) recouvrant une roche mère (substratum rocheux).....	68
Figure 2.13. Variation de la charge sédimentaire en fonction de la pente.....	69
Figure 2.14. Calibrage des paramètres de l'équation de l'équation d'incision	70
Figure 2.15. Caractéristiques d'une tête de rivière.	72
Figure 2.16. Relation entre l'altitude moyenne à l'équilibre et la vitesse de surrection tectonique.....	82
Figure 2.17. A. Répartition des pentes pour différentes valeurs de K_d	83
Figure 2.18. Corrélation entre la pente moyenne à l'équilibre et coefficient de diffusivité.41.	84
Figure 2.19. A. Corrélation entre la densité de drainage à l'équilibre et le seuil de formations des chenaux	85
Figure 2.20. Evolution de l'altitude moyenne dans le temps.	87
Figure 2.21. Sensibilité de l'altitude moyenne et de la densité de drainage à la résolution du MNT.	87
Figure 2.22. Modifications apportées sur GOLEM.	89
Figure 2.23. Evolution de l'altitude moyenne avec le modèle d'Ahnert.	90
Figure 2.24. A. Topographies obtenues par GOLEM	92
Figure 3.1. Situation du bassin de la Meuse en Europe et en France.	98

Figure 3.2. Carte topographique du secteur d'étude.....	99
Figure 3.3. Carte lithologique des affleurements dans la zone d'intérêt construite à partir du modèle ANDRA.....	100
Figure 3.4. Section (X-Y figure 3.2) simplifiée illustrant les côtes de Meuse et de Moselle ..	100
Figure 3.5. Carte des travaux d'inventaires spéléo-karstiques en Lorraine et régions limitrophes.....	101
Figure 3.6. Terrasses de la Meuse.	103
Figure 3.7. Terrasses de la Moselle	103
Figure 3.8. Capture de la Haute-Aisne.....	105
Figure 3.9. Capture de la Haute-Moselle.....	105
Figure 3.10. Profil de la Meuse et de la Moselle avec le val de l'Âne	106
Figure 3.11. MNT initial et la région d'étude.....	107
Figure 3.12. Diagramme pente-aire drainée sur le cours de la Moselle.....	110
Figure 3.13. Diagramme pente-aire drainée calculé sur le MNT de région étudiée	111
Figure 3.14. Principe de l'approche de calibration de l'équation d'incision du substratum rocheux à partir des données des terrasses.....	113
Figure 3.15. Graphique représentant la relation entre l'aire par unité de longueur de contour (A/b) et la pente (S) pour les chaînes côtières de l'Oregon	115
Figure 3.16. Zones choisies pour la calibration du coefficient de diffusivité K_d (MNT 25m)	116
Figure 3.17. Diagramme pente-aire drainée par unité de longueur de contour pour SBV1. .	118
Figure 3.18. Diagramme pente-aire drainée pour les têtes de rivières (MNT 250m)	120
Figure 3.19. Principe de modélisation des captures par rivière pirate par le modèle detachment-limited.....	122
Figure 3.20. Zones de captures.....	126
Figure 3.21. Zone de capture de l'Aroffe par la Bouvade	127
Figure 3.22. Réorganisation du réseau hydrographique dans le bassin de la Meuse	129
Figure 3.23. Sensibilité des schémas d'évolution aux valeurs des paramètres d'entrée.....	130
Figure 3.24. Représentation arborescente des schémas d'évolution.....	130
Figure 3.25. Schémas d'évolution en fonction de mb/nb et K_d	130
Figure 3.26. Illustration des schémas d'évolution	133
Figure 3.27. Les points illustrés dans la figure 3.26.....	134
Figure 3.28. Carte simplifiée d'érodabilité à l'affleurement calculée du modèle 3D ANDRA	135

Références bibliographiques

- Ahnert, F., 1970. Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large midlatitude drainage basins. *American Journal of Science*, 268: 243-263.
- Allen, J., 1985. *Principles of Physical Sedimentology*. The Blackburn Press.
- Allen, P. and Densmore, A., 2000. Sediment flux from an uplifting fault block. *Basin Research*, 12: 367-380.
- Allen, P. and Hovius, N., 1998. Sediment supply from landslide-dominated catchments: implications for basin-margin fans. *Basin Research*, 10: 19-35.
- Anderson, R.S., 1994. Evolution of the Santa Cruz Mountains, California, through tectonic growth and geomorphic decay. *Journal of Geophysical Research*, 20: 161-20.
- Anderson, R.S., 2002. Modeling of tor-dotted crests, bedrock edges and parabolic profiles of the high alpine surfaces of the Wind River Range, Wyoming. *Geomorphology*, 46: 35-58.
- ANDRA, 2008. Estimation du taux de surrection régionale et de sa variabilité spatiale et temporelle à l'échelle du bassin de Paris. CRP.0ARM. 070001A.
- ANDRA, 2012. Simulation HE-PS4a - Acquisition des données sur les évolutions géologique et hydrogéologique du bassin de Paris et du secteur Meuse/Haute-Marne. CRP.0ARM.12.0002.
- Andrews, D.J. and Bucknam, R.C., 1987. Fitting degradation of shoreline scarps by a nonlinear diffusion model. *Journal of Geophysical Research*, 92: 12857-12867.
- Avouac, J.P. and Burov, E.B., 1996. Erosion as a driving mechanism of intracontinental mountain growth. *Journal of Geophysical Research*, 101: 17747-17769.
- Baartman, J.E.M., van Gorp, W., Temme, A.J.A.M. and Schoorl, J.M., 2012. Modelling sediment dynamics due to hillslope-river interactions: incorporating fluvial behaviour in landscape evolution model LAPSUS. *Earth Surface Processes and Landforms*, 37: 923-935.
- Band, L.E., 1986. Topographic partition of watersheds with Digital Elevation Models. *Water Resources Research*, 22: 15-24.
- Barros, A.P. and Lettenmaier, D.P., 1994. Dynamic modeling of orographically induced precipitation. *Review of Geophysics*, 32: 265-284.
- Beaujeu-Garnier, J., 1972. Le relief de la France. SEDES (coll. < Regards sur la géographie >), Paris.
- Bethemont, J., 2000. Les grands fleuves , Entre nature et société Colin, U.

- Bevacqua, G. and Floris, R., 1987. A surface specific-line tracking and slope recognition algorithm. *Computer Vision, Graphics and Image Processing*, 40(2): 219-227.
- Beven, K. and Kirkby, M.J., 1979. A physically-based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Science Bulletin*, 24: 43-69.
- Blache, J., 1939. Notes de géographie lorraine. *Annales de Géographie*. A. Colin, Paris, 273: 235-251.
- Blache, J., 1940. Le problème des méandres encaissés et les rivières lorraines. *Journal de la Geomorphologie*, 3: 311-331.
- Blache, J., 1943. Captures comparées : la vallée morte de la Bar et les cas voisins. *Revue de Géographie Alpine*: 1-37.
- Blair, T.C., 1999. Cause of dominance by sheetflood vs. debris-flow processes on two adjoining alluvial fans, Death Valley, California. *Sedimentology*, 46: 1015-1028.
- Blissenbach, E., 1954. Geology of alluvial fans in semi-arid regions. *Geological Society of America Bulletin*, 65: 175-190.
- Bock, M., Günther, A., Ringeler, A., Baritz, R. and Böhner, J., 2012. Assessment of soil parent material formation in periglacial environments through medium scale landscape evolution modelling. *Geophysical Research Abstracts*, 14.
- Bonnet, S., Guillacheau, F. and Brun, J.P., 1998. Relative uplift measured using river incisions: the case of the armorican basement (France). *Earth Planet*, 327: 245-251.
- Braun, J. and Sambridge, M., 1997. Modelling landscape evolution on geological time scales: a new method base on irregular spatial discretization. *Basin Research*, 9: 27-52.
- Bravard, J.P. and Petit, F., 1997. Les cours d'eau : dynamique du système fluvial. collection U, Armand Colin.
- Brocard, G.Y. and Van der Beek, P., 2006. Influence of incision rate, rock strength and bedload supply on bedrock river gradients and valley-flat widths: Field-based evidence and calibrations from western Alpine rivers (SE France). *Tectonics, Climate and Landscape Evolution*. Geological Society of America, Special Papers, eds Willett S. D., Hovius N., Brandon M. T., Fisher D., 398(07): 101-126.
- Buis, E. et al., 2010. Shrub mound formation and stability on semi-arid slopes in the Northern Negev Desert of Israel: A field and simulation study. *Geoderma*, 156 (3-4): 363 - 371.
- Buis, E. and Veldkamp, A., 2008. Modelling dynamic water redistribution patterns in arid environments in the Negev Desert of Israel. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33(1): 107-122.

- Bull, W.B., 1991. *Geomorphic Response to Climatic Change*. Oxford University Press, New York.
- Burbank, D.W. and Anderson, R.S., 2011. *Tectonic Geomorphology: Edition 2*.
- Burbank, D.W. et al., 2003. Decoupling of erosion and precipitation in the Himalayas. *Nature*, 426: 652-655.
- Burbank, D.W. et al., 1996. Bedrock incision, rock uplift, and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas. *Nature*, 379: 505-510.
- Burkett, V.A., Hart, D.A. and Ziloski, D.B., 2003. Sea-Level Rise and Subsidence: Implications for Flooding in New Orleans, Louisiana. U.S. Geological Survey Subsidence Interest Group Conference, Proceedings of the Technical Meeting, November: 27-29.
- Buvignier, A., 1852. *Statistique géologique, minéralogique et paléontologique du département de la Meuse, Atlas de 32 planches*. J.B.Baillière Ed. Paris.
- Buvignier, A., 1856. Réunion extraordinaire de Joinville (Haute-Marne) du 7-14 septembre 1856. *Bulletin societe geologique france*, 13: 870-872.
- Byun, J. and Seong, Y.B., 2013. New Algorithm to Extract Longitudinal Stream Profiles (LSPs) based on unfilled DEMs. Poster presentation in 8th International Geomorphology Conference.
- Calvache, M., Viseras, C. and Fernandez, J., 1997. Controls on fan development - evidence from fan morphometry and sedimentology ; Sierra Nevada, SE Spain. *Geomorphology*, 21: 69-84.
- Campy, M. and Macaire, J.J., 2004. *Géologie de surface*. Dunod.
- Capot-Rey, R., 1936. La structure et le relief de la Lorraine. *Géographie lorraine*: 41-108.
- Carretier, S., 2004. *Apero user' guide*. Rapport BRGM - <http://perso.orange.fr/sebastien.carretier/>.
- Carretier, S. and Lucazeau, F., 2005. How does alluvial sedimentation at range front modifies the erosional dynamics of mountain catchments? *Basin Research*, 17: 361-381.
- Carretier, S. et al., 2013. Slope and climate variability control of erosion in the Andes of central Chile. *Geology*, 41: 195-198.
- Carson, M.A. and Kirkby, M.J., 1972. *Hillslope form and process*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Castelltort, S. and Simpson, G., 2006. Growing mountain ranges and quenched river networks. *Comptes Rendus Geoscience*, 338: 1184-1193.

- Chorley, R.J., 1967. Models in geomorphology. Chorley, R.J. & Haggett, P. (Eds), *Models in Geography*. London, Methuen: 59-96.
- Claessens, L., G.B.M. H., Schoorl, J.M. and Veldkamp, A., 2005. DEM resolution effects on shallow landslide hazard and soil redistribution modelling. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30: 461-477.
- Claessens, L., Schoorl, J.M. and Veldkamp, A., 2007. Modelling the location of shallow landslides and their effects on landscape dynamics in large watersheds: an application for Northern New Zealand. *Geomorphology*, 87: 16-27.
- Claessens, L., Verburg, P.H., Schoorl, J.M. and Veldkamp, A., 2006. Contribution of topographical based landslide hazard Modelling to the analysis of the spatial distribution and ecology of Kauri (*Agathis australis*). *Landscape Ecology*, 21: 63-76.
- Clevis, Q. and de Boer Nijman, W., 2003. Differentiating the effect of episodic tectonism and eustatic sea-level fluctuations in foreland basins filled by alluvial fans and axial deltaic systems: insight from a three-dimensional stratigraphic forward model. *Sedimentology*, 51: 809-835.
- Coulthard, T.J., Kirkby, M.J. and Macklin, M.G., 1998. Non-linearity and spatial resolution in a cellular automaton model of a small upland basin. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2(2-3): 257-264.
- Coulthard, T.J., Kirkby, M.J. and Macklin, M.G., 1999. Modelling the impacts of Holocene environmental change on the fluvial and hillslope morphology of an upland landscape, using a cellular automaton approach. *Fluvial Processes and Environmental Change*: 31-47
- Coulthard, T.J., Kirkby, M.J. and Macklin, M.G., 2000. Modelling geomorphic response to in an upland catchment. *Hydrological Processes*, 14: 2031-2045.
- Coulthard, T.J., Kirkby, M.J. and Macklin, M.G., 2002. A cellular model of Holocene upland river basin and alluvial fan evolution. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27: 269-288.
- Coulthard, T.J., Kirkby, M.J. and Macklin, M.G., 2005. Modelling differential catchment response to environmental change. *Geomorphology*, 69: 222-241.
- Crave, A. and Davy, P., 2001. A stochastic “precipitation” model for simulating erosion / sedimentation dynamics. *Computers and Geosciences*, 27: 815-827.
- Crave, A. et al., 2000. Analogue Modelling of Relief Dynamics. *Physics and Chemistry of the Earth (A)*, 25: 549-553.
- Culling, W.E.H., 1960. Analytical Theory of Erosion. *The Journal of Geology*, 68(3): 336-344.
- Davis, W.M., 1895. La Seine, la Meuse et la Moselle. *Annales de Géographie*, 5ème année: 25-49.

- Davis, W.M., 1899. The geographical cycle. *Geographical Journal* 14: 481-504.
- Davy, P. and Crave, A., 2000. Upscaling Local-Scale Transport Processes in Large-Scale Relief Dynamics. *Physics and Chemistry of the Earth*, 25(6-7): 533-541.
- Degoutte, G., 2006. Cours d'hydraulique, dynamique et morphologie fluviale.
- Delcaillau, B., 2004. Reliefs et tectonique récente. *Nouveau Précis de Géomorphologie*. Paris: Vuibert.
- Demoulin, A., 1986. Un phénomène de capture dans les hautes Fagnes : la Hoëgne à Hockai. *Bulletin de la Société belge d'Etudes géographiques*: 45-51.
- Denizot, G., 1919. Observations sur la Marne et l'Aisne. *Compte-rendu sommaire et bulletin de la Société Géologique de France*: 133-134.
- Deshais, M. and Weisrock, A., 1995a. Amplitude des méandres encaissés quaternaires et surface des bassins-versants dans le nord-est de la France : implications paléogéographiques. *Geodinamica Acta (Paris)*, 8: 33-55.
- Deshais, M. and Weisrock, A., 1995b. Les méandres encaissés de la Meuse et des captures dans le bassin de la Moselle : enseignements de l'étude morphométrique. *Revue Géographique de l'Est*, 3(4): 241-254.
- Dietrich, W.E. et al., 2003. Geomorphic transport laws for predicting landscape form and dynamics. *Geophysical monograph*, 135: 103-132.
- Dietrich, W.E., Wilson, C., Montgomery, D.R., McKean, J. and Bauer, R., 1992. Erosion thresholds and land surface morphology. *Geology*, 20(8): 675.
- Dodds, P.S. and Rothman, D.H., 1999. A unified view of scaling laws for river networks. *Physical Review*, 59: 4865-4877.
- Dott, R., 1963. Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. *Bulletin American Association of Petroleum Geologists*, 47: 104-128.
- Douvinet, J., 2008. Les bassins versants sensibles aux « crues rapides » dans le Bassin Parisien - Analyse de la structure et de la dynamique de systèmes spatiaux complexes. Thèse de doctorat de l'université de Caen/Basse-Normandie.
- Einstein, H.A., 1950 The bed load function for sediment transportation in open channel flows. U.S. Department of Agriculture, Soil Conservation Service, Washington, D.C.
- El Hage, M., 2012. Etude de la qualité géomorphologique de modèles numériques de terrain issus de l'imagerie spatiale. Thèse de doctorat du conservatoire naturel des arts et métiers.
- Ethridge, F.G., Wood, L.J. and Schumm, S.A., 1998. Cyclic variables controlling fluvial sequence development: problems and perspectives. In: Stanley, K.W., McCabe, P.J. (Eds.),

- Relative Role of Eustasy, Climate, and Tectonism in Continental Rocks, 59 Tectonism in Continental Rocks, 59. Society for Sedimentary Geology Special Publication: 17-29.
- Fairfield, J. and Leymarie, P., 1991. Drainage networks from grid Digital Elevation Models. *Water Resources Research*, 27: 709-717.
- Fernandes, N.F. and Dietrich, W.E., 1997. Hillslope evolution by diffusive processes: The timescale for equilibrium adjustments. *Water Resources Research*, 33(6): 1307-1318.
- Field, J., 2001. Channel avulsion on alluvial fans in southern Arizona. *Geomorphology*, 3: 93-104.
- Finnegan, N.J., 2013. Interpretation and downstream correlation of bedrock river terrace treads created from propagating knickpoints. *Journal of Geophysical Research*, 118: 54-64.
- Fleurant, C., Tucker, G.E. and Viles, H.A., 2007. Modèle d'évolution de paysages, application aux karsts en cockpit de Jamaïque. *Karstologia*, 49: 33-42.
- Fleurant, C., Tucker, G.E. and Viles, H.A., 2008. A model of cockpit karst landscape, Jamaïca. *Géomorphologie, Relief, Processus, Environnement*, 1: 3-14.
- Flint, J.J., 1974. Stream Gradient as a Function of Order, Magnitude, and Discharge. *Water Resources Research*, 10(5): 969-973.
- Fluteau, F., 2005. La dynamique terrestre et les modifications climatiques. *Comptes Rendus Géosciences*, 335: 157-174.
- Freeman, T.G., 1991. Calculating catchment area with divergent flow based on regular grid. *Computer & Geosciences*, 17: 413-422.
- Fridley, H.M., 1939. Solution and Stream Piracy. *The Journal of Geology*, 47: 178-188.
- Furget, J.F. and Dessaix, J., 2003. Changements environnementaux, dérives biologiques et perspectives de restauration du Rhône français après 200 ans d'influences anthropiques. *Vertigo*, 4(3).
- Gabet, E.J., 2000. Gopher bioturbation: Field evidence for non-linear hillslope diffusion. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25: 1419-1428.
- Gamez, P., Wherli, A., Fiziiane, J.P. and Scapoli, J., 1995. L'implication du karst dans la capture de la Moselle, Acte du colloque « Paléoréseaux hydrographiques quaternaires *Revue Géographique de l'Est*, 3(4): 297-308.
- Garbrecht, J. and Martz, W., 1997. The assignment of drainage direction over flat surfaces in raster digital elevation models. *Journal of Hydrology*, 193: 204-213.
- Gardet, G., 1937. Les alluvions de l'Ornain en aval de Bar-le-Duc (Feuille de Bar-le-Duc au 1/80 000). *Bulletin de la Société Géologique de France*: 222-229.

- Garland, M. and Heckbert, P.S., 1995. Fast polygonal approximation of terrains and height fields. Carnegie Mellon U. Technical report CMUCS: 95-181.
- George, P., 1990. Dictionnaire de la géographie. P.I.J.L., Paris, 4^{ème} éd.
- Gilbert, G.K., 1877. Geology of the Henry Mountains (Utah). U.S. Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountains Region, U.S. Government Printing Office, Washington D.C. 170.
- Glock, W.S., 1931. The development of drainage systems: a synoptic view. Geographical Review 21: 475-482.
- Goussot, M., 2004. Espaces et territoires aux États-Unis. Belin, Paris.
- Graveleau, F., 2008. Interactions Tectonique, Erosion, Sédimentation dans les avant-pays de chaînes : Modélisation analogique et étude des piémonts de l'est du Tian Shan (Asie centrale). Thèse de doctorat de l'université de Montpellier.
- Guyot, J.L., 1992. Hydrogéochimie des fleuves de l'Amazonie Bolivienne. ORSTOM Ed., Etudes et thèses, n° 1157-4, 264.
- Hack, J.L., 1957. Studies of longitudinal profiles in Virginia and Maryland. United States Geological Survey Profession Paper
- Hack, J.L., 1960. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. American Journal of science, 258: 80-97.
- Haller, A., 2012. Vivid valleys, pallid peaks? Hypsometric variations and rural-urban land change in the Central Peruvian Andes. Applied Geography, 35(1-2): 439-447.
- Hancock, G.S., Anderson, R.S. and Whipple, K.X., 1998. Beyond power: Bedrock river incision process and form, in E. Wohl and K. Tinkler, eds., Rivers Over Rock : Fluvial Processes in Bedrock Channels. Geophysical Monograph, 107: 35-60.
- Hancock, G.S., Nuake, J. and Fityus, S.G., 2006. Modelling of sediment dynamics in a laboratory-scale experimental catchment. Hydrological Processes, 20: 67-84.
- Hancock, G.S. and Willgoose, G.R., 2004. An experimental and computer simulation study of erosion on a mine tailings dam wall. Earth Surface Processes and Landforms, 29: 457-475.
- Harmand, D., 1992. Histoire de la vallée de la Meuse lorraine. Presse universitaire de Nancy.
- Harmand, D. et al., 2002. Incision *ante-* et post-capture dans les vallées de l'Ornain et de la Saulx (Est du bassin de Paris). Revue de Géographie de l'Est, 42(4).
- Harmand, D., Krook, L. and Pissart, A., 1995. L'enregistrement de la capture de la haute Moselle dans les alluvions de la basse vallée de la Meuse. Revue Géographique de l'Est, 3(4): 291-296.

- Harmand, D. and Le Roux, J.L., 2000. La capture de la Haute Moselle. Bulletin d'information des Géologues du Bassin de Paris, 37(3): 4-14.
- Hartshorn, K., Hovius, N., Dade, W.B. and Slingerland, R.L., 2002. Climate-driven bedrock incision in an active mountain belt. *Science*, 297: 2036-2038.
- Harvey, A.M., 1999. The impact of Quaternary sea-level and climatic change on coastal alluvial fans in the Cabo de Gata ranges, southeast Spain. *Geomorphology*, 28: 1-22.
- Harvey, A.M., Foster, G., Hannam, J. and Mather, A.E., 2003. The Tabernas alluvial fan and lake system, southeast Spain: applications of mineral magnetic and pedogenic iron oxide analyses towards clarifying the Quaternary sediment sequences. *Geomorphology*, 50: 151-171.
- Harvey, A.M., Miller, S.Y. and Wells, S.G., 1995. Quaternary soil and river terrace sequences in the Aguas/Feos river systems: Sorbas basin, southeast Spain. In: *Mediterranean Quaternary River Environments* (Lewin, J., Macklin, M.G. & Woodward, J.C., Eds.). Balkema, Rotterdam: 263-281.
- Harvey, A.M. and Wells, S.G., 1987. Response of Quaternary fluvial systems to differential epeirogenic uplift: Aguas and Feos River systems, south-east Spain. *Geology* 15: 689-693.
- Hauvel, A. et al., 1995. Pertes de l'Aure. Hypogées, Ligue spéléo Basse Normandie, Hérouville Saint-Clair.
- Heimsath, A.M., Chappell, J., Dietrich, W.E., Nishiizumi, K. and Finkel, R.C., 2001. Late Quaternary erosion in southeastern Australia: a field example using cosmogenic radionuclides. *Quaternary International*, 83-85: 169-185.
- Hillel, D., 1980. *Applications in Soil Physics*. New York, Academic Press, Inc.
- Hjulström, F., 1935. Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the river Fyris. *Bulletin of the Geological Institution of the University of Upsala*: 221-527.
- Hodges, K.V., Wobus, C., Ruhl, K., Schildgen, T. and Whipple, K.X., 2004. Quaternary deformation, river steepening, and heavy precipitation at the front of the Higher Himalayan ranges. *Earth Planetary Science Letters*, 220: 379-389.
- Holmgren, P., 1994. Multiple flow direction algorithms for runoff modelling in grid based elevation models : an empirical evaluation. *Hydrological Processes*, 8: 327-334.
- Horton, R.E., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: Hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society of America Bulletin*, 56: 275-370.
- Howard, A.D., 1971. Optimal angles of stream junction: geometric, stability to capture, and minimum power criteria. *Water Resources Research*, 7: 863-873.

- Howard, A.D., 1994. A detachment-limited model of drainage basin evolution. *Water Resources Research*, 30(7): 2261-2285.
- Howard, A.D., 1998. Long profile development of bedrock channels: Interaction of weathering, mass wasting, bed erosion, and sediment transport. In *River over rocks : Fluvial processes in bedrock channels*. AGU Monograph: 297-319.
- Howard, A.D., Dietrich, W.E. and Seidl, M.A., 1994. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. *Journal of Geophysical Research*, 99(B7): 13971-13986.
- Howard, A.D. and Kerby, G., 1983. Channel changes in badlands. *Geological Society of America Bulletin*, 94(6): 739-752.
- Hurtrez, J.E., 1998. Analyse géomorphologique des interactions tectonique-érosion dans le système himalayen. Thèse de doctorat de l'Université de Montpellier.
- Huxtable, J., 1993. Further thermoluminescence dates burn flints from Maastricht-Belvédère and finalised thermoluminescence age for the unit IV Middle Paleolithic sites. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, 47: 41-44.
- Ijjasz-Vasquez, E.J. and Bras, R.L., 1995. Scaling regimes of local slope versus contributing area in digital elevation models. *Geomorphology*, 12: 299-311.
- Ijjasz-Vasquez, E.J., Bras, R.L., Rodriguez-Iturbe, I., Rigon, R. and Rinaldo, A., 1993. Are river basins optimal channel networks? *Advances in Water Resources*, 16: 69-79.
- IKARE, 2012. Inventaire des phénomènes karstiques et des écoulements en milieu calcaire. Base de Données spéléo-karstologique du bassin Rhin-Meuse et des régions limitrophes. Rapport d'étude Version finale, mars 2012 (version modifiée à partir de la première version de juillet 2011) Correspondante scientifique AERM : Marchetto M. Porteurs de l'étude et rédacteurs du rapport : François D., Losson B. et Harmand D
- Iverson, R., 1997. The physics of debris flows. *Reviews of Geophysics*, 35: 245-296.
- James, L.A., 1995. Diversion of the Upper Bear River: Glacial Difffluence and Quaternary Erosion, Sierra Nevada, California. *Geomorphology*, 14(2): 131-148.
- Jenson, S.K. and Domingue, J.O., 1988. Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 54: 1593-1600.
- Joly, H., 1911. *Géographie physique de la Lorraine et de ses enveloppes*. Nancy.
- Jouve, A., 2007. Modélisation de la dynamique des paysages : application aux vallées de la seine et de la marne au quaternaire. Thèse de doctorat de l'Ecole des Mines de Paris.

- Judson, S. and Kauffman, M.E., 1990. *Physical Geology*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ, 8th edition.
- Juvigné, E., 2012. Les captures de cours d'eau dans les Hautes Fagnes : généralités.
- Juvigné, E. and Delvenne, Y., 2005. La capture du Trô Maret. *Hautes Fagnes*, 258: 25-29.
- Keller, E.A. and Pinter, N., 1996. *Active tectonics: Earthquakes Uplift and Landscapes*. Prentice Hall, New Jersey.
- Kientz, A., 2010. Les deuilles en Pays de Colombey. *Etudes Toulouses n° 135*, article 2.
- King, L.C., 1953. Canons of landscape evolution. *Geological Society of America Bulletin*, 64: 721-752.
- King, L.C., 1962. *The morphology of the Earth*. Edinburgh, Oliver and Boyd.
- Kirby, E. and Whipple, K.X., 2001. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. *Geology*, 29: 415-418.
- Kirby, E. and Whipple, K.X., 2012. Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal 1650 of Structural Geology*, 44: 54-75.
- Kirby, E., Whipple, K.X., Tang, W. and Chen, Z., 2003. Distribution of active rock uplift along the eastern margin of the Tibetan Plateau: Inferences from bedrock channel longitudinal profiles. *Journal of Geophysical Research*, 108.
- Kirchner, J.W., 1993. Statistical inevitability of Horton's laws and the apparent randomness of stream channel networks. *Geology*, 21: 591-594.
- Kirchner, J.W. et al., 2001. Mountain erosion over 10-year, 10000-year, and 10000 000-year timescales. *Geology*, 29: 591-594.
- Kirkby, M.J., 1971. process-response models based on the continuity equation. *Slopes Form and Process*, Institute of British Geographers, Special Publication, 3: 15-30.
- Klein, J., 2002. Deforestation in the Madagascar Highlands Established 'Truth' and Scientific Uncertainty. *GeoJournal*, 56(3): 191-199.
- Koltermann, C.E. and Gorelick, S.M., 1992. Paleoclimatic signature in terrestrial flood deposits. *Science*, 256 1775-1782.
- Kooi, H. and Beaumont, C., 1994. Escarpment evolution on high-elevation rifted margins: insights derived from a surface processes model that combines diffusion, advection, and reaction. *Journal of Geophysical Research*, 99 (B6): 12191-12209.
- Kooi, H. and Beaumont, C., 1996. Large-scale geomorphology: classical concepts reconciled and integrated with contemporary ideas via a surface processes model. *Journal of Geophysical Research*, 101(B2): 3361-3386.

- Krook, L., 1993. Heavy minerals in the Belvédère deposits. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, 47: 26-30.
- Kurse, B.C., 2013. Hypsometric analysis and watershed management of Diyung watershed in north eastern India. *Journal of the Geological Society of India*, 82 262-270.
- Lague, D., 2001. Dynamique de l'érosion continentale aux grandes échelles de temps et d'espace : modélisation expérimentale, numérique et théorique. Thèse de doctorat de l'université de Rennes.
- Lague, D., 2013. The stream power river incision model: evidence, theory and beyond. *Earth Surface Processes and Landforms*, 39(1): 38–61.
- Lague, D., Crave, A. and Davy, P., 2003. Laboratory experiments simulating the geomorphic response to tectonic uplift. *Journal of Geophysical Research*, 108(B1).
- Lague, D. and Davy, P., 2003. Constraints on the long-term colluvial erosion law by analyzing slope-area relationships at various tectonic uplift rates in the Siwaliks (Nepal). *Journal of Geophysical Research*, 108(B2).
- Lajeunesse, E., 2008. Erosion et transport de sédiments du laboratoire au terrain. Thèse d'habilitation à diriger des recherches de l'Institut de Physique du Globe de Paris.
- Lavé, J. and Avouac, J.P., 2001. Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of Central Nepal. *Journal of Geophysical Research*, 106(B11): 26561-26592.
- Le Roux, J.L. and Harmand, D., 1998. Contrôle morphostructural de l'histoire d'un réseau hydrographique : le site de capture de la Moselle *Geodinamica Acta* (Paris), 11: 149-162.
- Ledoux, E., 1980. Modélisation intégrée des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique. Thèse de Doctorat de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris et Université Paris 6, Paris, France.
- Ledoux, E., Girard, G. and Villeneuve, J.-P., 1984. Proposition d'un modèle couplé pour la simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique. *La Houille Blanche*: 101-110.
- Lee, D.T. and Schachter, B.J., 1980. Two algorithms for constructing a Delaunay triangulation. *International Journal of Computer & Information Sciences*, 9(3): 219-242.
- Lefebvre, D., Antoine, P., Auffret, J.P., Lautridou, J.P. and Lécolle, F., 1994. Réponses de la Seine et de la Somme aux événements climatiques, eustatiques et tectoniques du Pléistocène moyen et récent : rythmes et taux d'érosion. *Quaternaire*, 5: 165-172.
- Lejeune, O., 2005. Dynamique d'érosion des plateaux de l'Est de la France : Exemple du bassin-versant amont de la Marne. Thèse de doctorat de l'université de Reims.

- Leopold, L.B. and Wolman, M.G., 1957. River channel patterns--braided, meandering and straight. U.S. Geological Survey Professional Paper, 282: 111-134.
- Leyland, J. and Darby, S.E., 2009. Effects of Holocene climate and sea-level changes on coastal gully evolution: insights from numerical modelling. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34(14): 1878-1893.
- Leyland, J. and Darby, S.E., 2011. Effects of Holocene climate and sea-level changes on coastal gully evolution: insights from numerical modelling. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34(14): 1878–1893.
- Losson, B., 2000. Modalités des défluviations partielles souterraines de la Moselle avant sa capture. *Bulletin d'information des Géologues du Bassin de Paris*, 37(3): 15-22.
- Losson, B., 2003. Karstification et capture de la Moselle (Lorraine, France) : vers une identification des interactions. Thèse de doctorat de l'université de Metz.
- Losson, B. and Quinf, Y., 2001. La capture de la Moselle. Nouvelles données chronologiques par datations U/Th sur spéléothèmes. *Karstologia*, 37: 29-40.
- Martin, Y., 2000. Modelling hillslope evolution: linear and nonlinear transport relations. *Geomorphology*, 34: 1-21.
- Martin, Y. and Church, M., 1997. Diffusion in landscape development models: on the nature of basic transport relations. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22: 273–279.
- Martz, L.W. and de Jong, E., 1998. CATCH: a Fortran program for measuring catchment area from digital elevation models. *Computers and Geosciences*, 14: 627-640.
- Martz, L.W. and Garbrecht, J., 1998. The treatment of flat areas and depressions in automated drainage analysis of raster digital elevation models. *Hydrological Processes*, 12(6): 843-855.
- Mather, A.E., 2000. Impact of headwater river capture on alluvial system development: an example from the Plio-Pleistocene of the Sorbas Basin, SE Spain. *Journal of the Geological Society*, 157: 957-966.
- Matmon, A. et al., 2003. Erosion of an ancient mountain range, the great smoky mountains, North Carolina and Tennessee. *American Journal of Science*, 303: 817-855.
- Matsuoka, N., 2001. Solifluction rates, processes and landforms : a global review. *Earth-Science Review*, 55: 107-134.
- McKean, J.A., Dietrich, W.E., Finkel, R., Southon, J.R. and Caffee, M.W., 1993. Quantification of soil production and downslope creep rates from cosmogenic ¹⁰Be accumulations on a hillslope profile. *Geology*, 21(4): 343.

- McNamara, J.P., Ziegler, A.D., Wood, S.H. and Vogler, J.B., 2006. Channel head locations with respect to geomorphologic thresholds derived from a digital elevation model: A case study in northern Thailand. *Forest Ecology and Management*, 224: 147-156.
- Merritts, D.J., Vincent, K.R. and Wohl, E.E., 1994. Long river profiles, tectonism, and eustasy : a guide to interpreting fluvial terraces. *Journal of Geophysical Research*, 99: 14031-14050.
- Miller, K.G. et al., 2005. The phanerozoic record of global Sea-Level change. *Science*, 310(5752): 1293-1298.
- Montgomery, D.R. and Brandon, M.T., 2002. Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges. *Earth and Planetary Science Letters*, 201: 481-489.
- Montgomery, D.R. and Dietrich, W.E., 1988. Where do channels begin? *Nature*, 336: 232-234.
- Montgomery, D.R. and Dietrich, W.E., 1994. Landscape dissection and drainage area-slope thresholds. *Process Models and Theoretical Geomorphology*: 221-246.
- Montgomery, D.R. and Foufoula-Georgiou, E., 1993. Channel network source representation using digital elevation models. *Water Resources Research*, 29(12): 3925-3934.
- Morisawa, M., 1972. The Wasatch fault zone — General Aspects. *Environmental geology of the Wasatch Front*, 1: 1-17.
- Murray, A.B. and Paola, C., 1997. Properties of a cellular braided-stream model. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22(11): 1001-1025.
- O'Callaghan, J.F. and Mark, D.M., 1984. The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer Vision, Graphics and Image Processing*, 28: 323-344.
- Odoni, N.A., 2007. Exploring Equifinality in a Landscape Evolution Model. Phd thesis, University of Southampton.
- Olaya, V., 2008. Basic land-surface parameters. T. Hengl et H.I. Reuter, ed. *Geomorphometry: Concepts, Software, Applications, Developments in Soil Science*, 33: 141-169.
- Orlandini, S., Tarolli, P., Moretti, G. and Dalla Fontana, G., 2011. On the prediction of channel heads in a complex alpine terrain using gridded elevation data. *Water Resources Research*.
- Pandya, N., 2009. Analyse de sensibilité paramétrique d'un outil de modélisation des conséquences de scénarios d'accidents. Application à la dispersion atmosphérique de rejets avec le logiciel Phast. Thèse de doctorat de l'Université de Toulouse.

- Paola, C. et al., 1992. Downstream fining by selective deposition in a laboratory flume. *Science*, 258: 1757-1760.
- Pâque, A. and Cailleux, A., 1946. A propos des alluvions anciennes entre Ornain et Aisne. *Compte-rendu sommaire et bulletin de la Société Géologique de France*, 9: 157-159.
- Parker, R.S., 1977. Experimental study of drainage basin evolution and its hydrologic implications. PhD dissertation. Colorado State University, Fort Collins.
- Pascaud, P. and Roux, J.C., 1969. Les circulations karstiques dans les calcaires bajociens de la cuvette de Porten-Bessin (Calvados). *Mém. BRGM journées H. Schoeller, congrès national hydrogéologie, Bordeaux*, 76: 645-662.
- Paškauskas, S. and Vekeriotienė, I., 2013. Hypsometric assessment of the pre-last Glaciation (Late Saalian) topography, the south-east Lithuania. *BALTICA*, 26: 105-114.
- Passalacqua, P., Tarolli, P. and Foufoula-Georgiou, E., 2010. Testing space-scale methodologies for automatic geomorphic feature extraction from LiDAR in a complex mountainous landscape. *Water Resources Research*, 46: 0043-1397.
- Pazzaglia, F.J., 2003. Landscape evolution models. Gillespie, A. R., Porter, S. C., and Atwater, B. F., eds., *The Quaternary Period in the United States: Amsterdam, Elsevier*: 247-274.
- Pedraza, A., Pérez-Peña, J.V., Galido-Zaldivar, J., Azanon, J.M. and Azoe, A., 2009. Testing the sensitivity of geomorphic indices in areas of low-rate active folding (eastern Betic Cordillera, Spain). *Geomorphology*, 105: 218-231.
- Pelletier, J.D., 2003. Drainage basin evolution in the Rainfall Erosion Facility: dependence on initial conditions. *Geomorphology*, 53: 183-196.
- Penck, W., 1924. *Die morphologische Analyse. Geographische Abhandlungen: 2 Reihe, Heft 2: Stuttgart, Germany.*
- Penck, W., 1953. *Morphological analysis of landforms. Translated and edited by H. Czech and K. Boswell: London, Macmillan.*
- Pérez-Peña, J.V., Azañón, J.M., Booth-Rea, G., Azor1, A. and Delgado, J., 2009. Differentiating geology and tectonics using a spatial autocorrelation technique for the hypsometric integral. *Journal of Geophysical Research*.
- Perron, J.T. and et Royden, L., 2013. An integral approach to bedrock river profile analysis. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(6): 570-576.
- Petelet, M., 2007. *Analyse de sensibilité globale de modèles thermomécaniques de simulation numérique du soudage. Thèse de doctorat de l'Université de Bourgogne.*

- Peucker, T., 1975. Detection of Surface-Specific Points by Local Parallel Processing of Discrete Terrain Elevation Data. *Computer Graphics and Image Processing*, 4(4): 375-387.
- Pinet, P. and Souriau, M., 1988. Continental erosion and large-scale relief. *Tectonics*, 7(3): 563-582.
- Pirotti, F. and Tarolli, P., 2010. Suitability of LiDAR point density and derived landform curvature maps for channel network extraction. *Hydrological Processes*, 24: 1187-1197.
- Pissart, A., 1961. Les terrasses de la Meuse et de la Semois : la capture de la Meuse Lorraine par la Meuse de Dinant. *Annales de la Société Géologique de Belgique*.
- Pissart, A., Harmand, D. and Krook, L., 1997. L'évolution de la Meuse de Toul à Maastricht depuis le Miocène : corrélation chronologiques et traces des captures de la Meuse Lorraine d'après les minéraux denses. *Géographie Physique et Quaternaire*, 51: 267-284.
- Pissart, A. and Juvigné, E., 1982. Un phénomène de capture près de Malmedy : la Warche s'écoulait autrefois par la vallée de l'Eau Rouge. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 105: 73-86.
- Pissart, A., Krook, L. and Harmand, D., 1998. Modifications du tracé de la Meuse dans la région de Charleville-Mézières en liaison avec les captures de l'Aisne et de la Moselle. *Bulletin de la Société de géographie*, 35: 29-39.
- Poggio, L. and Soille, P., 2011. A probabilistic approach to river network detection in digital elevation models. *CATENA*, 87: 341-350.
- Poulet, A., Juvigné, E. and Pirson, S., 2008. The Rocourt Tephra, a widespread 90-74 ka stratigraphic marker in Belgium. *Quaternary Research*, 70: 105-120.
- Prosser, I.P. and Abernethy, B., 1996. Predicting the topographic limits to a gully network using a digital terrain model and process thresholds. *AGU. Hydrology: Erosion and sedimentation*, 32(7): 2289-2298.
- Quinn, P., Beven, K., Chevallier, P. and Planchon, O., 1991. The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. *Hydrological Processes*, 5(1): 59-79.
- Rasemann, S., Schmidt, J., Schrott, L. and Dikau, R., 2004. *Geographic Information Science and Mountain Geomorphology*. 101-145.
- Ribot, J.L., 1995. Normandie souterraine : une rivière, l'Aure, disparaît sous la terre avant de resurgir dans la mer. *Patrimoine Normand*, 6: 1-6.
- Rieger, W., 1992. Automated river line and catchment area extraction from DEM. *Data Proceedings of the 17th ISPRS Congress, Washington D.C*, 28: 642-649.

- Rigon, R., Rinaldo, A. and Rodriguez-Iturbe, I., 1994. On landscape selforganization. *Journal of Geophysical Research*, 99: 11971-11993.
- Rigon, R., Rinaldo, A., Rodriguez-Iturbe, I., IjjaszVasquez, E. and Bras, R.L., 1993. Optimal channel networks: A framework for the study of river basin morphology. *Water Resources Research*, 29(6): 1635-1646.
- Rinaldo, A., Dietrich, W.E., Rigon, R., Vogel, G. and Rodriguez- Iturbe, I., 1995. Geomorphological signatures of varying climate. *Nature*, 374: 632-634.
- Rodriguez-Iturbe, I. and Rinaldo, A., 1997. *Fractal river basins: chance and self-organization*. Cambridge University Press.
- Rodriguez-Iturbe, I., Rinaldo, A., Rigon, R., Bras, R.L. and IjjaszVasquez, E., 1992. Energy dissipation, runoff production and the three-dimensional structure of channel networks. *Water Resources Research*, 28: 1095-1103.
- Roering, J.J., Kirchner, J.W. and Dietrich, W.E., 1999. Evidence for non-linear, diffusive sediment transport on hillslopes and implications for landscape morphology. *Water Resources Research*, 35: 853-870.
- Roering, J.J., Kirchner, J.W. and Dietrich, W.E., 2001a. Hillslope evolution by nonlinear slope-dependent transport : Steady-state morphology and equilibrium adjustment timescales. *Journal of Geophysical Research*, 106: 16499-16513.
- Roering, J.J., Kirchner, J.W., Sklar, L. and Dietrich, W.E., 2001b. Experimental hillslope evolution by nonlinear creep and landsliding. *Geology*, 29: 143-146.
- Saisana, M., Saltelli, A. and Tarantola, S., 2005. Uncertainty and sensitivity analysis techniques as tools for the quality assessment of composite indicators. *Journal of the Royal Statistical Society Series*, 168(2): 307-323.
- Saisana, M. and Tarantola, S., 2002. State-of-the-art report on current methodologies and practices for composite indicator development. EUR 20408 EN Report.
- Schaller, M., von Blanckenburg, F., Hovius, N. and Kubik, P.W., 2001. Large-scale erosion rates from in situ-produced cosmogenic nuclides in European river sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 188: 441-458.
- Schlunegger, F. and Norton, K.P., 2013. Headward retreat of streams in the Late Oligocene to Early Miocene Swiss Alps. *Sedimentology*, 60(1): 85-101.
- Schoorl, J.M., Sonneveld, M.P.W. and Veldkamp, A., 2000. Three-dimensional landscape process modelling: the effect of DEM resolution. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25: 1025-1034.

- Schoorl, J.M., Veldkamp, A. and Bouma, J., 2002. Modelling water and soil redistribution in a dynamic landscape context: *Soil.Sci.Soc.Am.J.*: Soil Science Society of America Journal, 66(5): 1610-1619.
- Schorghofer, N. and Rothman, D.H., 2002. Acausal relations between topographic slope and drainage area. *Geophysical Research Letters*.
- Schumm, S.A., 1956. Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Geological Society of America Bulletin*, 67: 597-646.
- Schumm, S.A., 1968. River adjustment to altered hydrologic regimen Murrumbidgee River and paleochannels. United states Geological Survey Professional paper.
- Schumm, S.A., 1972. *River Morphology*. Dowden,Hutchinson & Ross, Inc., Stroudsburg, Pennsylvania.
- Schumm, S.A. and Khan, H.R., 1972. Experimental study of channel patterns. *Geological Society of America Bulletin*, 83: 1755-1770.
- Seidl, M.A. and Dietrich, W.E., 1992. The problem of channel erosion into bedrock. *Catena Supplement*, 23: 101-124.
- Selby, M.J., 1993. *Hillslope materials and processes*. Ed. Oxford University Press - 2nd Edition.
- Skidmore, A.K., 1989. A comparison of techniques for calculating gradient and aspect from a gridded digital elevation model. *International Journal of Geographic Information Science*, 3: 323-334.
- Skidmore, A.K., 1990. Terrain position as mapped from a gridded DEM. *International Journal of GIS*, 4: 33-49.
- Sklar, L. and Dietrich, W.E., 1998. River longitudinal profiles and bedrock incision models: Stream power and the influence of sediment supply in Rivers over rock: *Fluvial Processes in bedrock channels*. *Geophysical monograph*: 237-260.
- Sklar, L. and Dietrich, W.E., 2001. Sediment and rock strength controls on river incision into bedrock. *Geology*, 29(12).
- Sklar, L. and Dietrich, W.E., 2004. A mechanistic model for river incision into bedrock by saltating bed load. *Water Resources Research*, 33(7): 1129-1151.
- Sklar, L. and Dietrich, W.E., 2006. The role of sediment in controlling steady-state bedrock channel slope: Implications of the saltation-abrasion incision model. *Geomorphology*, 82(1-2): 58-83.

- Small, E.E., Anderson, R.S. and Hancock, G.S., 1999. Estimates of the rate of regolith production using Be-10 and Al-26 from an alpine hillslope. *Geomorphology*, 27: 131-150.
- Snyder, M.W., 1983. A comparison of four techniques for the calculation of slope and aspect from digital terrain matrices. Thèse de Master de l'Université de l'Illinois, Urbana.
- Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E. and Merritts, D.J., 2000. Landscape response to tectonic forcing : DEM elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino Triple Junction Region, Northern California. *Geological Society of America Bulletin.* , 112(8): 1250-1263.
- Soille, P. and Gratin, G., 1992. An efficient algorithm for drainage network extraction on DEMs. *Visual Communication and Image Representation*, 5: 181-189.
- Stark, C.P., 1991. An invasion percolation model of drainage network evolution. *Nature*, 352: 423-425.
- Stark, C.P. and Stark, G.J., 2001. A channelization model of landscape evolution. *American Journal of Science*, 301: 486-512.
- Sternai, P., Herman, F. and Champagnac, J., 2012. Pre-glacial topography of the European Alps. *Geology*.
- Stock, J.D. and Montgomery, D.R., 1999. Geologic constraints on bedrock river incision using the stream power law. *Journal of Geophysical Research*, 104(B3): 4983-4993.
- Stock, J.D., Montgomery, D.R., Collins, B.D., Dietrich, W.E. and Sklar, L., 2005. Field measurements of incision rates following bedrock exposure : Implications for process controls on the long profiles of valleys cut by rivers and debris flows. *Geological Society of America Bulletin.*, 117(1): 174-194.
- Stockes, M., Mather, A.E. and Harvey, A.M., 2002. Quantification of river-capture-induced baselevel changes and landscape development, Sorbas Basin, SE Spain. *Geological Society, London. Special Publications*, 191: 23-35.
- Stokes, M. and Mather, A.E., 2003. Tectonic origin and evolution of a transverse drainage the Rio Almanzora, Betic Cordillera, southeast Spain. *Geomorphology*, 50: 59-81.
- Strahler, A.N., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Bulletin of the Geological Society of America*, 63: 117-142.
- Summerfield, M.A., 1991. *Global Geomorphology*. Longman Scientific and Technical. Co-published by JohnWiley and Sons Inc, New York.
- Summerfield, M.A. and Hulton, N.J., 1994. Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. *Journal of Geophysical Research*, 99(B7): 13871-13884.

- Tarboton, D.G., 1997. A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. *Water Resources Research*, 33: 309-319.
- Tarboton, D.G., Bras, R.L. and Rodriguez- Iturbe, I., 1989. Scaling and elevation in river networks. *Water Resources Research* 25(9): 2037-2051.
- Tarboton, D.G., Bras, R.L. and Rodriguez- Iturbe, I., 1991. On the Extraction of Channel Networks from Digital Elevation Data. *Hydrologic Processes*, 5(5): 81-100.
- Tarboton, D.G., Bras, R.L. and Rodriguez- Iturbe, I., 1992. A physical basis for drainage density. *Geomorphology*, 5(1): 59-76.
- Tarolli, P. and Dalla Fontana, G., 2009. Hillslope-to-valley transition morphology: new opportunities from high resolution DTMs. *Geomorphology*, 113: 47-56.
- Temme, A.J.A.M. et al., 2008. Climate controls on late Pleistocene landscape evolution of the Okhombe valley, KwaZulu-Natal, South Africa. *Geomorphology*, 99(1): 280-295.
- Temme, A.J.A.M., Baartman, J.E.M. and Schoorl, J.M., 2009. Can uncertain landscape evolution models discriminate between landscape responses to stable and changing future climate? A millennial-scale test. *Global and Planetary Change*, 69: 48-58.
- Temme, A.J.A.M., Peeters, I., Buis, E., Veldkamp, A. and Govers, G., 2011. Comparing landscape evolution models with quantitative field data at the millennial time scale in the Belgian loess belt. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36: 1300-1312.
- Temme, A.J.A.M., Schoorl, J.M. and Veldkamp, A., 2006. Algorithm for dealing with depressions in dynamic landscape evolution models. *Computers and Geosciences*, 32: 452-461.
- Temme, A.J.A.M. and Veldkamp, A., 2009. Multi-process Late Quaternary landscape evolution modelling reveals lags in climate response over small spatial scales. *Earth Surface Processes and Landforms*, 4: 573-589.
- Tessier, L., 2003. Transport et caractérisation des matières en suspension dans le bassin-versant de la Seine - identification de signatures naturelles et anthropiques. Thèse de doctorat de l'École nationale des ponts et chaussées.
- Theobald, N. and Gardet, G., 1935. Les alluvions anciennes de la Moselle et de la Meurthe en amont de Sierck. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Metz*, 34: 69-100.
- Tribe, A., 1992. Automated recognition of valley lines and drainage networks from grid digital elevation models: a review and a new method. *Journal of Hydrology*, 139(1): 263-293.
- Tricart, J., 1949. La partie orientale du bassin de Paris: Etude morphologique, La genèse du Bassin (Tome I). S.E.D.E.S, Paris.

- Tricart, J., 1952. La partie orientale du bassin de Paris: Etude morphologique, l'évolution morphologique au Quaternaire (Tome II). S.E.D.E.S., Paris.
- Tricart, J., 1957. Evolution des versants. *L'information géographique*, 21: 108-116.
- Tucker, G.E. and Bras, R.L., 1998. Hillslope Processes, Drainage Density, and Landscape Morphology. *Water Resources Research*, 34: 2751-2764.
- Tucker, G.E. and Hancock, G.R., 2010. Modelling landscape evolution. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(1): 28-50.
- Tucker, G.E., Lancaster, S.T., Gasparini, N.M., Bras, R.L. and Rybarczyk, S.M., 2001a. The Channel-Hillslope Integrated Landscape Development Model (CHILD). Chapter 12 in: *Landscape Erosion and Evolution Modeling*, RS Harmon and WM Doe III (editors) Kluwer Academic/Plenum Publishers, Springer-Verlag, New York.
- Tucker, G.E., Lancaster, S.T., Gasparini, N.M., Bras, R.L. and Rybarczyk, S.M., 2001b. An object oriented framework for hydrologic and geomorphic modelling using triangulated irregular networks. *Computers and Geosciences*, 27: 959-973.
- Tucker, G.E. and Slingerland, R.L., 1994. Erosional Dynamics, Flexural Isostasy, and Long-Lived Escarpments. *Journal of Geophysical Research*, 99: 12229-12243.
- Tucker, G.E. and Slingerland, R.L., 1996. Predicting sediment flux from fold and thrust belts. *Basin Research*, 8: 329-349.
- Tucker, G.E. and Slingerland, R.L., 1997. Drainage basin response to climate change. *Water Resources Research*, 33(8): 2031-2047.
- Tucker, G.E. and Whipple, K.X., 2002. Topographic outcomes predicted by stream erosion models: Sensitivity analysis and intermodel comparison. *Journal of Geophysical Research*, 107(B9).
- Turowski, J.M., Lague, D. and Hovius, N., 2007. Cover effect in bedrock abrasion: A new derivation and its implications for the modeling of bedrock channel morphology. *Journal of Geophysical Research*, 112(F4).
- Twidale, C.R., 2004. River patterns and their meaning. *Earth-Science Reviews*, 67: 159-218.
- Valla, P., Van der Beek, P. and Lague, D., 2010. Fluvial incision into bedrock: insights from morphometric analysis and numerical modeling of gorges incising glacial hanging valleys (Western Alps, France). *Journal of Geophysical Research*, 115(F2): 2156-2202.
- Van Balen, R.T., Houtgast, R.F., Van der Wateren, F.M., Vandenberghe, J. and Bogaart, P.W., 2000. Sediment budget and tectonic evolution of the Meuse catchment in the Ardennes and the Roer Valley Rift System. *Global and Planetary Change*, 27: 113-129.

- Van de Wiel, M., Coulthard, T.J., Macklin, M.G. and Lewin, J., 2011. Modelling the response of river systems to environmental change: progress, problems and prospects for palaeo-environmental reconstructions. *Earth-Science Reviews*, 104: 167-185.
- Van de Wiel, M. and Temme, A.J.A.M., 2013. Mass-Conservative Depression Removal from DEMs. Poster presentation in 8th International Geomorphology Conference.
- Van der Beek, P., 2003. L'érosion à long terme et l'évolution du relief continental : modélisations numériques et données contraignantes. Thèse d'habilitation à diriger des recherches de l'Université de Joseph Fourier (Grenoble).
- Van der Beek, P. and Bishop, P., 2003. Cenozoic river profile development in the Upeer Lachlan catchment (SE Australia) as a test of quantitative fluvial incision models. *Journal of Geophysical research*, 108: 1-27.
- Van der Beek, P. and 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.
- Vance, D., Bickle, M., Ivy-Ochs, S. and Kubik, P.W., 2003. Erosion and exhumation in the Himalaya from cosmogenic isotope inventories of river sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 206: 273-288.
- Varnes, D.J., 1958. *Landslide Types and Processes*. Special Report 29: Landslides and Engineering Practice (E.B. Eckel, ed.), HRB, National Research Council, Washington, D.C: 20-47.
- Varnes, D.J., 1978. *Movement Types and Processes*. Special Report 176: Landslides: Analysis and Control (R.L. Schuster and R.J. Krizek, eds.), TRB, National Research Council, Washington, D.C: 11-33.
- Viseras, C., Calvache, M., Soria, J. and Fernandez, J., 2003. Differential features of alluvial fans controlled by tectonic or eustatic accommodation space. Examples from the Betic Cordillera, Spain. *Geomorphology*, 50: 181-202.
- Walling, D.E. and Webb, B.W., 1987. Material transport by the world's rivers: evolving perspectives. *Water for the Future: Hydrology in Perspective* (ed. by J. C. Rodda & N. C. Matalas): 313-329.
- Ward, W., 1945. The stability of natural slopes. *The Geographical Journal*, 105: 170-191.
- Weisrock, A., 1997. Cent ans après Davis : la question des captures et les paléoréseaux hydrographiques quaternaires d'après les exemples de l'Europe du Nord-Ouest. *Géographie Physique et Quaternaire*, 51(3): 261-266.

- Weisrock, A. and Taous, A., 1995. Enseignements de l'étude du couloir saalien de la haute Moselle, à propos de la capture de Toul. *Revue Géographique de l'Est*, 3-4: 255-268.
- Wherli, A., 1996. Les modalités de la circulation de l'eau dans le bassin-versant topographique et hydrogéologique de l'Aroffe. Mémoire de DEA, Université de Metz.
- Whipple, K.X., Anderson, R.S. and Dick, G.S., 2000a. River incision into bedrock: Mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation. *Geological Society of America Bulletin.*, 112: 490-503.
- Whipple, K.X. and Meade, B.J., 2004. Controls on the strength of coupling among climate, erosion, and deformation in two-sided, frictional orogenic wedges at steady state. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 109.
- Whipple, K.X., Snyder, N.P. and Dollenmayer, K., 2000b. 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(9): 835-838.
- Whipple, K.X. and Tucker, G.E., 1999. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research*, 104: 17617-17674.
- Willgoose, G., 1994. A physical explanation for an observed area-slope-elevation relationship for catchments with declining relief. *Water Resources Research*, 30(2): 151-159.
- Willgoose, G., Bras, R.L. and Rodriguez- Iturbe, I., 1991a. A coupled channel network growth and hillslope evolution model, 1. Theory. *Water Resources Research*, 27 (7): 1671-1684.
- Willgoose, G., Bras, R.L. and Rodriguez- Iturbe, I., 1991b. A coupled channel network growth and hillslope evolution model, 2. Nondimensionalization and Applications. *Water Resources Research*, 27(7): 1685-1696.
- Willgoose, G., Bras, R.L. and Rodriguez- Iturbe, I., 1991c. A Physical Explanation of an Observed Link Area-Slope Relationship. *Water Resources Research*, 27(7): 1697-1702.
- Willgoose, G., bras, R.L. and rodriguez- Iturbe, I., 1991d. Results from a new model of river basin evolution. *Earth Surface Processes and Landforms*, 16: 237-254.
- Willgoose, G. and Hancock, G.S., 1998. Revisiting the hypsometric curve as an indicator of form and process in transport-limited catchment. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23(7): 611-623.
- Wobus, C. et al., 2006. Tectonics from topography: procedures, promise, and pitfalls. *Tectonics, Climate, and Landscape Evolution. Geological Society of America Special*, 398: 55-74.

- Wohl, E., 1992. Bedrock benches and boulder bars : Floods in the Burdekin Gorge of Australia. *Geological Society of America Bulletin.*, 104: 770-778.
- Wohl, E., 1993. Bedrock channel incision along Piccaninny Creek, Australia. *Journal of Geology*, 101: 749-761.
- Wolock, D.M. and McCabe, G.J., 1995. Comparison of single and multiple flow direction algorithms for computing topographic parameters in TOPMODEL. *Water Resources Research*, 31: 1315-1324.
- Woodruff, C.M. and Abbott, P.L., 1986. Stream piracy and evolution of the Edwards Aquifer along the Balcones Escarpment, Central Texas. Abbott P.L., Woodruff C.M. Jr (ed.) - *The Balcones Escarpment, Central Texas. Geological Society of America Bulletin*, 97: 77-90.
- Zaprowski, B.J., Evenson, E.B., Pazzaglia, F.J. and Epstein, J.B., 2001. Knickzone propagation in the Black Hills and northern High Plains: a different perspective on the late Cenozoic exhumation of the Laramide Rocky Mountains. *Geology*, 29(6): 547-550.
- Zhong, D.Q. and Ding, L., 1996. *Science in China (series D)*. 26: 289-295.

Annexe 1 : Données utilisées pour l'évaluation de GOLEM.

Voici les tableaux utilisés pour établir la figure 2.16.

$\langle Z_{eq} \rangle$	$U = 10 \cdot 10^{-6}$	$U = 25 \cdot 10^{-6}$	$U = 50 \cdot 10^{-6}$	$U = 75 \cdot 10^{-6}$	$U = 100 \cdot 10^{-6}$
$K_b = 10^{-3}$	98.07	244.5	490.21	735.20	957.63
$K_b = 5 \cdot 10^{-4}$	196.1	490.2	966.25	1440.5	1929
$K_b = 10^{-4}$	980	2429.6	4886.9	7350.5	9751.06
$K_b = 5 \cdot 10^{-5}$	1961	4903.1	9793.5	13296**	16871**

Tableau A1.1. Corrélacion entre $\langle z \rangle$, U et K_b . Les unités sont exprimées en mètre et an.

C	$U = 10 \cdot 10^{-6}$	$U = 25 \cdot 10^{-6}$	$U = 50 \cdot 10^{-6}$	$U = 75 \cdot 10^{-6}$	$U = 100 \cdot 10^{-6}$
$K_b = 10^{-3}$	9807	9780	9804	9802	9576
$K_b = 5 \cdot 10^{-4}$	9805	9804	9662	9603	9645
$K_b = 10^{-4}$	9800	9719	9773	9800	9751
$K_b = 5 \cdot 10^{-5}$	9805	9806	9774	8864**	8435**

Tableau A1.1.bis. Valeurs de $\langle Z \rangle K_b / U$. Les unités sont exprimées en mètre et an. (***) Notons que dans les cas extrêmes (U et K_b , élevés) C diminue car le processus de rupture de pente se déclenche.

Annexe 2 : Modèle 1D pour les captures

2 Construction d'un modèle 1D pour les captures et validation.

Dans cette annexe nous présentons les différentes étapes que nous avons suivies pour développer le modèle monodimensionnel. Pour cela, nous commençons par décrire puis valider le modèle.

2.1 Description et principe

Nous avons montré dans le chapitre 3, que GOLEM peut être utilisé pour simuler l'extension d'un bassin versant au détriment d'un autre. Mais l'utilisation de ce type de modèle nécessite un temps de calcul important et la préparation des données restent une étape délicate en 2D. La rapidité et la simplicité d'une approche 1D permet de faire des calculs intensifs pour faire une étude de sensibilité.

Les approches de calibration 2D présentés dans le précédent chapitre ont permis d'estimer les âges des captures. Ces derniers restent cependant supérieurs à ceux estimés par les géologues (Le Roux and Harmand, 1998; Losson, 2003) et par rapport au nombre de captures observées durant le dernier million d'années. Une approche monodimensionnelle permet d'élaborer des approches de calibration mieux adaptées à la problématique des captures.

Simuler avec GOLEM le **mécanisme de l'avulsion** nécessiterait l'intégration d'une équation de transport/dépôt (2.12 par exemple). Car dans le mode detachment-limited, les rivières sont gouvernées par l'équation d'advection (2.10) et aucun dépôt n'est possible. Or, l'équation (2.12) nécessite un calage de 3 paramètres en plus (K_f , m_f et n_f). Nous avons vu que la calibration des paramètres d'une manière générale reste une étape très délicate. De plus, l'équation de transport/dépôt fait intervenir le Laplacien, et les temps de calcul deviennent beaucoup plus importants (multiplier par cent dans certain cas). Simuler le mécanisme d'avulsion avec l'équation (2.12) en limitant le transport à la vallée de la Meuse est difficile à implémenter. Cependant, dans le modèle 1D, la rivière piratée est représentée par un seul point. Ainsi, simuler l'avulsion se fait facilement en imposant un potentiel afin d'obtenir une vitesse d'aggradation souhaitée.

La prise en compte des **processus karstiques** est difficile à faire avec GOLEM puisque les modèles d'évolution classiques ne permettent pas de simuler les écoulements souterrains.

Même si certains logiciels simulent l'érosion chimique (CHILD par exemple), il ne s'agit que de l'érosion de surface. Pour simuler les écoulements karstiques souterrains, il est important de localiser les zones. De nombreux logiciels hydrogéologiques simulant les écoulements souterrains ont été développés (MODCOU¹² (Ledoux, 1980; Ledoux et al., 1984) par exemple). Un couplage entre un modèle d'érosion de surface et un modèle hydrogéologique est envisageable mais demande probablement beaucoup de travail pour réaliser seulement quelques tests dans notre cas.

Le modèle que nous avons développé s'appuie sur les mêmes équations que celles utilisées dans les modèles classiques d'évolution des paysages. Dans le cadre de l'étude des captures par rivières pirates, nous avons gardé le mode detachment-limited. Nous avons repris et programmé sous Scilab les mêmes équations que dans GOLEM, que nous avons résolues avec une méthode de différences finies et un pas de temps adaptatif (le théorème de Lax¹³).

Le modèle prend en entrée,

- le profil initial du chemin de capture potentielle ; il peut être extrait d'un SIG après une analyse de la topographie par exemple,
- l'aire drainée le long du profil ; elle peut être calculée sur un MNT (SIG, Hydro), extrapolée à partir de mesures aux stations ou encore ajustée avec un modèle en puissance (2.8),
- les 6 paramètres des 3 fonctions utilisées.
- Les conditions aux limites : par convention la condition à la limite gauche représente la rivière piratée, la condition à la limite droite concerne la rivière pirate (point de confluence avec rivière bénéficiaire). Des vitesses d'incision ou d'aggradation peuvent être imposées.

Le modèle développé fonctionne d'une manière itérative. Le modèle sépare d'abord le domaine des versants de celui des rivières à partir des conditions initiales (altitude et aire drainée) et en fonction n_{ci} et T_{ci} (2.18). Ensuite, l'équation de la diffusion (2.15) est appliquée sur la partie « versant » et l'équation d'advection (2.10) sur la partie « rivière ». Une fois le profil mis à jour le calcul se lance avec le nouveau profil. Le modèle s'arrête dès qu'une capture a lieu. L'organigramme présenté dans la figure A2.1 illustre le principe du modèle 1D.

¹² **MODCOU** : modèle hydrologique développé à l'Ecole des Mines, simule les écoulements superficiels et souterrains.

¹³ Le **théorème de Lax** permet d'assurer la convergence d'un schéma numérique.

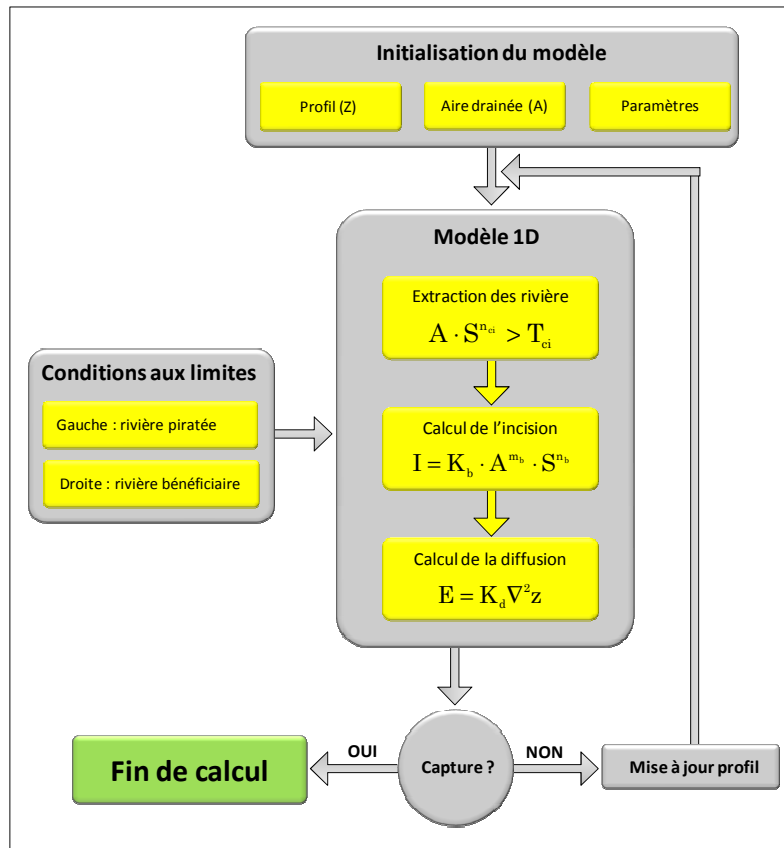


Figure A2.1. Schéma du principe du modèle 1D.

2.2 Simulations et comparaison avec GOLEM

Dans cette partie, nous souhaitons voir si le modèle 1D peut être utilisé pour étudier les captures, une fois ces dernières localisées (par un modèle 2D ; exemple GOLEM ou par une analyse de la topographie locale). Nous commençons d'abord par mettre en évidence le mécanisme d'avancement de tête de rivière. Ensuite, nous comparons les résultats des simulations 1D avec ceux obtenus par GOLEM en utilisant les paramètres calibrés par les approches 2D (chapitre 3). L'expérimentation avec le modèle 1D est réalisée sur les 3 régions de capture dans le bassin de la Meuse. La capture de l'Ornain par la Meholle n'est pas considérée.

Le modèle 1D prend en entrée le profil initial, l'aire drainée et les paramètres physiques du modèle (K_b , m_b , n_b , K_d , n_{ci} et T_{ci}). Ici, les profils et les aires drainées ont été extraits à partir du même MNT que celui qui a été utilisé dans les simulations 2D précédentes. Pour cela, on lance GOLEM pour faire évoluer la topographie selon le scénario 1. Une fois que toutes les captures ont eu lieu, on extrait les coordonnées XY des chemins de captures, i.e. le tracé entre l'exutoire de la Moselle (limite du MNT) et le point de capture de la Meuse (ou de l'Aroffe dans le cas de la capture par la Bouvade). On extrait sur le MNT *actuel* : les

altitudes et les aires drainées correspondantes aux trois chemins de capture. La figure A2.2 et A2.3 illustrent respectivement les tracés, les profils et les aires drainées pour les 3 cas étudiés.

Le nombre de mailles extrait est toujours inférieur à 300 points (tableau A2.1) comparant aux 80000 nœuds utilisés dans GOLEM. Ce qui permet de réduire énormément les temps de calcul (le temps de calcul est divisé par 100 en moyenne).

Profils/capture	Nombre de maille	Longueur curviligne
Rupt-de- Mad	196	59.62
Ingressin	286	86.36
Bouvade	298	90.81

Tableau A2.1. Profils extrait du MNT 250m avec GOLEM.

Dans notre modèle, la limite droite représente le point confluence avec la Moselle et la limite gauche représente le point sur la Meuse ou la capture à lieu. Afin de pouvoir comparer les résultats avec GOLEM, la condition à la limite droite est tirée de l'historique de l'évolution de la Moselle pour le même jeu de paramètres. C'est-à-dire, les simulations sont d'abord lancées sur le profil de la Moselle (2.10) et l'évolution des points de confluence des rivières pirates avec la Moselle sont enregistrées dans un fichier. Ainsi, la condition à la limite droite est imposée par l'évolution de la Moselle. Les simulations s'arrêtent, une fois qu'une des captures a eu lieu. Pour les figures, nous ajoutons aux profils : la partie de la Moselle entre le point de confluence avec la rivière pirate et son point de sortie du MNT (le village de Yutz) (figure A2.2 et A2.3).

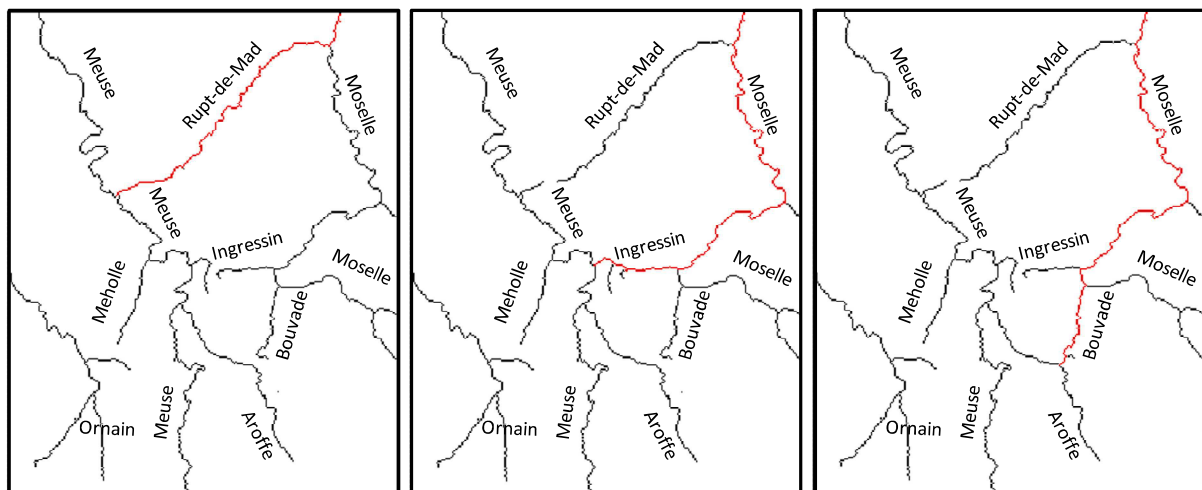


Figure A2.2. Chemins de captures extraits d'un MNT 250m avec GOLEM.

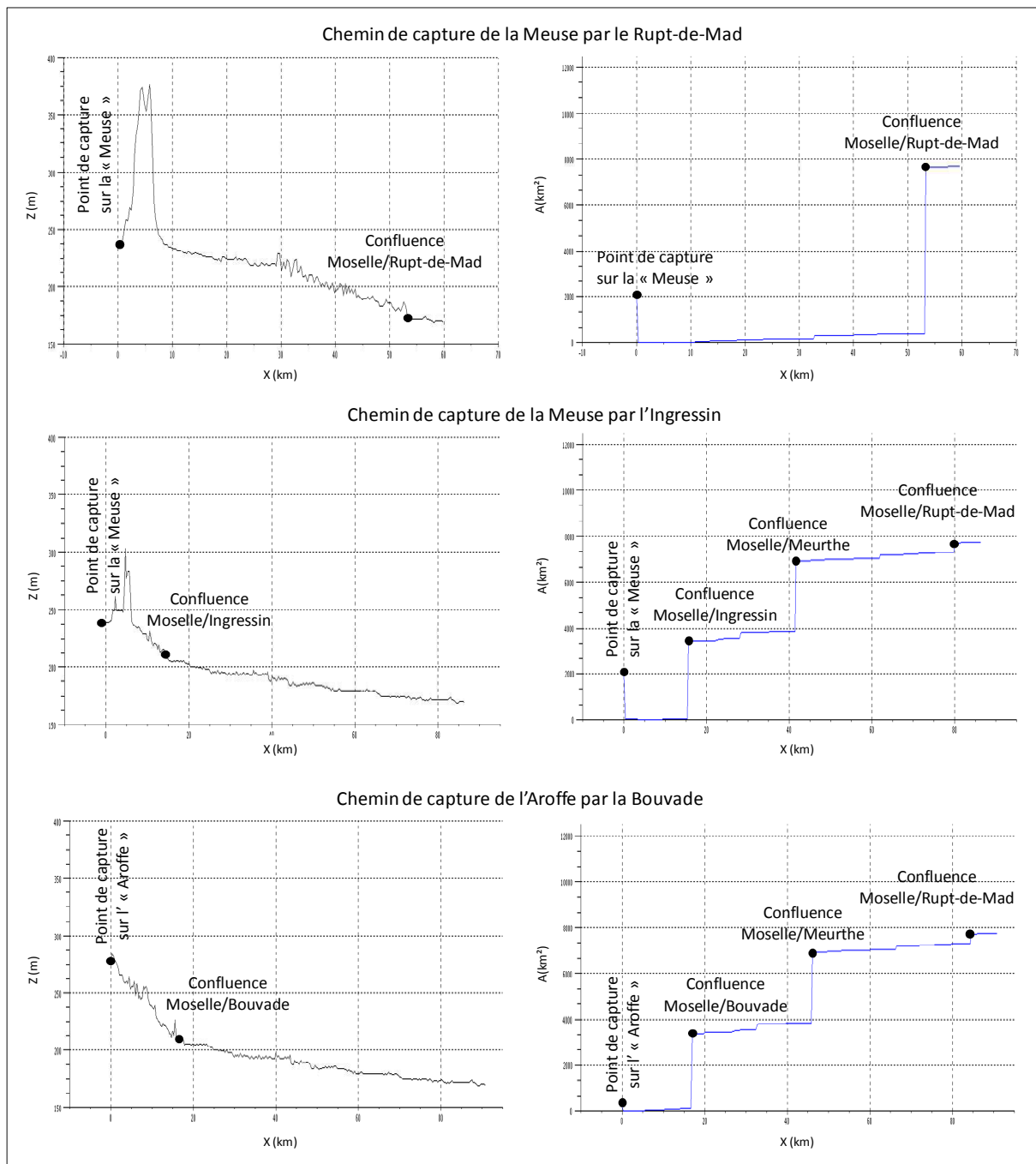


Figure A2.3. Profils et aire drainées des chemins de captures extraites d'un MNT 250m avec GOLEM.

2.2.1 L'avancement de la tête de la vallée en 1D

L'objectif de cette partie est d'observer sur un profil 1D l'avancement de la tête de rivière, i.e. c'est-à-dire de suivre l'évolution temporelle de la position de l'extrémité amont de la rivière. Nous avons choisi le profil de capture par le Rupt-de-Mad pour illustrer le principe. La simulation a été exécutée sur une durée arbitraire mais suffisante (de 10Ma) avec les conditions aux limites suivantes :

- enfoncement de 10m/Ma sur la limite gauche (Moselle),
- altitude fixe sur la limite droite (Meuse).

Les valeurs des paramètres sont arbitraires, elles ont été choisies de sorte que l'on puisse voir le mécanisme d'avancement de tête de rivière. C'est-à-dire le seuil de chenalisation est fixé à une valeur relativement grande pour que la tête soit initialement localisée à l'aval afin de mieux observer son avancement. La liste des valeurs des paramètres est donnée dans le tableau A2.2. Les résultats sont illustrés dans la figure A2.4.

La figure A2.4 montre que la longueur initiale du profil du Rupt-de-Mad est de 20.52km : c'est la distance entre le point de confluence avec la Moselle et la tête de rivière (extraite par l'équation (2.18) dont la valeur est dans le tableau A2.2). La simulation fait avancer la tête du Rupt-de-Mad vers l'amont de 16.21km en 10Ma. Ce qui représente une vitesse moyenne d'avancement de 1.62m/Ma sur cette période.

Paramètres	Unités	Valeurs
K_b	$m^{-0.4} an^{-1}$	10^{-8}
m_b	-	0.7
n_b	-	1
K_d	m^2/an	0.05
n_{ci}	-	0.5
T_{ci}	km^2	15

Tableau A2.2. Valeurs des paramètres pour les simulations 1D.

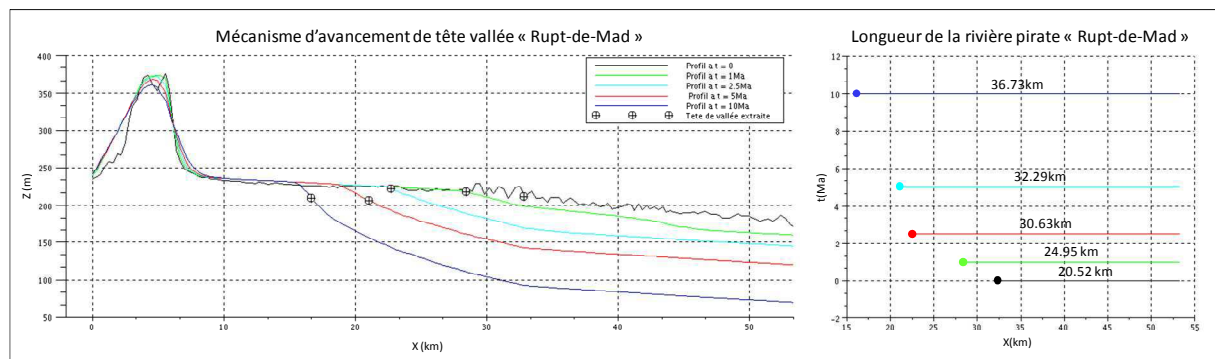


Figure A2.4. Avancement de tête de vallée du Rupt-de-Mad.

La topographie locale, l'interfluve et l'aire drainée ont beaucoup d'influence sur les vitesses d'avancement des têtes de rivières.

Une relation analytique entre les paramètres du modèle et la vitesse d'avancement de tête de vallée est donc difficile à établir. En revanche, une étude de sensibilité paramétrique sur la vitesse d'avancement de tête de vallées pour les 3 régions de captures pourrait être réalisée

pour établir une relation empirique entre les paramètres du modèle et la vitesse d'avancement de tête de rivière.

2.2.2 Simulations 1D et comparaison avec GOLEM

Les résultats obtenus auparavant avec GOLEM devraient être retrouvés avec le modèle 1D. Puisque ce dernier intègre les mêmes équations. Dans cette partie, nous simulons l'évolution des trois profils de captures avec des paramètres calibrés par les approches présentées dans la section 3 du chapitre 3.

Les paramètres utilisés pour les trois cas sont donnés dans le tableau 3.8 (chapitre 3). Nous avons utilisé les mêmes conditions de simulations; i.e. enfoncement de la limite droite (Moselle) avec 70m/Ma et blocage de la limite gauche (Meuse). Les simulations ont été exécutées sur une durée maximale de 10Ma. Il faut noter que baisser l'exutoire de la Moselle de 70m/Ma pendant une durée de 10 millions d'années n'est pas réaliste. Nous rappelons que l'objectif ici est d'évaluer les paramètres des équations intégrées dans le modèle. Les résultats d'évolution des trois profils sont dans les figures A2.5, A2.6 et A2.7.

La figure A2.5 et A2.6 montrent que l'enfoncement de la Moselle décroît à l'amont. Dans ce cas, l'enfoncement de 70m/Ma sur la limite droite (Moselle) se traduit par un enfoncement de 56m/Ma au point de confluence avec la Bouvade. Cela s'explique par le fait que les paramètres K_b et m_b sont calés à partir de la relation pente-aire drainée en supposant que le profil de la Moselle est à l'équilibre, ainsi, l'abaissement de son exutoire ne se propage pas aussi rapidement sur tout le profil. Cependant, dans la figure A2.7 le profil de la Moselle s'enfonce avec 70m/Ma ; reflétant ainsi, ce qui a été imposé.

Les simulations donnent des âges des captures tous supérieurs à 10 millions d'années. Sauf pour la Bouvade (avec les paramètres calibrés avec l'approche du scénario 70m/Ma), où la capture a lieu après 2.02Ma. Ces résultats sont similaires aux résultats obtenus auparavant par GOLEM (>10 Ma). Notons que l'âge de capture de la Bouvade obtenu avec GOLEM (2.25 Ma) est légèrement supérieur à celui obtenu avec l'approche 1D (2.02 Ma). Cette différence est due principalement aux algorithmes d'extraction des réseaux hydrographiques, où les dépressions et les zones plates sont traitées au fur et à mesure que la topographie évolue dans GOLEM, donc des petites altérations sur la matrice des directions d'écoulement peuvent apparaître, provoquant ainsi, le changement de la grille des aires drainées. Cependant, dans l'approche 1D l'aire drainée utilisée a été extraite une fois le réseau hydrographique établi. Mais d'une manière générale, ces erreurs sont faibles ($< 10\%$).

Paramètres	Unité	Valeurs		
		BD CARTHAGE	MNT I.G.N	SCENARIO 70m/Ma
m_b	-	0.588	0.472	0.335
n_b	-	1	1	1
K_b	$m^{1-2m_b}an^{-1}$	$2.23 \cdot 10^{-7}$	$2.23 \cdot 10^{-6}$	$88.19 \cdot 10^{-6}$
K_d	m^2/an	$16 \cdot 10^{-4}$	$16 \cdot 10^{-4}$	$16 \cdot 10^{-4}$
n_{ci}	-	0.253	0.253	0.253
T_{ci}	km^2	0.440	0.440	0.440

Tableau A2.3. Liste des paramètres calibrés dans le chapitre 3 –Rappel du tableau 3.5.

2.3 Conclusions

Le modèle 1D développé s'appuie sur une approche différences finies pour les résolutions des équations différentielles. La résolution du maillage utilisé est fixe et imposée par le MNT dont les chemins de captures ont été extraits. Des problèmes liés à la résolution du maillage pour la résolution de l'équation de diffusion ont été soulevés par Jouve (Jouve, 2007). Ainsi, faire un maillage adaptatif en 1D reste plus simple à mettre en œuvre qu'en 2D et permettrait ainsi, de minimiser les erreurs liées à ce dernier.

L'approche 1D a montré que les têtes de vallées évoluent dans l'espace et dans le temps. Cependant, la quantification de cette évolution à partir des équations s'avère difficile. Ainsi, une étude de sensibilité paramétrique avec le modèle 1D permettrait de mieux comprendre l'impact des paramètres sur cette évolution.

Nous avons montré à travers des comparaisons que le modèle 1D développé donne des résultats similaires à ceux obtenus avec GOLEM mais avec des temps calcul très faibles et avec une grande facilité pour la préparation des données et l'analyse de résultats. Nous avons vérifié que les âges de captures estimés avec GOLEM et avec le modèle 1D sont quasiment identiques, et les légères différences sont dues principalement aux algorithmes d'extraction des réseaux hydrographiques.

L'approche monodimensionnelle peut être utilisée pour mieux comprendre le passé. La connaissance des paléo-tracés et des âges des captures nous offre d'autres informations pour calibrer les paramètres du modèle.

Annexe 3 : Autres processus : Avulsion et karst (1D)

3 Autres processus : avulsion et karst

3.1 Hypothèse de l'avulsion de la Meuse

Le modèle 1D a été validé expérimentalement, en utilisant GOLEM comme référence. Par conséquent, nous n'utiliserons par la suite que le modèle 1D pour réaliser nos simulations. De même, nous utiliserons les valeurs calibrées sur l'enfoncement de la Moselle (dernière méthode) dont les résultats nous semblent plus cohérents avec le scénario d'évolution fixé.

Nous avons conclu dans le chapitre 3 que l'avulsion de la Meuse pourrait réduire les délais des captures. Des études sur le terrain et les terrasses et les forages de la BSS (BRGM) indiquent la présence d'une couche importante de sédiments dans la vallée (10 à 20m voir la synthèse dans (ANDRA, 2012)). Et les auteurs suggèrent des scénarios d'évolution où cette dernière continue à déposer avec une vitesse de 10m/Ma. Nous utiliserons cette valeur pour étudier l'impact de l'avulsion de la Meuse sur les âges des captures.

Les simulations dans cette partie sont réalisées avec les mêmes conditions que dans la partie 1.2 avec une vitesse d'aggradation de la limite gauche (Meuse ou Aroffe) de 10m/Ma. Ici nous rappelons aussi que cette hypothèse n'est pas réaliste sur les durées de simulations fixées. Car la quantité de sédiments disponible pour remplir les dénivelés ne sont pas suffisantes. Néanmoins, cette hypothèse permet de quantifier l'impact de l'avulsion sur la période d'étude (même si ce n'est pas réaliste). Les résultats d'évolution des trois profils sont présentés dans la figure A2.8, les âges de chaque capture sont donnés dans le tableau A3.1.

La figure A2.8 montre que les profils évoluent quasiment de la même manière que dans la figure A2.7. La différence réside principalement dans la partie de la Meuse, où elle se remplit avec une vitesse de 10m/Ma. Cette condition provoque le remplissage de la vallée jusqu'au col, menant ainsi, à une capture par débordement (figure A2.8).

Le tableau A3.1 montre que les âges de captures baissent considérablement avec la prise en compte de l'avulsion de la Meuse. On remarque que pour une vitesse de remplissage de 10m/Ma, les âges sont divisés par 4 pour la Bouvade et réduits d'au moins 60% pour l'Ingressin. Cependant, les âges de capture Rupt-de-Mad restent toujours supérieurs à 10m/Ma, qui s'explique par une forte altitude de l'interfluve à cet endroit (un dénivelé de 141m).

La différence d'altitude entre la Meuse (Aroffe dans le cas d'une capture par la Bouvade) et le sommet de l'interfluve est de 5m pour la Bouvade, de 65m pour l'Ingressin et de 141m pour le Rupt-de-Mad. Ainsi, si on considère que la vitesse de remplissage de 10m/Ma : les captures par débordement « pur » auront lieu à 0.5Ma pour la Bouvade, 6.1 Ma pour l'Ingressin et 14.1 Ma pour le Rupt-de-Mad. L'enfoncement de la Moselle a peu d'effet mais il n'est pas pour autant négligeable : les délais sont réduits de 25 à 30%.

<i>Lieux de capture</i>	Rupt-de-Mad/Meuse	Ingressin/Meuse	Bouvade/Aroffe
<i>Age (Ma)</i>	>10 (>10)	4.08 (>10)	0.48 (2.02)

Tableau A3.1. Résultats de simulations du modèle 1D avec paramètres calibrés par rapport au scénario d'enfoncement de la Moselle de 70m/Ma. Les valeurs en noir représentent les âges obtenus avec prise en compte de l'avulsion de la Meuse (10m/Ma) et celles en rouge représentent les résultats obtenus pour les mêmes conditions sans prise en compte de l'avulsion de la Meuse.

3.2 Prise en compte des écoulements souterrains (soutirage Karstique)

Dans cette partie, nous souhaitons voir l'impact des processus karstiques sur les âges des captures.

La modélisation des karsts est difficile et dans notre cas nécessiterai un modèle hydrogéologique en profondeur. Dans cette section nous nous limitons au détournement des écoulements par le réseau souterrain avant une capture en surface. Pour cela, nous évaluons l'impact des processus karstiques de deux façons différentes en augmentant :

- i. l'aire drainée de la rivière pirate ; simulant ainsi, l'impact des résurgences karstiques,
- ii. la diffusivité sur les versants ; simulant ainsi l'effet de la dissolution, les effondrements de cavités, etc.

3.2.1 Modélisation du Karst en augmentant l'aire drainée de la rivière pirate

La méthode consiste simplement à diminuer l'aire du bassin piraté au profit du bassin pirate. Un exemple marquant sur ce type de phénomène est celui de l'Aroffe et de la Bouvade. Le relevé sur le terrain montre que le débit d'eau mesuré à l'exutoire de l'Aroffe (à Rigny-la-Salle) est de 0.825m³/s pour une lame d'eau¹⁴ de seulement 98, ce qui est extrêmement bas

¹⁴ **Lame d'eau** : représente le rapport entre le volume d'eau écoulé en une station de mesure et la surface du bassin versant à cette station ; elle est très couramment exprimée en mm.

pour la région. L'explication est connue : *l'Aroffe subit des pertes importantes dans le sous-sol*. La rivière disparaît même totalement à Gémonville et ressurgit à Barisey. A l'inverse, la Bouvade a un débit trois fois plus fort que celui de l'Aroffe à l'exutoire ($2.52\text{m}^3/\text{s}$ à Toul). La lame d'eau écoulee dans le bassin de la Bouvade est de 702 millimètres, ce qui est très élevé, même en Lorraine, surtout dans sa partie centrale. Les débits cités plus haut laissent imaginer que *les pertes importantes de l'Aroffe sont déjà en partie récupérées par le bassin de la Bouvade*.

Pour évaluer l'impact des résurgences sur les âges de captures, nous avons choisi trois cas : la rivière pirate reçoit 50%, 100% ou 200% d'une « aire drainée de référence » qui est égale à l'aire drainée de la rivière « piratée » au point où la capture « doit avoir » lieu. Nous sommes conscients que ces valeurs ne sont pas réalistes, néanmoins elles permettront d'évaluer la sensibilité de l'impact des processus karstiques représentés par des résurgences surfaciques.

Les localisations spatiales des points de résurgence ont été calculées de sorte que l'impact du drainage soit maximal. Ces points sont obtenus en raccordant par une ligne droite le point de capture sur la Meuse (ou l'Aroffe) avec le point opposé sur la rivière pirate. Cette simplification n'est pas réaliste mais elle permet d'avoir des résurgences situées le plus en amont possible sur la rivière pirate et de maximiser ainsi son effet. Les images à gauche dans la figure A2.9 donnent les localisations des points de résurgences.

Les simulations ont été exécutées avec les mêmes paramètres et les mêmes conditions aux limites que celle utilisées dans la partie 1.4 (i.e., Hypothèse de l'avulsion de la Meuse). La seule différence réside dans l'aire drainée initiale fournie pour le modèle. La figure A2.9 (à droite) illustre les nouvelles aires drainées calculées pour les trois profils de capture.

Le tableau A3.2 illustre les âges des captures obtenus. Il montre que les âges de capture de l'Ingressin et de la Bouvade restent inchangés même pour un apport karstique de 200% (et seulement une réduction de 2% pour la Bouvade). Cela montre même, dans les cas extrêmes, que l'apport d'une aire drainée n'impacte pas les âges de capture. Cependant, on constate sur la figure A2.10 qu'une augmentation de l'aire drainée provoque l'accélération de l'enfoncement de la rivière pirate provoquant, ainsi, l'augmentation de la concavité de la rivière. Par exemple, le point de résurgence sur l'Aroffe (figure A2.10) s'enfonce de +45m pour une résurgence de 200% (3840.5km^2) par rapport au cas où la résurgence n'est pas considérée. L'augmentation de la concavité de la rivière peut être démontée analytiquement à partir de l'équation d'advection 2.10.

Démonstration :

La prise en compte d'une aire drainée supplémentaire A_k s'écrit dans l'équation 2.10 comme suit ($n_b = 1$) :

$$\frac{\partial Z}{\partial t} = U - K_b \cdot (A + A_k)^{mb} \cdot S \quad (\text{A3.1})$$

Si on considère un apport karstique constant dans le temps alors on peut écrire que :

$$A_k = \alpha \cdot A \quad (\text{A3.2})$$

Avec $\alpha > 0$;

En remplaçant (A3.2) dans (A3.1) on trouve :

$$\frac{\partial Z}{\partial t} = U - K'_b \cdot A^{mb} \cdot S \quad (\text{A3.3})$$

Avec $K'_b = K_b (1 + \alpha)$. Pour la même condition à la limite droite et pour m_b fixe, l'augmentation de K_b augmente l'incision dans la région entre le point de résurgence et la condition à la limite. Cela explique l'augmentation de l'enfoncement de la partie aval à la résurgence dans la figure A2.10.

Lieux de capture	Age (Ma)		
	Aire drainée + 50%	Aire drainée + 100%	Aire drainée + 200%
Rupt-de-Mad/Meuse	>10 (>10)	>10 (>10)	>10 (>10)
Ingressin/Meuse	4.08 (4.08)	4.08 (4.08)	4.08 (4.08)
Bouvade/Aroffe	0.48 (0.48)	0.48 (0.48)	0.48 (0.46)

Tableau A3.2. Résultats de simulations du modèle 1D avec paramètres calibrés par rapport au scénario d'enfoncement de la Moselle de 70m/Ma. Les valeurs en noir représentent les âges obtenus en modélisant le karst par l'augmentation de l'aire drainée de la rivière pirate et celles en rouge représentent les résultats pour les mêmes conditions sans prise en compte des karsts.

3.2.2 Modélisation du Karst en augmentant K_d

Dans cette partie nous nous intéressons à la simulation des processus karstiques sur les versants (effondrement de cavité, dissolution, etc.). L'approche est globale, elle consiste simplement à augmenter le coefficient de diffusivité K_d afin de favoriser l'érosion des versants. Nous sommes conscients que les phénomènes tels que les effondrements des cavités sont événementiels, nous supposons cependant que sur le long terme ils peuvent être approximés par l'équation de diffusion. Pour cela nous avons choisi d'évaluer trois valeurs de K_d . La valeur de K_d sera multipliée par 10 (figure A2.11), par 100 (figure A2.12) et par 1000 (figure A2.13).

Dans cette partie nous avons gardé les mêmes conditions de simulation de 1.3. Et les résultats de simulation sont résumés dans le tableau A3.3. Ce dernier montre que les âges de captures sont fortement réduits avec l'augmentation de K_d . Une multiplication de K_d par 10

réduirait les âges de capture de 25% pour une capture par la Bouvade, 40% pour une capture par la l'Ingressin. Cependant, la capture par le Rupt-de-Mad reste toujours supérieure à 10Ma. Dans le cas extrême (multiplication par 1000), les âges sont divisés par 6.5 pour la Bouvade, par 5 pour l'Ingressin et d'au moins par 5 pour le Rupt-de-Mad. Cela permet de conclure que : (i) les âges de captures sont très sensibles à la valeur de K_d . Ainsi, l'ajustement doit être fait avec précaution ; (ii) la prise en compte des processus karstiques en augmentant la diffusivité réduirait considérablement les âges de captures.

Lieux de capture	Age (Ma)			
	$K_d = 0.0016$	$K_d = 0.016$	$K_d = 0.16$	$K_d = 1.6$
Rupt-de-Mad/Meuse	>10	>10	6.487	2.194
Ingressin/Meuse	4.08	1.664	1.181	0.835
Bouvade/Aroffe	0.48	0.360	0.175	0.073

Tableau A3.3. Résultats de simulations du modèle 1D avec paramètres calibrés par rapport au scénario d'enfoncement de la Moselle de 70m/Ma et en modélisant le karst par l'augmentation de K_d (m^2/an).

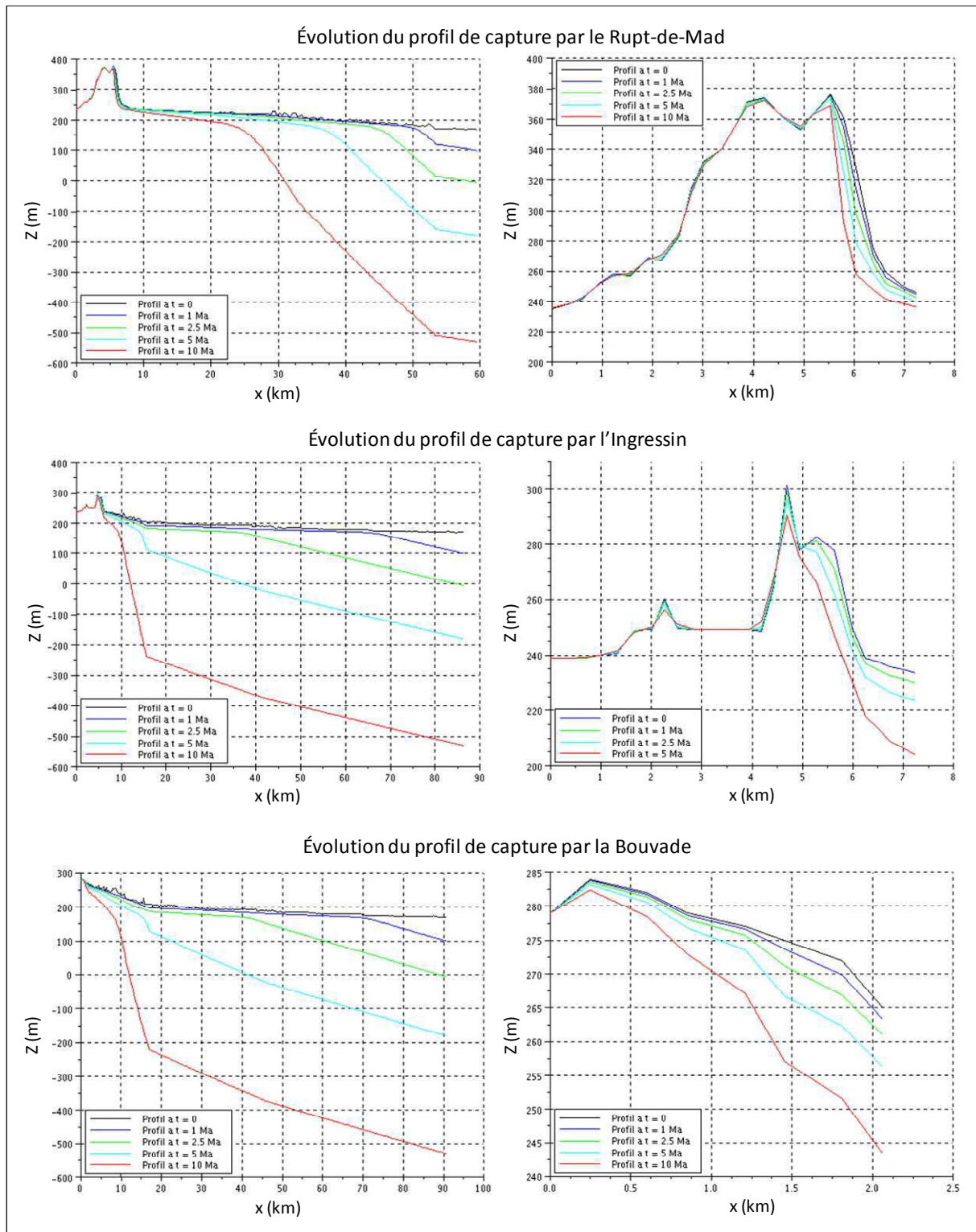


Figure A2.5. Evolution des 3 profils avec les paramètres calibrés par la méthode pente-aire drainée calculée sur le cours de la Moselle (exemple 1 tableau A2.3). Les figures à gauche représentent les interfluves.

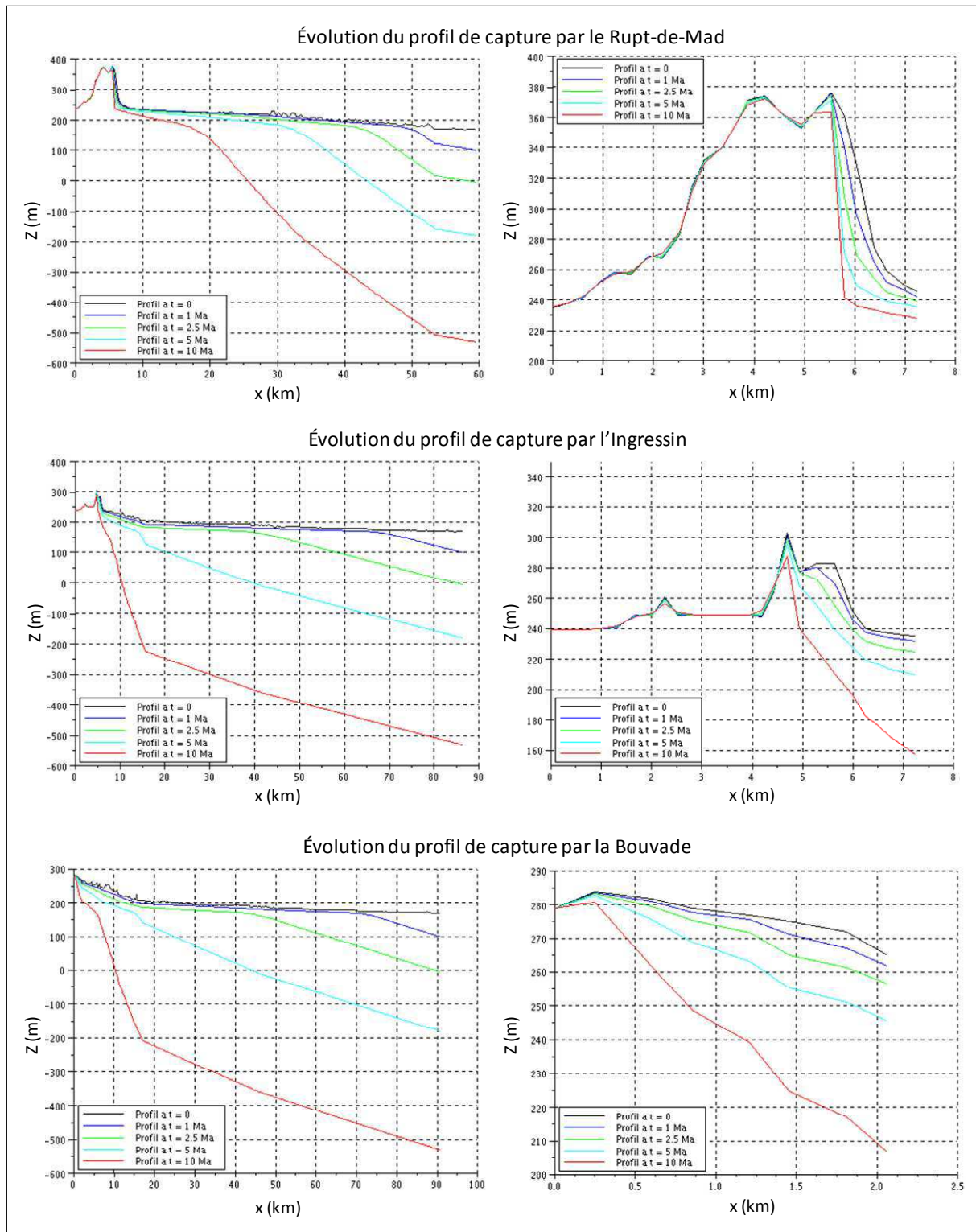


Figure A2.6. Evolution des 3 profils avec les paramètres calibrés par la méthode pente-aire drainée calculée à partir du MNT (exemple 2 tableau A2.3). Les figures à gauche représentent les interfluves.

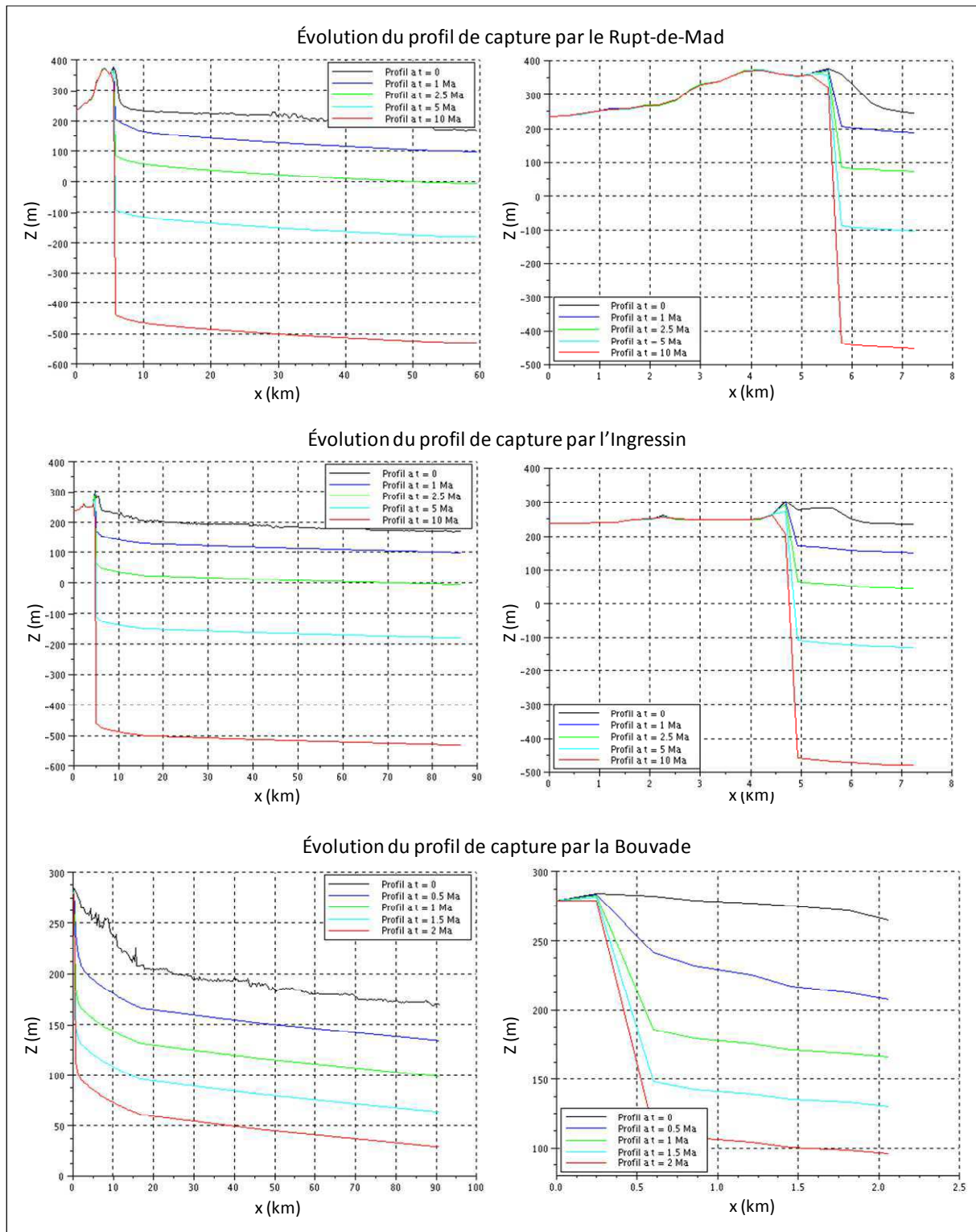


Figure A2.7. Evolution des 3 profils avec les paramètres calibrés par la méthode du scénario d'enfoncement parallèle de la Moselle de 70m/Ma (exemple 3 tableau A2.3). Les figures à gauche représentent les interfluves.

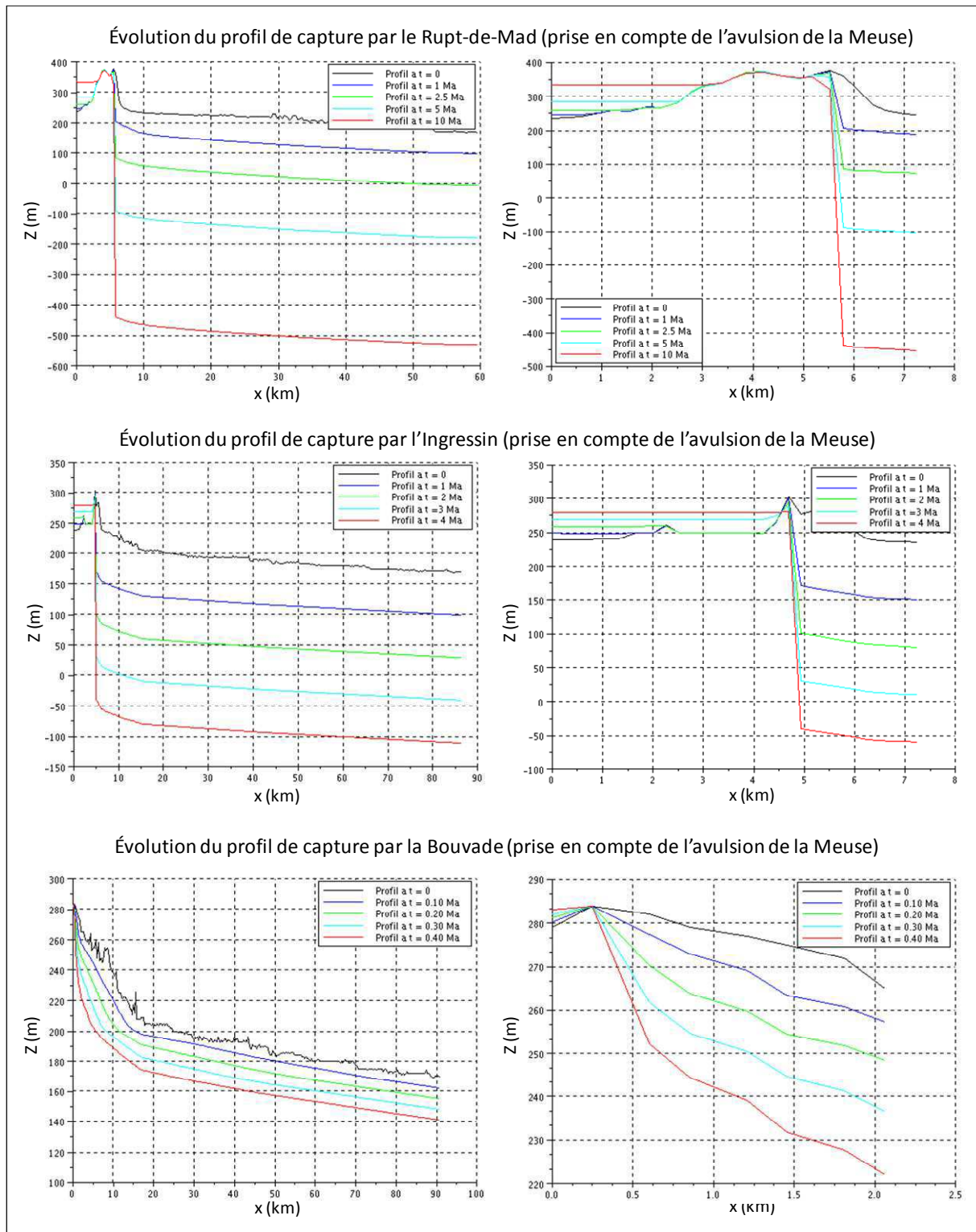


Figure A2.8. Evolution des 3 profils avec les paramètres calibrés par la méthode du scénario d'enfoncement parallèle de la Moselle de 70m/Ma et une aggradation de 10m/Ma de la Meuse. Les figures à gauche représentent les interfluves.

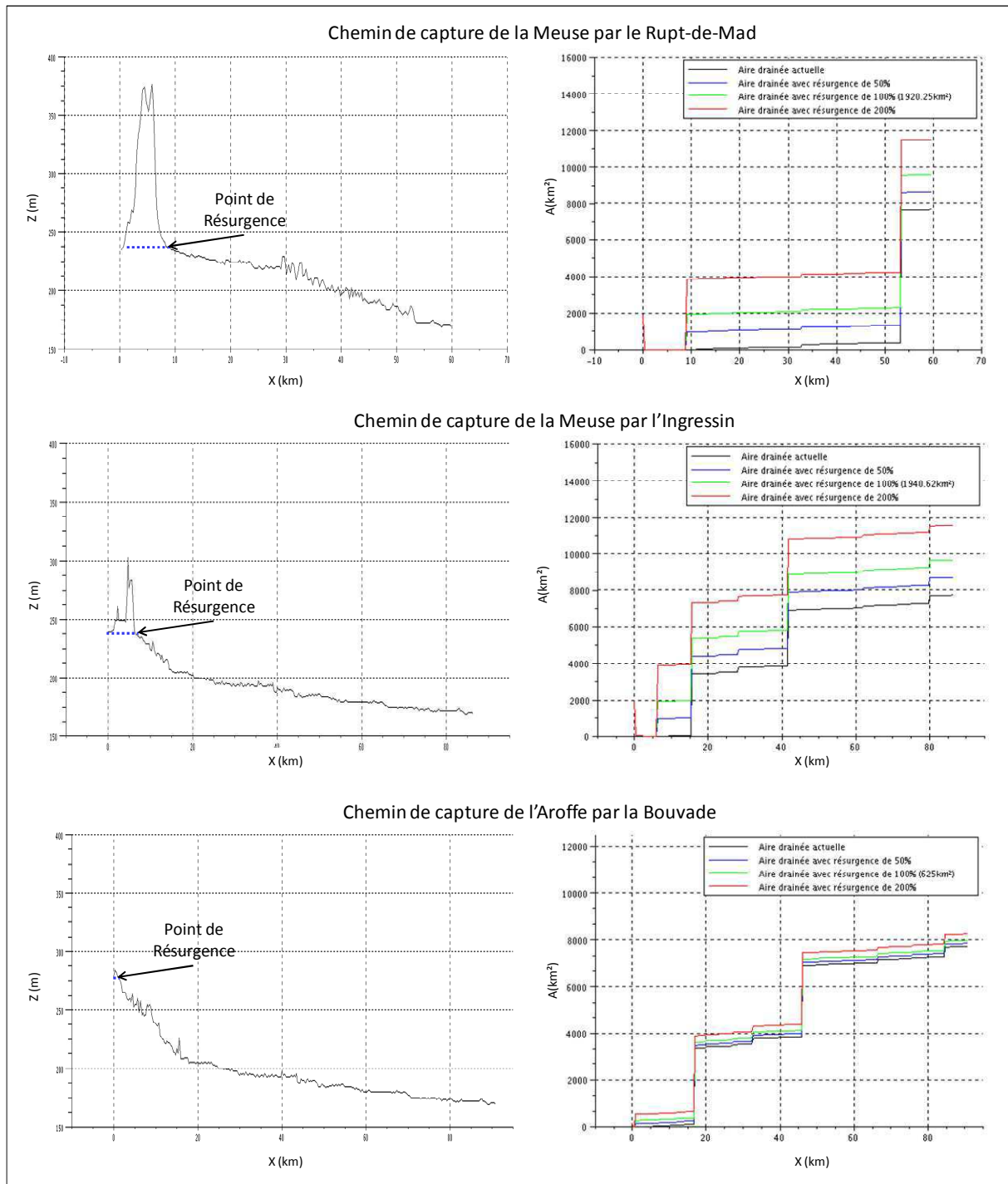


Figure A2.9. Profils (à gauche) et aires drainées (à droite) des chemins de captures extraites d'un MNT 250m pour différentes valeurs de résurgence. Sur les images de droite, la courbe en noir représente les aires drainées initiales (figure A2.3). La courbe bleue (respectivement verte ou rouge) représente l'aire drainée initiale à laquelle on a ajouté une aire drainée de 50% (respectivement 100% ou 200%) d'une aire drainée de référence. Ce qui se traduit par une translation verticale de la courbe à l'aval de ce point.

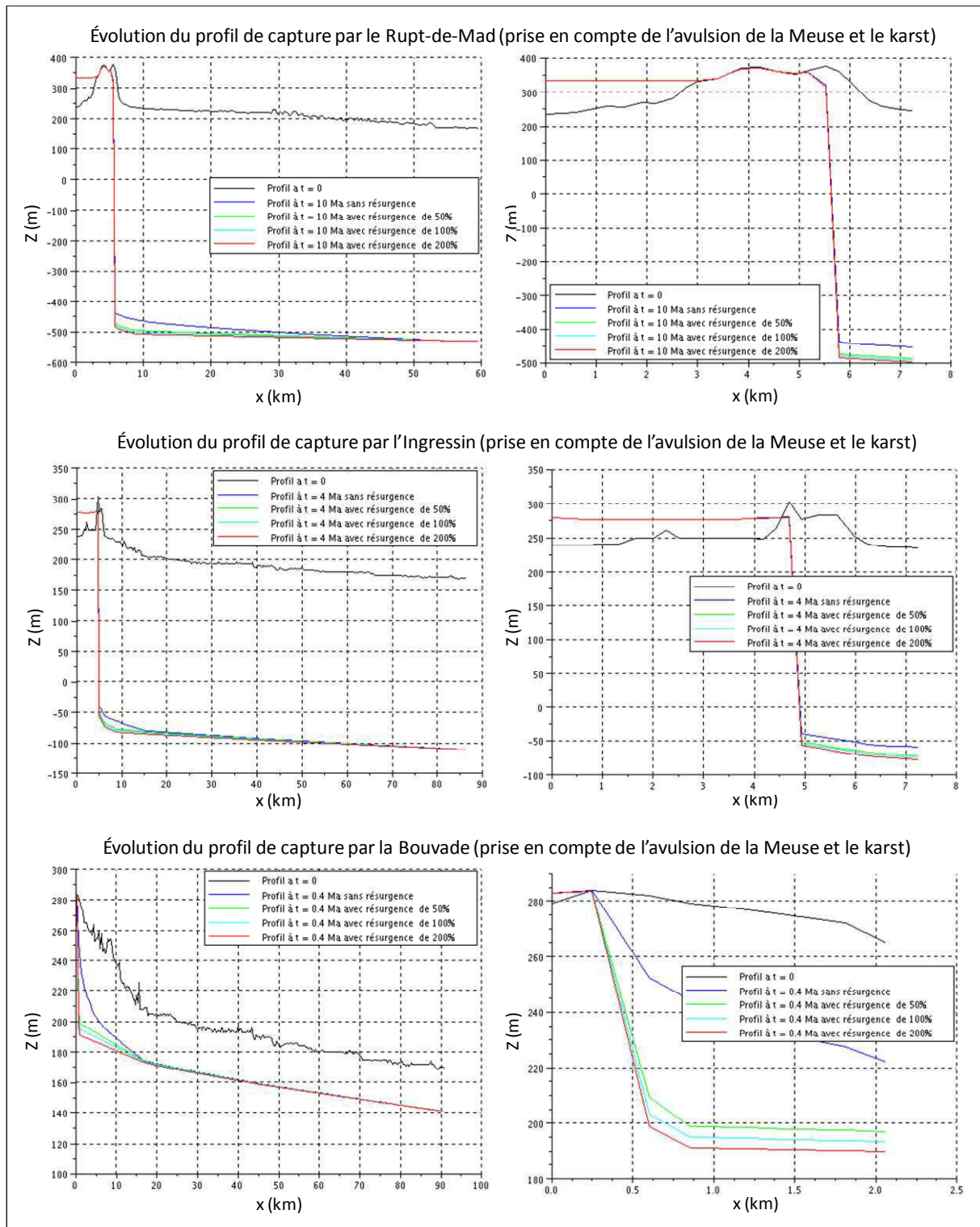


Figure A2.10. Evolution des 3 profils avec les paramètres calibrés par la méthode de scénario d'enfoncement parallèle de la Moselle avec 70m/Ma et en prenant un compte un remplissage de la Meuse avec une vitesse de 10m/Ma pour différentes valeurs de résurgence. Les figures à gauche représentent les interfluves.

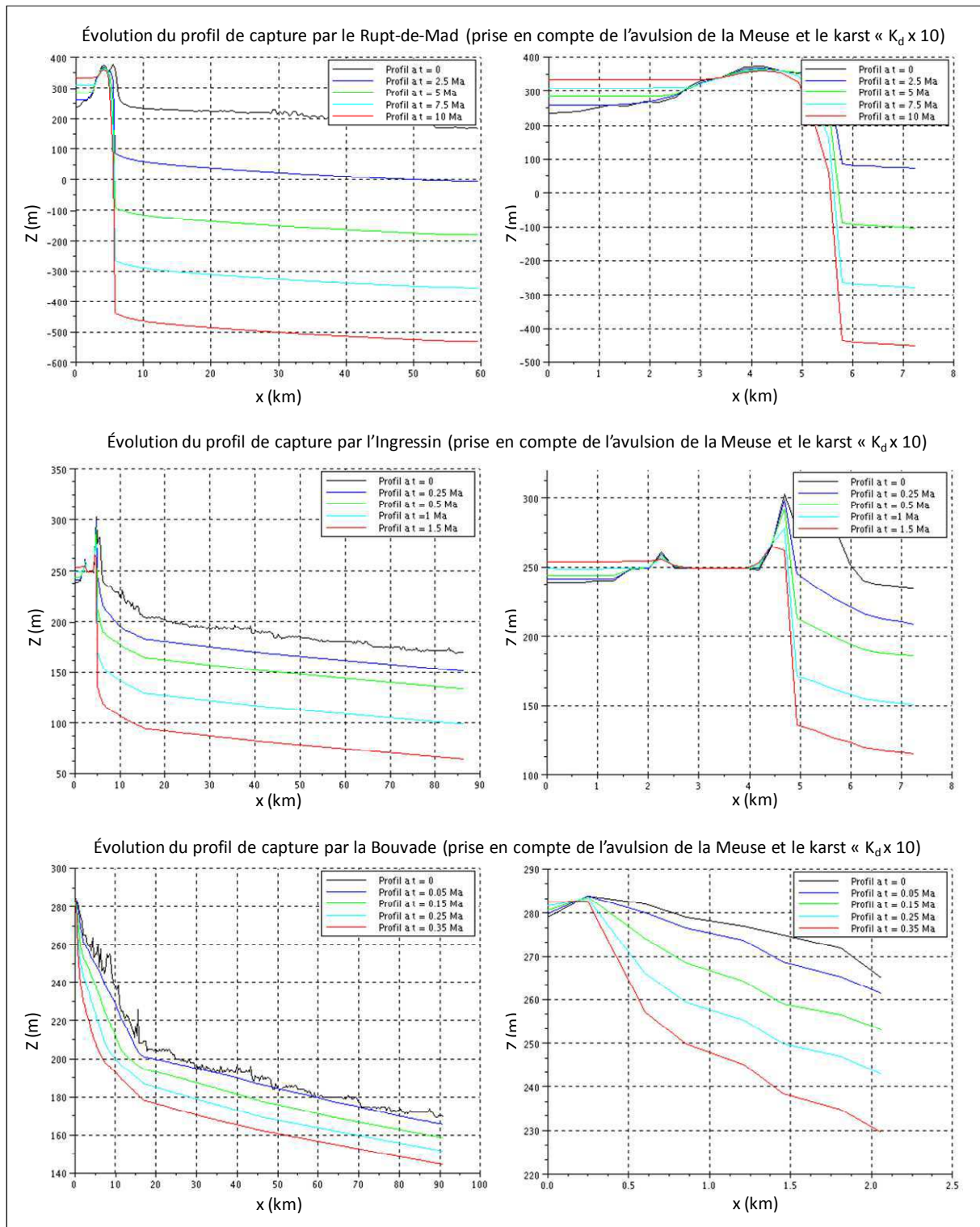


Figure A2.11. Evolution des 3 profils avec les paramètres calibrés par la méthode de scénario d'enfoncement parallèle de la Moselle avec 70m/Ma et en prenant un compte un remplissage de la Meuse avec une vitesse de 10m/Ma pour une valeur de K_d multipliée par 10. Les figures à gauche représentent les interfluves.

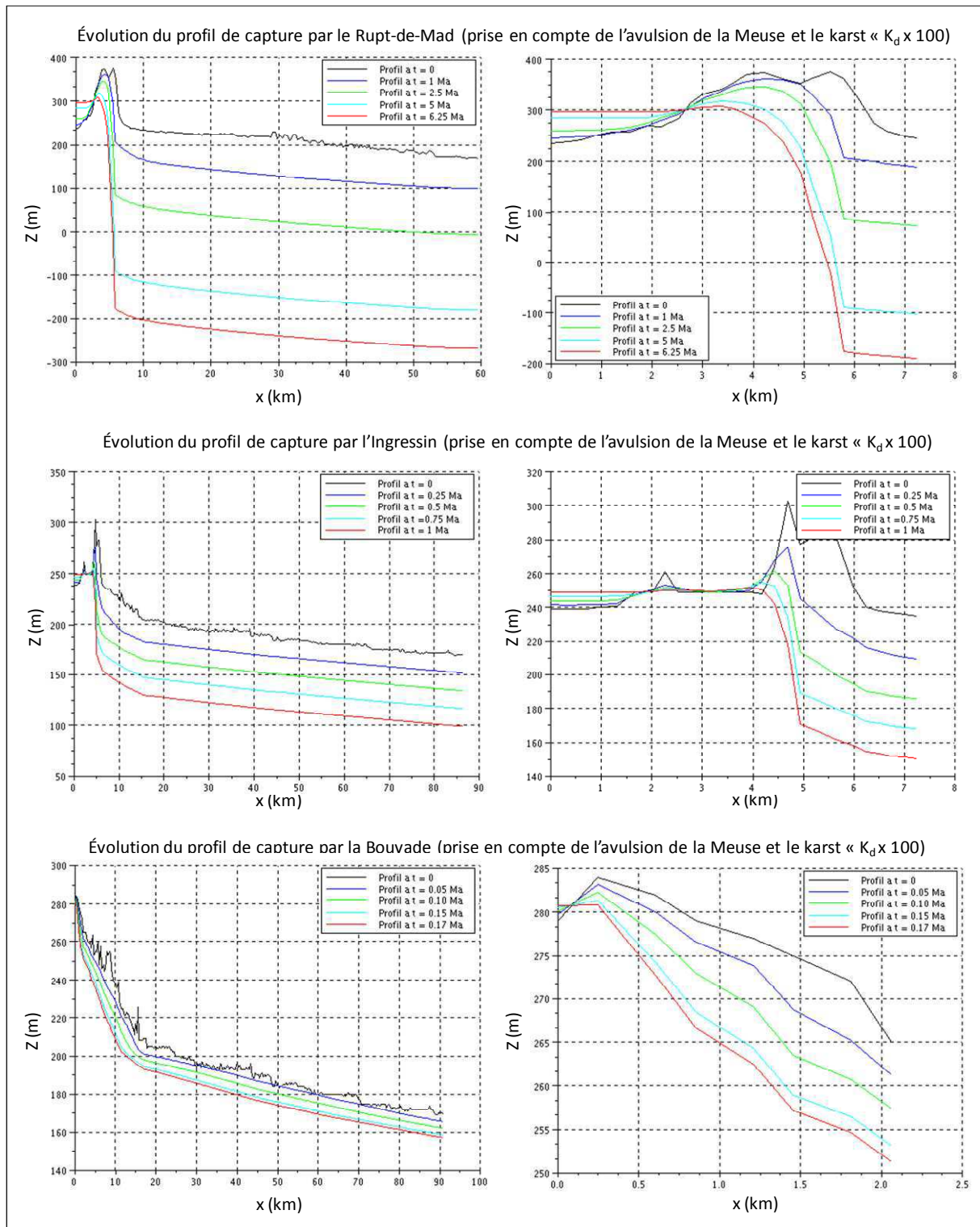


Figure A2.12. Evolution des 3 profils avec les paramètres calibrés par la méthode de scénario d'enfoncement parallèle de la Moselle avec 70m/Ma et en prenant un compte un remplissage de la Meuse avec une vitesse de 10m/Ma pour une valeur de K_d multipliée par 100. Les figures à gauche représentent les interfluves.

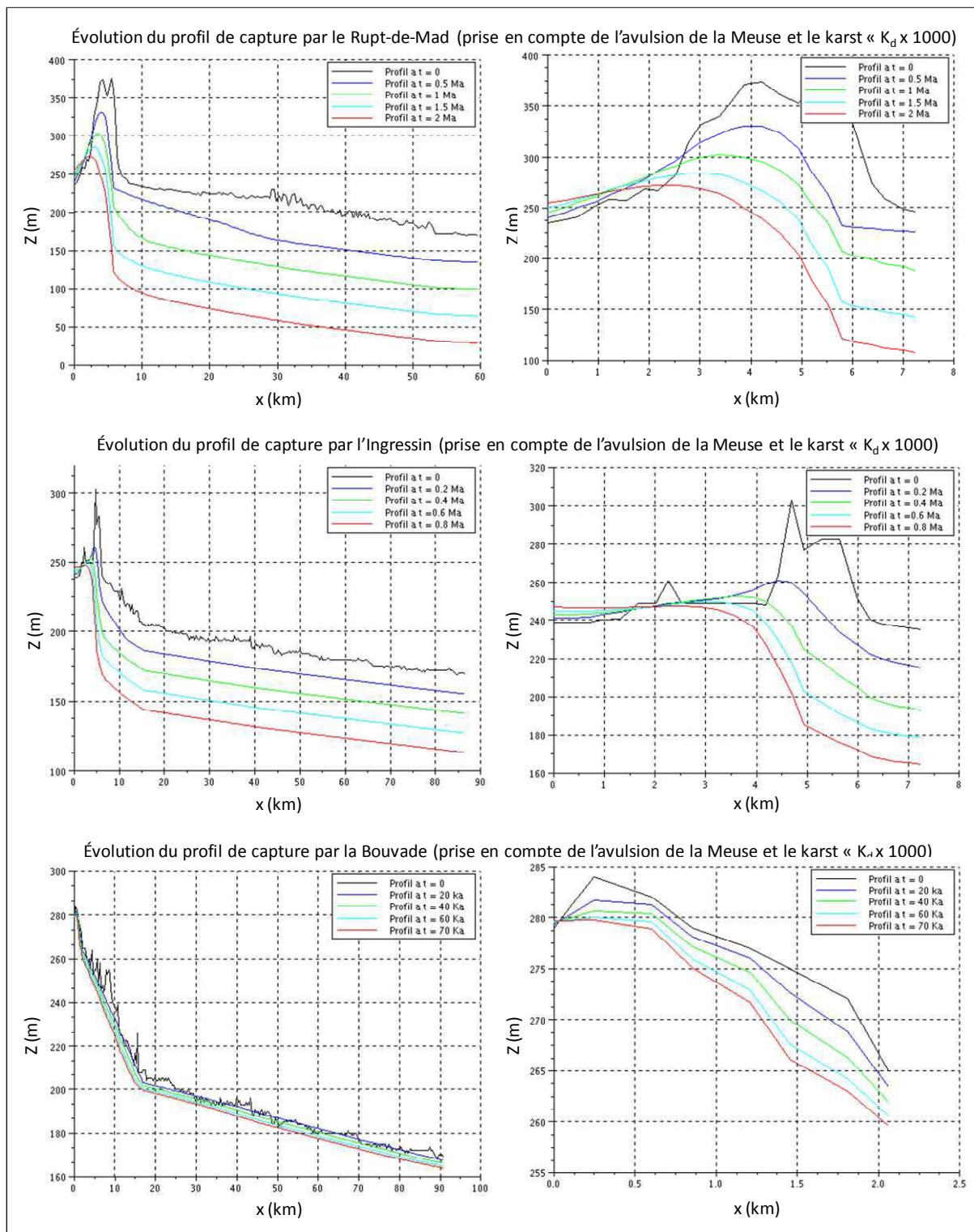


Figure A2.13. Evolution des 3 profils avec les paramètres calibrés par la méthode de scénario d'enfoncement parallèle de la Moselle avec 70m/Ma et en prenant un compte un remplissage de la Meuse avec une vitesse de 10m/Ma pour une valeur de K_d multipliée par 1000. Les figures à gauche représentent les interfluves.

3.3 Conclusion

L'avulsion de la Meuse est facilement prise en compte sur le modèle 1D. Les simulations avec une vitesse de remplissage de la Meuse de 10m/Ma réduit considérablement les âges des captures. L'âge de capture de l'Aroffe par la Bouvade a été divisé par 4 et l'âge de la capture de la Meuse par l'Ingressin a été réduit de 60%.

Nous avons tenté de prendre en compte les processus karstiques en augmentant l'aire drainée de la rivière pirate. Les simulations ainsi que l'approche analytique montrent que l'augmentation de l'aire de la rivière pirate augmente la concavité du profil mais a un impact limité sur les âges des captures (réduction des durées <2%). Nous avons par la suite proposé d'augmenter le coefficient de diffusivité pour représenter la « fragilisation » des versants par les phénomènes karstiques. Les résultats montrent que l'augmentation de la diffusivité réduirait considérablement les âges de captures. Une multiplication de K_d par 10 réduirait les âges de capture d'au moins de 25% pour une capture par la Bouvade, 30% pour une capture par l'Ingressin

Annexe 4 : Nouvelle approche de calibration (1D)

4 Nouvelle approche de calibration (1)

Nous présentons dans cette annexe, une nouvelle méthode de calibration des paramètres plus adaptée aux évolutions à long terme. Cette approche, contrairement aux approches de calibration classiques, ne s'appuie pas sur l'hypothèse d'équilibre. L'approche est comparable à celle qui a été présentée dans la section 3 du chapitre 3 : dans la mesure où elle utilise des paléo-profilés datés, mais cette fois-ci, tous les paramètres du modèle sont calibrés en même temps.

La calibration se fait en 3 étapes :

1. Construction des paléo-rivières à partir des terrasses datées.
2. Construction des paléo-interfluves extrêmes.
3. Ajustement des paramètres par la méthode inverse entre les paléo-profilés et le profil actuel.

Dans la suite nous utilisons les paléo-profilés ajustés dans une étude menée par ARMINES¹⁵ pour l'ANDRA (ANDRA, 2012).

4.1 Détermination des paléo-interfluves extrêmes

4.1.1 Principe

Contrairement aux rivières pour lesquelles nous disposons tout de même de quelques données de terrasses, peu de témoins subsistent pour reconstruire les interfluves du passé. Nous pouvons cependant définir quelques contraintes simples pour être en cohérence avec d'autres hypothèses concernant le réseau hydrographique, le taux de surrection tectonique, les taux de dénudation, etc. La topographie respectant ces contraintes n'est certainement pas unique et des variantes pourraient être explorées.

¹⁵ L'association **ARMINES**, structure de recherche contractuelle, créée par MINES ParisTech en 1967, a étendu son partenariat à d'autres écoles, en particulier les autres écoles des mines sous tutelle du Ministère chargé de l'industrie.

Dans l'approche proposée, nous supposons que le paléo-interfluve à une date donnée se situe entre deux paléo-interfluves extrêmes : le « paléo-profil supérieur » et le « paléo-profil inférieur ». Cette approche proposée s'affranchit de la connaissance de la valeur exacte de la vitesse de surrection tectonique.

La reconstruction se fait comme suit :

- i. détecter le point haut sur le profil du versant actuel,
- ii. calculer les points hauts de paléo-profil supérieur et inférieur,
- iii. relier le point haut des paléo-profil avec les paléo-rivières des 2 côtés (figure A4.1). Les valeurs de DZ_min et DZ_max sont calculées de sorte que les taux de dénudation fixée soient vérifiés.

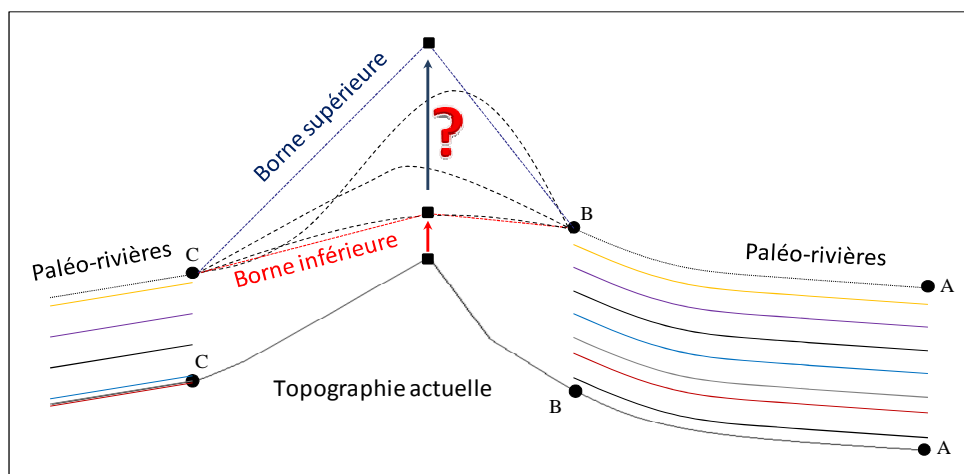


Figure A4.1. Schéma illustrant la reconstruction des paléo-profil supérieur et inférieur à partir des paléo-rivières.

4.1.2 Application sur le cas de la Meuse

Dans l'exemple de la Meuse, nous avons choisi de reconstruire les paléo-profil à -800ka car on suppose qu'à partir de cette date la Meuse s'est bloquée à Monthermé alors que la Moselle continuait son incision (ANDRA, 2012). On suppose aussi que le maximum des profils extremum se situe à +1m et à +51m au-dessus du point culminant actuel, correspondant à des vitesses d'abaissement de la crête de 1.25m/Ma pour le premier cas et de 75m/Ma pour le second.

Le point haut sur le profil actuel est à 376m pour une capture par le Rupt-de-Mad, à 314m pour une capture par l'Ingressin et à 339m pour une capture par la Bouvade.

Les paléo-profil supérieur et inférieur reconstruits pour les 3 régions sont illustrés sur la figure A4.2. Rappelons que dans notre cas, le paléo-interfluve intègre aussi, la rivière pirate car nous ne disposons pas de données permettant de proposer des paléo-profil.

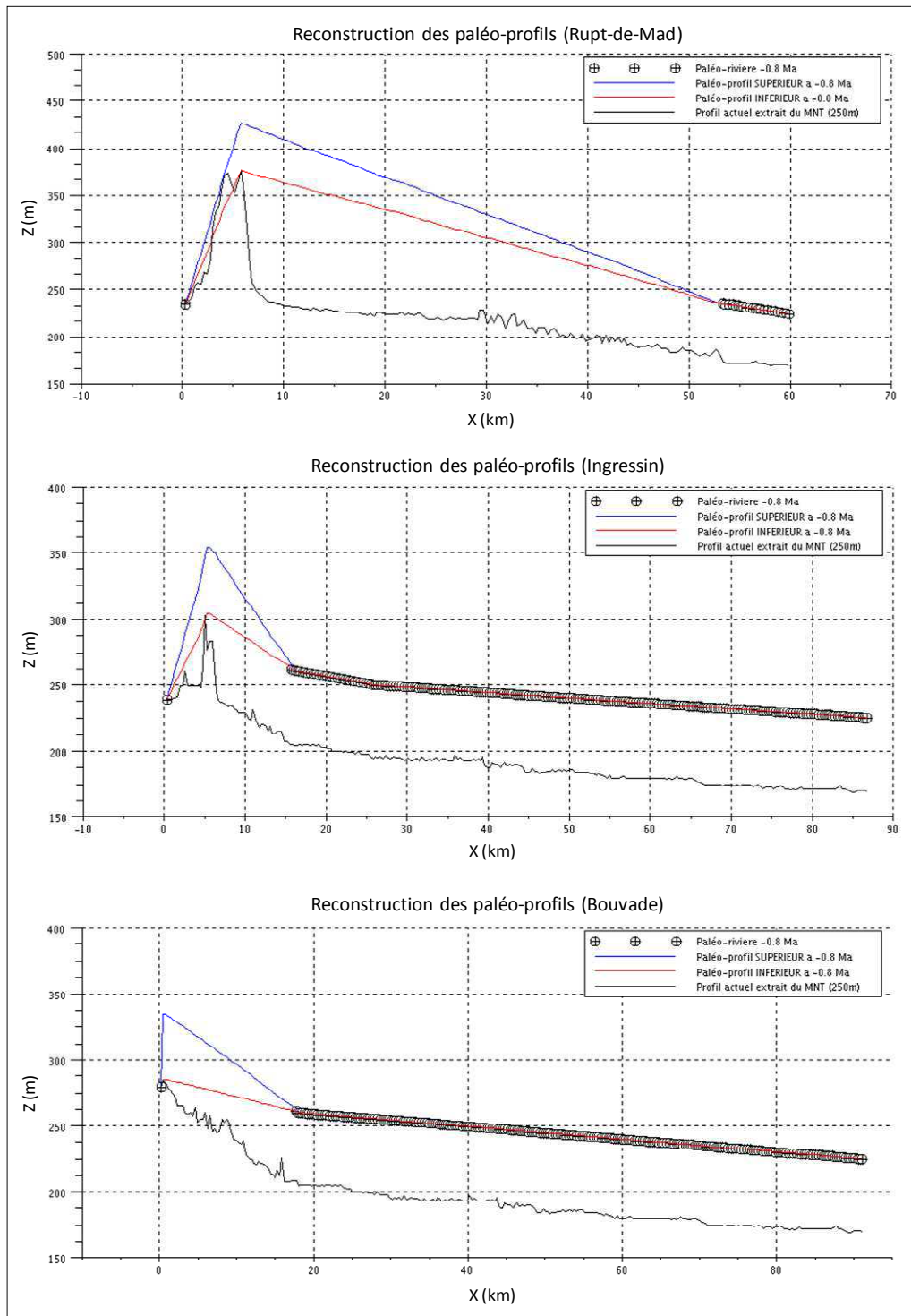


Figure A4.2. Reconstruction des paléo-profil. A. Paléo-profil possible dans la région faisant intervenir le Rupt-de-Mad. B. Paléo-profil possible dans la région faisant intervenir l'Ingressin. Paléo-profil possible dans la région faisant intervenir la Bouvade. Les points en noir : la paléo-rivière reconstruite à partir des données des terrasses à -0.8Ma. Le profil rouge : la paléo-topographie inférieure. Le profil bleu : la paléo-topographie supérieure. Le profil noir : le profil actuel extrait d'un MNT I.G.N (250m).

4.2 Ajustement des paramètres à partir des paléo-profil avec la méthode inverse

4.2.1 Principe

La méthode inverse est une technique indirecte de détermination de paramètres basée sur la minimisation d'une fonction « objectif ». Cette fonction prend une valeur minimale lorsque le modèle reproduit fidèlement les données d'observation et croît lorsque l'écart entre les données simulées et les données réelles augmente. Dans notre cas, la fonction objective est décrite par l'écart entre la topographie actuelle (les données d'observation) et la topographie simulée à partir des paléo-profil reconstruits. La formulation la plus utilisée reste la formulation en moindre carré s'écrivant :

$$F_{obj}(x) = \sum_{i=1}^N \left[\frac{P_i^{model}(x) - P_i^{obs}(x)}{\sigma_i} \right]^2$$

où x représente le vecteur paramètres du modèle (K_d , K_b , m_b , n_b , n_{ci} et T_{ci}), N le nombre de points sur le paléo-profil, $P_i^{model}(x)$ la valeur du $i^{ème}$ point résultant du modèle, $P_i^{obs}(x)$ la valeur du même point mais issue du profil actuel et σ_i l'incertitude associée a ce point. Résoudre le problème inverse revient alors à trouver x tel que $F_{obj}(x)$ soit minimale.

La méthode inverse de détermination des coefficients du modèle 1D est représentée sur la figure A4.3. L'algorithme fonctionne d'une manière itérative : on fait évoluer un paléo-profil pendant une durée de temps donnée avec une configuration de paramètres, on mesure l'écart entre les profils générés et ceux extraits à partir de la topographie actuelle, si l'écart est trop important on refait la simulation avec d'autres configurations de paramètres jusqu'à que l'écart soit le plus petit possible.

La calibration des paramètres avec la méthode inverse à partir du paléo-profil supérieur permet d'identifier une combinaison paramètres représentant une érosion forte ; autrement dit, elle permet de trouver une borne maximale aux paramètres. A l'inverse le paléo-profil inférieur donne la borne inférieure. Les paramètres ajustés à partir du paléo-profil supérieur (respectivement inférieur) permettent d'estimer une borne inférieure (respectivement supérieure) pour l'âge de la capture par la suite. La figure A4.4 illustre un schéma explicatif de l'approche adoptée.

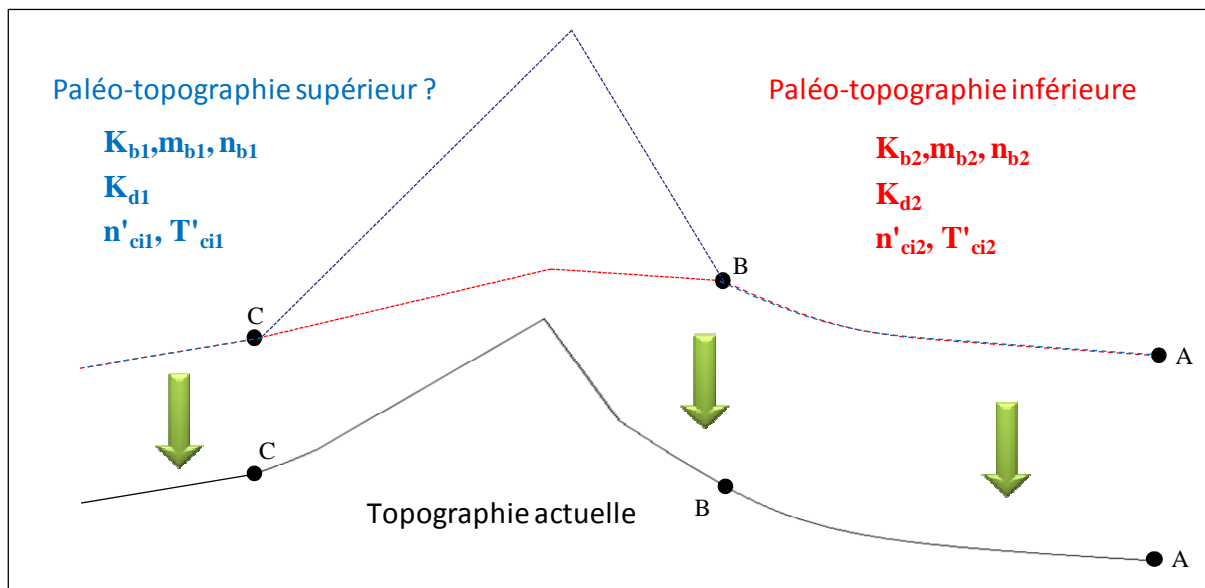


Figure A4.3. Schéma illustrant la calibration des paramètres à partir de l'évolution des paléo-profil supérieur et inférieur.

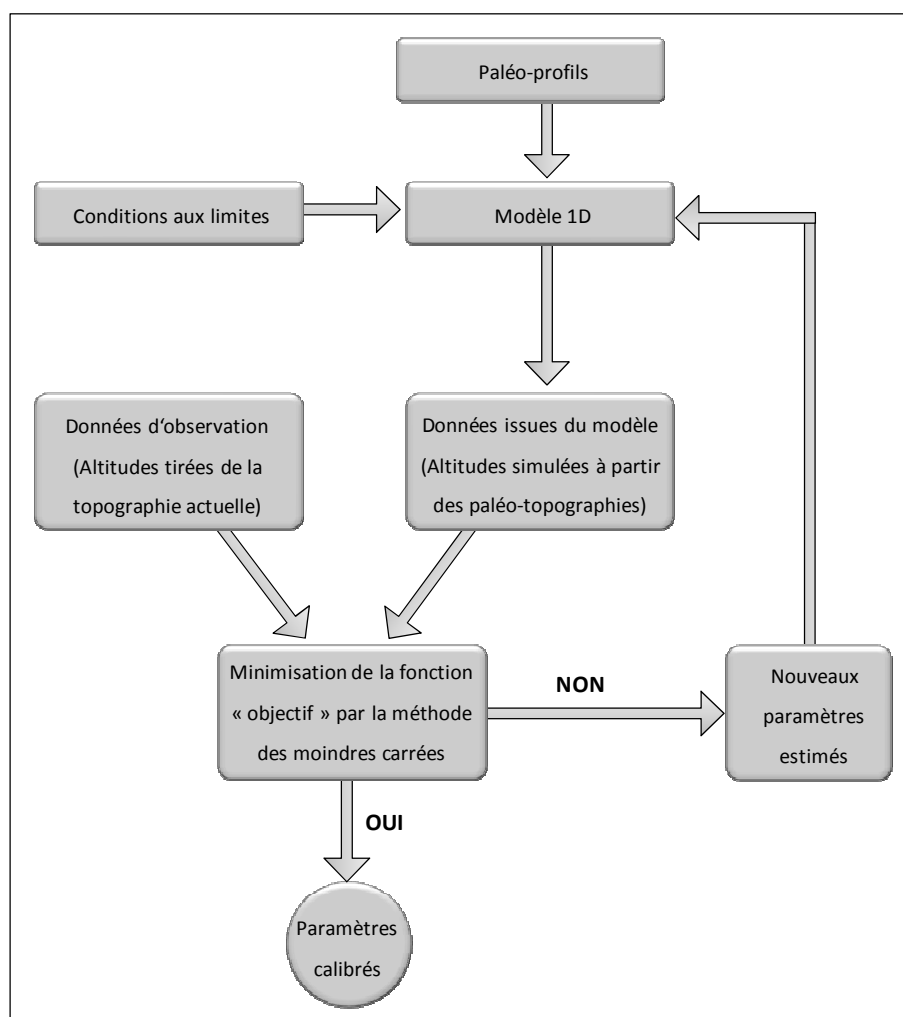


Figure A4.4. Schéma du principe d'identification par méthode inverse.

4.2.2 Application sur le cas de la Meuse

La méthode inverse a pour objectif la détermination des six paramètres utilisés dans le modèle (K_d , K_b , m_b , n_b , n_{ci} et T_{ci}). La résolution d'un tel système soulève plusieurs difficultés. Tout d'abord le problème est mal posé puisqu'il n'existe pas de solution unique (principe d'équifinalité). De plus la résolution du problème par méthode inverse est coûteuse en temps. D'une manière générale, ces difficultés peuvent être contournées, soit en augmentant la connaissance du domaine (c'est-à-dire en ajoutant des contraintes sur les valeurs des paramètres) soit en fixant des valeurs a priori. Dans notre cas, le tirage aléatoire des paramètres se fait dans un espace réduit. C'est-à-dire que chaque paramètre est tiré dans le voisinage d'une valeur de référence ($\pm 100\%$ pour K_b). Cette valeur de référence est calculée en découplant les processus des versants de ceux des rivières. Ce découplage permet de calculer des valeurs de référence pour K_d , K_b et m_b (on a supposé $n_b = 1$). Ainsi,

- Les valeurs de référence de m_b et K_b sont calculées avec la méthode des moindres carrés à partir des paléo-rivières (i.e., sur la Moselle seulement). La minimisation d'une fonction à 2 paramètres est rapide et simple à faire. Les valeurs de référence obtenues sont 0.35 pour m_b et $50.25 \cdot 10^{-6} (m^{0.4} \text{ an}^{-1})$ pour K_b . Ainsi, m_b sera tiré dans l'intervalle entre 0.25 et 0.55. Cependant, la plage de variation de K_b est déterminée en fonction de m_b (exemple pour $m_b = 0.35$, K_b ($m^{0.4} \text{ an}^{-1}$) varie entre 10^{-6} et 10^{-4}).
- La valeur de référence de K_d est calculée en supposant que le point haut du profil (le col) est contrôlé exclusivement par l'équation de diffusion. Ainsi, la valeur de référence de K_d minimise l'erreur sur l'altitude du point haut du profil. C'est-à-dire K_d est calculé de sorte que le point haut du profil obtenu à partir des paléo-profil soit confondu sur le point haut du profil actuel (erreur altimétrique $< 1\text{mm}$). Les plages de variations de K_d sont obtenues en faisant des variations de $\pm 100\%$ de la valeur de référence.

Les valeurs de référence de n_{ci} et T_{ci} sont celles obtenues par l'approche de calibration du chapitre 3. On a utilisé ces valeurs car les têtes de vallées extraites ont été vérifiées sur des cartes et l'approche ne s'appuie pas sur l'hypothèse de l'équilibre dynamique, elle permet juste de décrire la relation entre la pente et l'aire drainée à la source. Les plages de variations sont obtenues en faisant des variations de $\pm 50\%$ des valeurs de référence.

Les valeurs calibrées par la méthode inverse pour les trois régions étudiées sont données dans le tableau A4.1. Il montre que :

- les valeurs de m_b sont identiques pour tous les cas. Cela montre que les paramètres d'incision sont contrôlés par la dynamique de la rivière principale et non par les

rivières pirates. Ainsi, les différences entre les rivières pirates sont compensées par K_b , d'où des valeurs légèrement différentes (tableau A4.1).

- Les valeurs de K_b sont identiques pour un ajustement des paléo-profil supérieur et inférieur pour la même région. Cela montre que l'hypothèse de découplage peut être appliquée pour la même région.
- Les valeurs de K_d résumées dans le tableau A4.1 varient fortement. On remarque que pour la même région, les valeurs obtenues par un ajustement à partir des paléo-profil supérieurs sont largement supérieures à celles obtenues par ajustement à partir des paléo-profil inférieurs (75 fois plus grand pour le cas de la Bouvade). On constate aussi, que les valeurs obtenues pour K_d restent largement supérieures aux valeurs obtenues par l'approche classique (chapitre 3). Même un ajustement à partir des paléo-profil inférieurs (borne inférieure) donnerait des valeurs minimum 10 fois plus grandes. Enfin, les paramètres de K_d obtenus par ajustement à partir des paléo-profil supérieurs ne semblent pas réalistes comparés aux valeurs de la littérature ($<0.5\text{m}^2/\text{an}$).
- Les valeurs obtenues pour n_{ci} et T_{ci} sont presque identiques pour tous les cas (erreur $<5\%$ pour T_{ci}).

Paramètres	Unités	Valeurs					
		Paléo-profil supérieure			Paléo-profil inférieure		
		Rupt	Ingr	Bouv	Rupt	Ingr	Bouv
K_d	m^2/an	1.473	0.643	1.373	$19.89 \cdot 10^{-3}$	$16.73 \cdot 10^{-3}$	$67.73 \cdot 10^{-3}$
K_b	$\text{m}^{0.4} \text{an}^{-1}$	$85.54 \cdot 10^{-6}$	$53.93 \cdot 10^{-6}$	$55.12 \cdot 10^{-6}$	$85.54 \cdot 10^{-6}$	$53.93 \cdot 10^{-6}$	$55.12 \cdot 10^{-6}$
m_b	-	0.35	0.35	0.35	0.35	0.35	0.35
n_b	-	1	1	1	1	1	1
n_{ci}	-	0.295	0.295	0.295	0.295	0.295	0.295
T_{ci}	km^2	0.371	0.387	0.365	0.371	0.387	0.365

Tableau A4.1. Liste des paramètres calibrés par la méthode inverse. (Rupt : Rupt-de-Mad, Ingr : Ingressin et Bouv : Bouvade).

4.3 Simulations avec les nouveaux paramètres et analyse des résultats

Rappelons que l'on suppose que l'évolution future est identique à celle du passé ; c'est-à-dire que la Moselle continue de s'enfoncer par rapport à la Meuse avec une vitesse de $70\text{m}/\text{Ma}$. Dans un premier temps on suppose que la Meuse reste bloquée (pas d'avulsion). Ensuite, nous supposons une vitesse de remplissage de la vallée de $10\text{m}/\text{Ma}$. Les résultats de

simulations pour les trois régions étudiées sont illustrés sur les figures A4.6, A4.7, A4.8 et A4.9.

Les figures A4.6 et A4.7 représentent respectivement les simulations à partir des paléo-profilés supérieurs et à partir des paléo-profilés inférieurs pour les trois régions sans prise en compte de l'avulsion de la Meuse. Idem pour les figures A4.8 et A4.9 pour une vitesse de remplissage de la Meuse de 10m/Ma (avulsion).

Dans le tableau A4.2, les âges des captures obtenus sans prise en compte de l'avulsion sont tous supérieurs à 1 million d'années. A l'exception de la capture de l'Aroffe par la Bouvade qui se produit à 161ka (borne maximale de l'âge). Les âges obtenus par un ajustement à partir des paléo-profilés supérieurs sont au minimum 7 fois plus grands que ceux obtenus à partir des paléo-profilés inférieurs pour la même région (13 fois plus le cas de la Bouvade).

La prise en compte de l'avulsion permet de réduire les âges de captures : de diviser presque par 2 l'âge de capture de l'Aroffe par la Bouvade et de la Meuse par l'Ingressin et de réduire d'au moins 20% l'âge de la capture de la Meuse par le Rupt-de-Mad.

Les âges obtenus pour une capture de l'Aroffe par la Bouvade sont entre 105 et 420ka. Cela semble plus en cohérence avec les estimations de géologues. Cependant, même avec des paramètres extrêmes ($K_d > 1\text{m}^2/\text{an}$) les âges de capture de la Meuse par l'Ingressin ou par le Rupt-de-Mad reste toujours supérieurs à 860Ka. Si l'on admet que les ajustements de nos paramètres sont corrects nous pouvons suggérer que les processus karstiques doivent être décrits d'une manière plus fine.

Lieu de capture	Age (Ma)			
	Sans avulsion de la Meuse		Avulsion de la Meuse (10m/Ma)	
	Paléo-topo sup	Paléo-topo inf	Paléo-topo sup	Paléo-topo inf
Rupt-de-Mad/Meuse	1.337	>10	1.110	7.401
Ingressin/Meuse	1.264	>10	0.864	5.052
Bouvade/Aroffe	0.0161	2.180	0.0105	0.420

Tableau A4.2. Résultats de simulations.

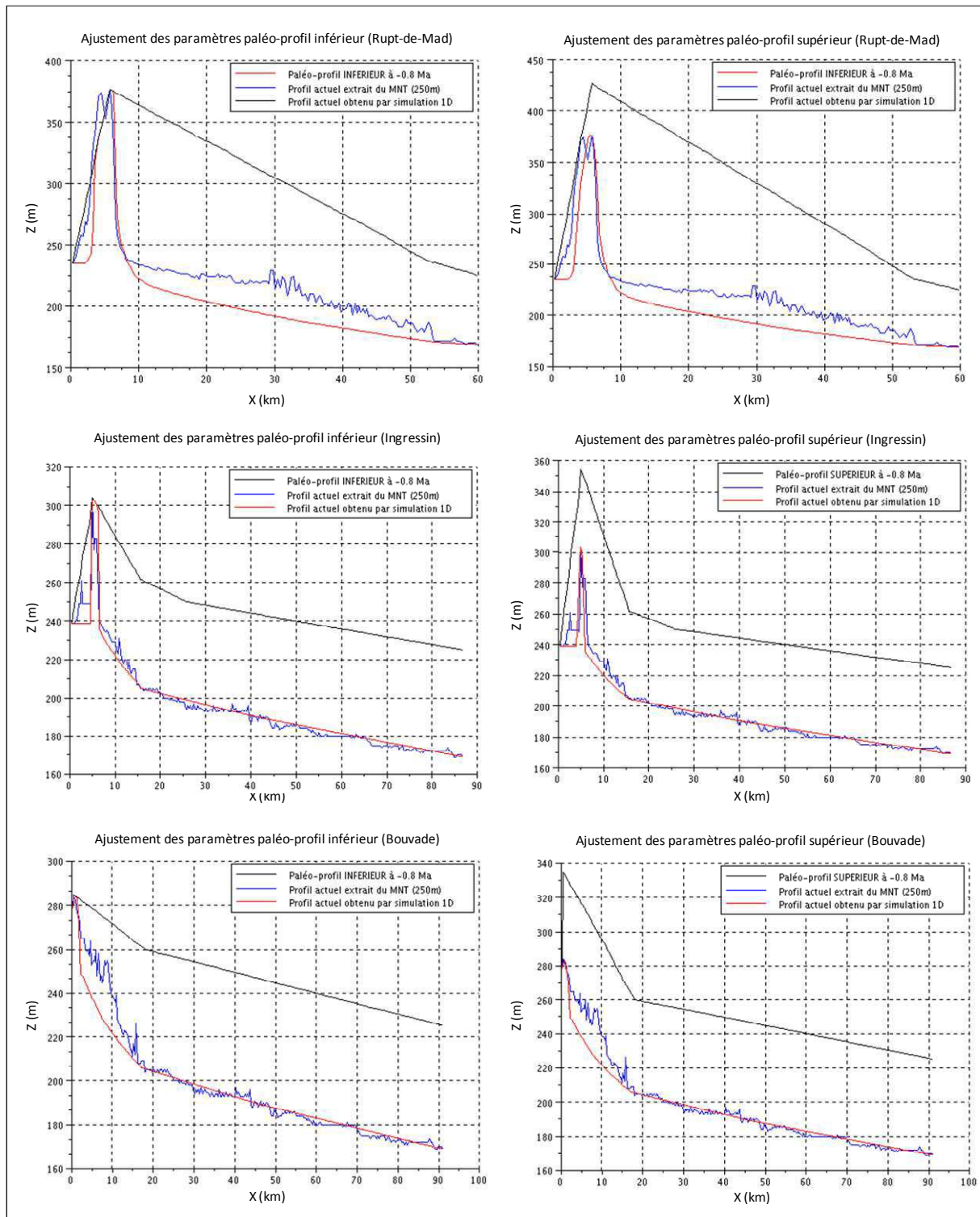


Figure A4.5. Ajustement des paramètres du modèle par la méthode inverse. Les images à gauche (resp. à droite) représentent les ajustements à partir de la paléo-topographie inférieure (resp. supérieure).

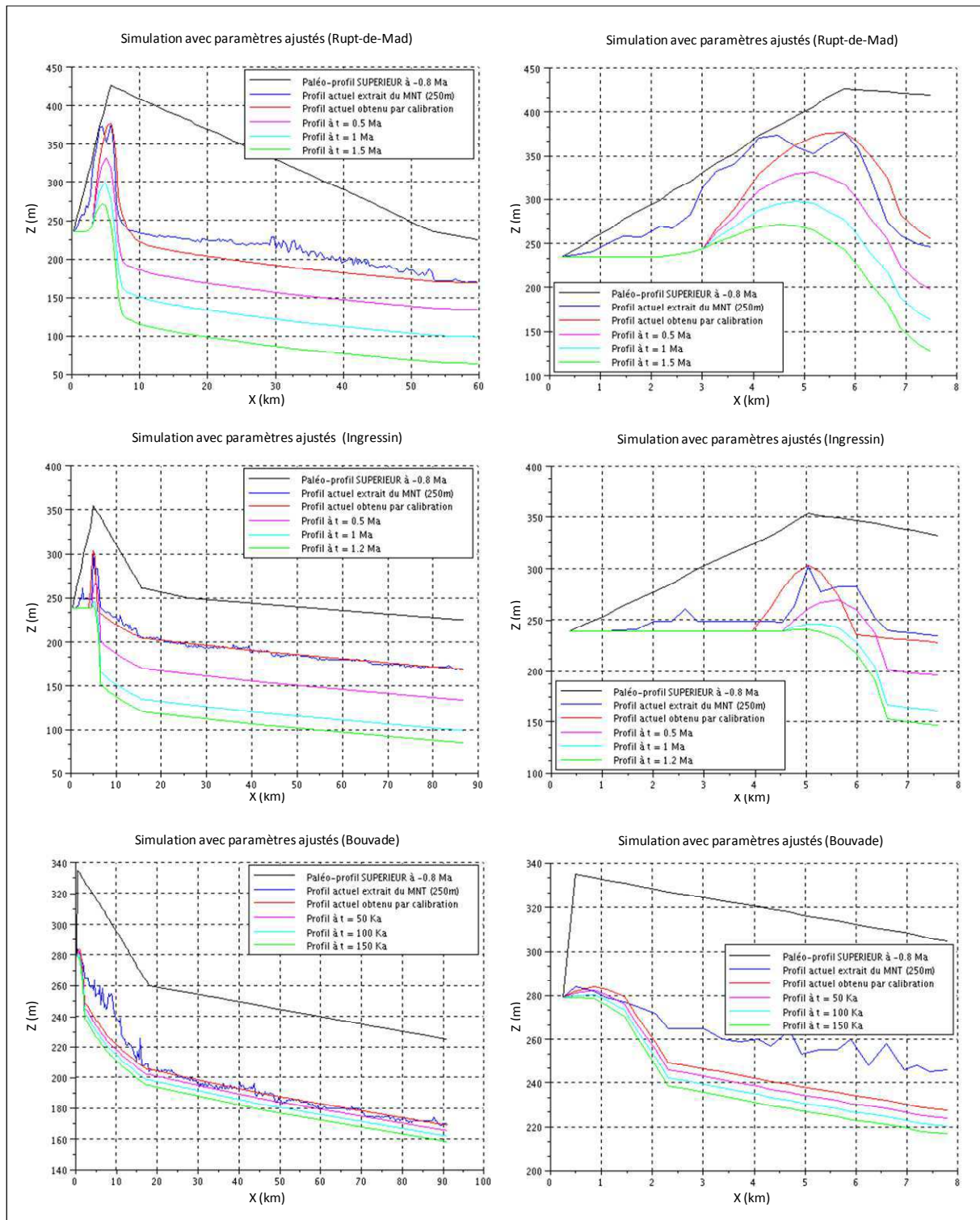


Figure A4.6. Simulations avec les paramètres ajustés à partir des paléo-profil supérieurs pour les trois régions d'étude sans prise en compte de l'avulsion de la Meuse. Les figures à gauche représentent les interfluves.

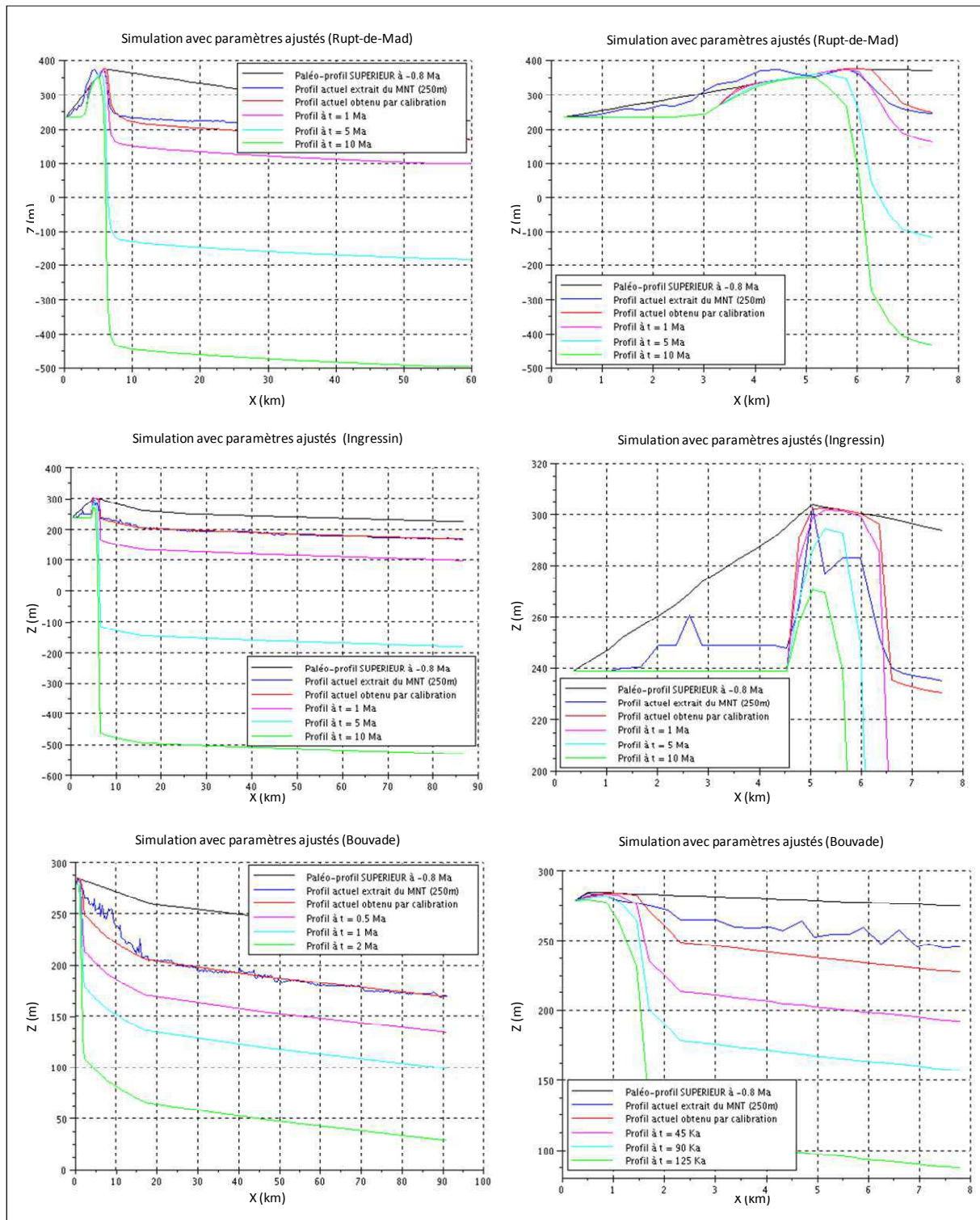


Figure A4.7. Simulations avec paramètres ajustés à partir des paléo-profil inférieurs pour les trois régions d'étude sans prise en compte de l'avulsion de la Meuse. Les figures à gauche représentent les interfluves.

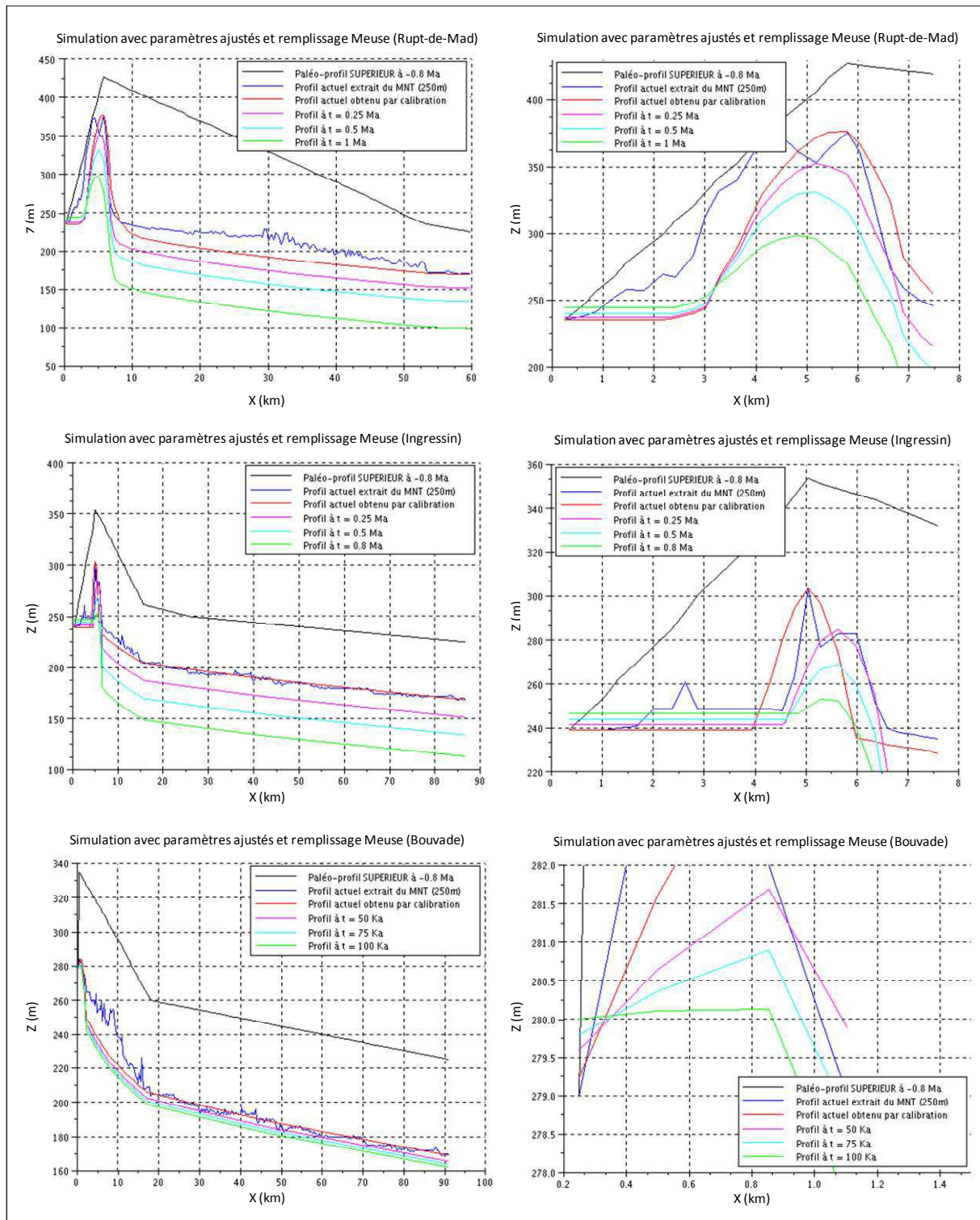


Figure A4.8. Simulations avec paramètres ajustés à partir des paléo-profil supérieurs pour les trois régions d'étude avec une avulsion de 10m/Ma de la Meuse. Les figures à gauche représentent les interfluves.

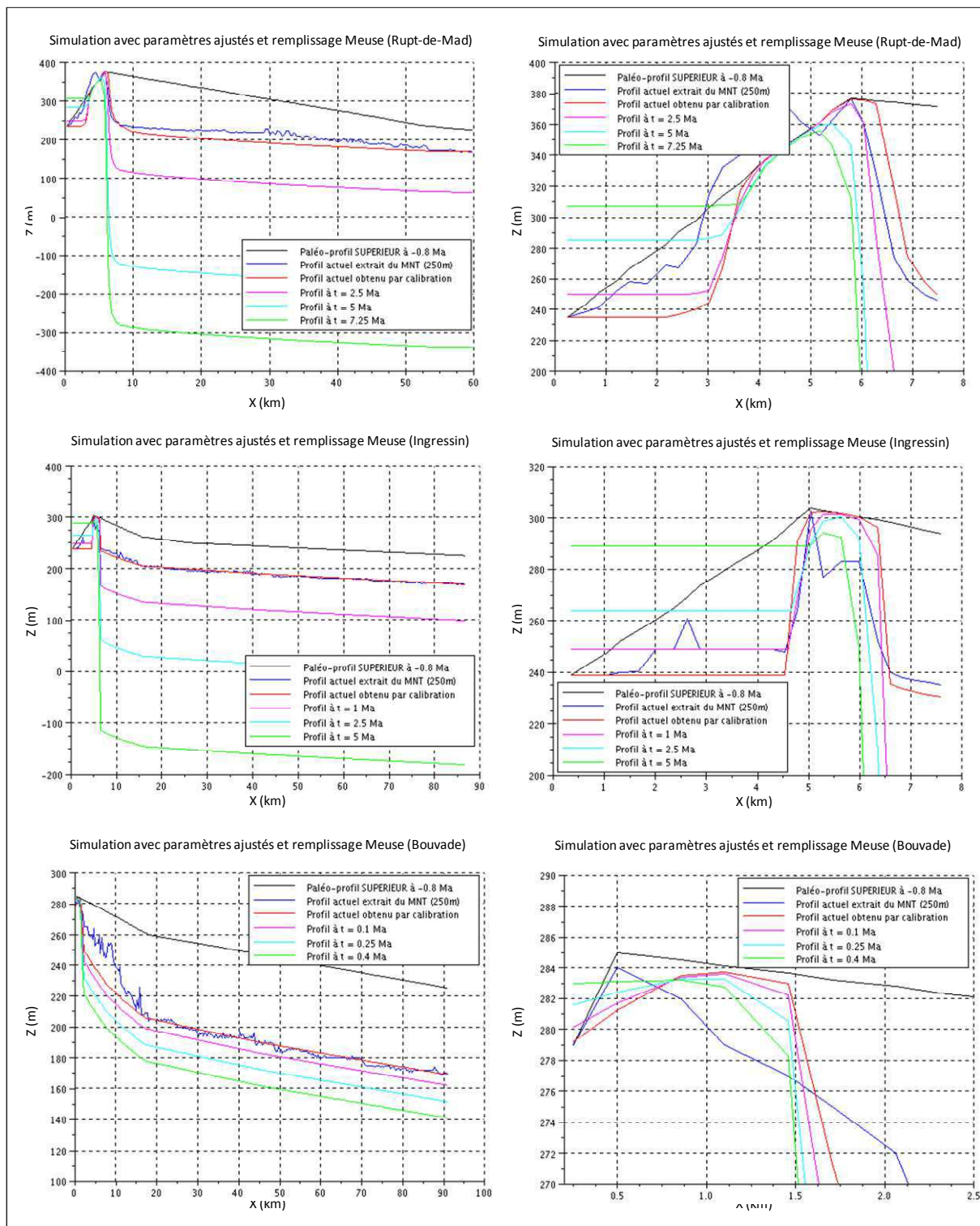


Figure A4.9. Simulations avec paramètres ajustés à partir des paléo-profil inférieurs pour les trois régions d'étude avec une avulsion de 10m/Ma de la Meuse. Les figures à gauche représentent les interfluves.

4.4 Conclusions

L'approche de calibration que nous proposons permet d'ajuster tous les paramètres du modèle en même temps et s'affranchit de l'hypothèse de l'équilibre dynamique. Elle permet, à partir du paléo-profil supérieur et inférieur, d'identifier une combinaison de paramètres représentant des bornes inférieures et supérieures pour les âges de captures. Cependant l'ajustement n'est pas unique et sa résolution est coûteuse en temps (> 3 jours pour un ajustement).

L'ajustement à partir des paléo-profils supérieurs donne :

- Des valeurs identiques de la diffusivité pour l'Ingressin et pour le Rupt-de-Mad. Cependant, la diffusivité pour la Bouvade est 4 fois supérieure ce qui peut s'expliquer par les processus karstiques dans la région et justifier l'approche précédente (l'augmentation de K_d).
- Des valeurs presque identiques du coefficient d'érodabilité pour l'Ingressin et la Bouvade et une variation de 50% sur le Rupt-de-Mad. Ces différences peuvent s'expliquer par la distance entre l'exutoire de la Moselle et les points de confluence. Dans la figure A2.3, la Moselle représente plus de 80% des profils de captures de l'Ingressin et de la Bouvade et moins de 10% pour celui du Rupt-de-Mad. Et comme les paramètres de l'incision sont calés sur le profil de la Moselle. Les proportions expliquent à la fois les faibles différences entre les valeurs de K_b obtenues pour la Bouvade et l'Ingression et leur écart de la valeur du Rupt-de-Mad.

L'ajustement à partir des paléo-profils inférieurs donne une valeur de coefficient de diffusivité 2 fois plus faible pour l'Ingressin par rapport au Rupt-de-Mad et à la Bouvade. Cela peut s'expliquer par le fait que l'interfluve représente une ancienne vallée (avant la capture de la Haute-Moselle par la Meurthe à 0.3Ma).

Les simulations avec les paramètres ajustés par la nouvelle approche ont permis d'obtenir des âges de captures de l'Aroffe par la Bouvade (entre 105ka et 420ka) plus cohérents avec les estimations des géologues que ceux obtenus par les approches classiques (chapitre 3).

Réorganisation des réseaux hydrographiques dans les modèles d'évolution des paysages, à grandes échelles spatiale et temporelles.

Etude des captures potentielles de la Meuse

RESUME : Les reliefs résultent d'une interaction entre de nombreux processus qui mettent en jeu des couplages complexes : climat, tectonique, érosion, impact anthropique, etc. Dans les paysages dominés par l'érosion fluviale, la morphologie du relief est étroitement liée à la structure du réseau hydrographique. Ce dernier joue un rôle important dans les couplages entre les processus de surface (processus fluviaux et processus de versants). De nombreuses évidences de captures entre rivières provoquant des réorganisations du réseau hydrographique suggèrent que le réseau de drainage évolue, et il est loin d'être fixe comme le suggèrent certains modèles numériques d'évolution du paysage. Néanmoins, les travaux s'intéressant aux causes et aux mécanismes de ces réorganisations sont peu nombreux, et essentiellement qualitatifs. L'objectif de cette thèse a été de quantifier et de modéliser la réorganisation des réseaux hydrographiques par mécanisme de capture par rivières pirates dans le cadre d'un enfoncement relatif entre deux bassins, où l'avancement (par érosion régressive) de la tête de vallée de la rivière pirate provoque le détournement d'une rivière qui coule à proximité. Le comportement des Modèles numériques d'Evolution des Paysages (MEP) et plus particulièrement l'influence des paramètres de contrôle, ont été étudiés. L'expérimentation a été réalisée avec le logiciel GOLEM qui a été adapté aux besoins. L'étude s'est principalement portée sur le cas de l'évolution du réseau hydrographique de la partie française de la Meuse, qui a connue de nombreuses captures par le passé (capture de la Haute-Moselle par la Meurthe, capture de l'Aire par l'Aisne) et dont les caractéristiques actuelles sont favorables à de nouvelles captures (le lit de la Meuse se trouve perché à plus de 50m au dessus des vallées qui l'entourent (le lit de la Meuse se trouve perché à plus de 50m au dessus des vallées qui l'entourent : la Marne à l'ouest et la Moselle à l'est).

Mots clés : Capture par rivière pirate, modèle d'évolution des paysages, GOLEM, initiation de réseau hydrographique, recule de tête de vallée, la Meuse, organisation de réseau hydrographique.

Hydrographic networks reorganization in landscape evolution models at large spatial and temporal scales. Study of the Meuse potential piracies.

ABSTRACT : Landforms result from interaction between several processes, involving complex coupling: climate, tectonics, erosion, human impact, etc. In landscapes dominated by fluvial erosion, terrain morphology is closely related to the hydrographic network system. Because the latter plays an important role in the surface processes coupling (fluvial processes and hillslope processes). Many evidences of stream piracy causing reorganization of hydrographic network suggest that the drainage system is changing, and it is far from being fixe as propose some numerical landscape evolution models. Nevertheless, works focusing on causes and mechanisms of these reorganizations are very few and they are largely qualitative. The aim of this thesis is to quantify and describe the reorganization of hydrographic networks provoked by headward piracy mechanism in the case of relative lowering between two basins, where the riverhead progress by headward erosion causing the diversion of a river flowing nearby. The problem is tackled with a numerical modeling approach. We emphasis on the evolution of the hydrographic networks of the French part of the Meuse basin, where several piracies were recorded in the past (the piracy of the Upper-Moselle by the Meurthe and the piracy of the Aire by the Aisne), and which current characteristics are favorable to new piracies (the Meuse river bed is perched at more than 50m comparing to its surrounding valleys (the Meuse river bed is perched at more than 50m comparing to its surrounding valleys: Marne at the west and the Moselle at the east).

Keywords : Headward piracy, landscape evolution models, GOLEM, hydrographic network initiation, riverhead retreat, Meuse, hydrographic network organization.