

Facteurs de propagation des knickpoints dans un réseau hydrographique

Modélisation dans le bassin de l'Ourthe

Mémoire présenté par
Arnaud Beckers en vue de
l'obtention du grade de
Master en Sciences géographiques.

Promoteur : Prof. A. Demoulin

Année académique 2009-2010



Facteurs de propagation des knickpoints dans un réseau hydrographique

Modélisation dans le bassin de l'Ourthe

Mémoire présenté par
Arnaud Beckers en vue de
l'obtention du grade de
Master en Sciences géographiques.

Promoteur : Prof. A. Demoulin

Année académique 2009-2010

Remerciements

Mes remerciements vont d'abord au promoteur de ce travail, Monsieur le Professeur Alain Demoulin, pour le sujet qu'il m'a proposé d'étudier, ses nombreux conseils, ses suggestions et sa disponibilité qui fut sans limites.

Je remercie également Monsieur Yves Cornet pour ses explications concernant les modèles numériques de terrain.

Je tiens à remercier Jean Van Campenhout, Eric Hallot, Yannick Levecq et Benoît Bovy pour les données qu'ils m'ont fournies et l'aide technique qu'ils m'ont apportée.

Merci à mes parents, mon frère et ma soeur pour leur aide sur le terrain ou dans la correction de ce travail.

Enfin, merci Audrey de m'avoir soutenu tout au long de ce travail.

Table des matières

Remerciements	1
1 Introduction	9
1.1 Problématique	9
1.2 Plan du travail	10
2 Etat des connaissances	12
2.1 Les expériences en flume	13
2.2 La modélisation numérique	16
2.2.1 Les modèles <i>detachment limited</i> et la loi <i>stream power</i>	17
2.2.2 Les autres modèles	21
2.2.3 Conclusion relative à la modélisation informatique . . .	27
2.3 Corrélations entre la distance parcourue par un knickpoint et l'aire drainée	28
2.4 Modèles conceptuels de propagation d'un knickpoint	30
3 Zone d'étude et hypothèses défendues	32
3.1 Zone d'étude	32
3.1.1 Le massif schisteux rhénan	32
3.1.2 L'Ardenne	33
3.1.3 Le bassin de l'Ourthe, substratum et caractéristiques des rivières	38
3.2 Hypothèses défendues dans notre travail	41
4 Détection des knickpoints	43
4.1 Introduction	43
4.2 Extraction des profils longitudinaux	43
4.2.1 Choix d'un modèle numérique de terrain	44
4.2.2 Extraction du réseau hydrographique	50
4.2.3 Extraction des variables géométriques associées	53
4.2.4 Sélection d'un échantillon de rivières	55

4.2.5	Représentation des profils en long	60
4.3	Méthodologie de détection des knickpoints	63
4.3.1	Méthodes présentées dans la littérature	63
4.3.2	Qualité de la mesure de la pente	67
4.3.3	Choix d'une méthode pour le bassin de l'Ourthe	68
4.4	Méthodologie de validation par des données externes	72
4.4.1	Profils issus de la littérature	72
4.4.2	Cartes géologiques	73
4.4.3	Travaux antérieurs	73
4.4.4	Comparaison avec la position de la terrasse principale	73
4.5	Résultats	74
4.5.1	Les graphiques pente versus aire drainée	74
4.5.2	Validation par les profils en long issus de la littérature	76
4.5.3	Validation par les cartes géologiques	76
4.5.4	Validation par les travaux antérieurs	80
4.5.5	Validation par comparaison avec le profil de la terrasse principale	83
4.5.6	Rivières présentant deux knickpoints non rejetés	86
4.5.7	Conclusion : les données retenues	87
5	Observations de terrain	91
5.1	Introduction	91
5.2	Observations	91
5.2.1	Les knickpoints de la Hoëgne	91
5.2.2	Le knickpoint du Bayehon	95
5.2.3	Le knickpoint de la Warchenne	95
5.2.4	Le knickpoint de l'Amblève	97
5.2.5	Le knickpoint de l'Ourthe occidentale	97
5.2.6	Le knickpoint du ruisseau de Laval	98
5.3	Synthèse	99
5.4	Conclusion	100
6	Modélisation	101
6.1	Introduction	101
6.1.1	Objectif	101
6.1.2	Calage temporel du démarrage de l'incision	101
6.2	Méthode	102
6.2.1	Equation utilisée	102
6.2.2	Principe	103
6.2.3	Paramétrisation	103
6.2.4	Identification des résidus du modèle	106

6.3	Résultats	107
6.3.1	Paramétrisation	107
6.3.2	Résidus du modèle	110
6.3.3	Essai sur un ensemble de données réduit	111
6.4	Conclusion	114
7	Analyse des résidus	115
7.1	Introduction	115
7.2	Méthode	115
7.2.1	Méthode de mesure du rôle des confluences	115
7.2.2	Méthode d'évaluation du rôle d'autres facteurs	117
7.3	Résultats	117
7.3.1	Les indices de confluences	117
7.3.2	Corrélation entre les résidus de la modélisation et les indices de confluences	119
7.3.3	Estimation des temps de retard	121
7.3.4	Relations entre les résidus et d'autres facteurs caractérisant les knickpoints	123
7.4	Conclusion	123
8	Discussion	124
8.1	Le modèle d'estimation de la vitesse	124
8.1.1	Comparaison des valeurs de vitesse avec celles fournies par d'autres études	124
8.1.2	Qualité du modèle	128
8.2	Les confluences, seul facteur explicatif?	130
8.3	Comparaison entre le modèle et les datations de lambeaux de la terrasse principale	134
8.3.1	Le secteur Colonster - La Belle Roche	134
8.3.2	Le secteur La Belle Roche - Stavelot	136
8.3.3	Conclusion	136
8.4	Interprétation globale des résultats	137
9	Conclusion et perspectives	141
	Annexe	143
	Références	166

Table des figures

2.1	Schéma illustrant les trois modèles d'évolution des knickpoints selon Gardner (1983)	14
2.2	Evolution d'un knickpoint dans un banc de roche résistante à litage vertical.	16
2.3	Applicabilité de la loi <i>stream power</i> en fonction de la pente et de l'aire drainée.	21
2.4	Relations entre la pente du lit et le taux d'incision pour quatre modèles d'incision.	22
2.5	Taux d'érosion du bedrock en fonction de l'offre en sédiments et de la pente selon le modèle d'incision par saltation-abrasion.	24
2.6	Simulations numériques de l'évolution du profil en long d'affluents à la suite d'une chute du niveau de base.	26
2.7	Vitesse de recul de knickpoints en fonction de l'aire drainée par le cours d'eau pour un échantillon de 37 knickpoints relevés dans la littérature.	29
3.1	Situation du bassin versant de l'Ourthe au sein du massif schisteux rhénan.	33
3.2	Profil transversal schématique de la vallée du Rhin.	35
3.3	Histoire de l'incision de la Meuse à sa traversée de l'Ardenne.	36
3.4	Soulèvement tectonique de la partie occidentale du MSR.	37
3.5	Résultats des datations de lambeaux de la plus jeune terrasse principale réalisées par Rixhon (sous presse).	38
3.6	Géologie du bassin de l'Ourthe.	39
4.1	Comparaison des réseaux hydrographiques issus du modèle à 20 mètres de résolution, du modèle à 80 mètres de résolution et d'une vérité terrain tirée des cartes topographiques à l'échelle 1/10 000 pour un secteur de l'Amblève.	47

4.2	Comparaison entre le réseau hydrographique défini par le modèle à 80 mètres de résolution et le réseau réel, ruisseau de Petit-Thier.	48
4.3	Exemples d'images issues des traitements nécessaires à l'extraction du réseau hydrographique.	51
4.4	Répartition des cours d'eau sélectionnés.	57
4.5	Histogramme de la taille des bassins versants des cours d'eau sélectionnés.	58
4.6	Exemple de dédoublement du tracé d'un cours d'eau suite à l'utilisation d'un MNT dans une zone de faible pente.	59
4.7	Exemple d'erreur lors de la sélection des polygones appartenant à un cours d'eau particulier.	60
4.8	Profil longitudinal de l'Amblève.	61
4.9	Illustration de trois méthodes de lissage sur un secteur de la Salm.	62
4.10	Représentation d'un knickpoint sur un graphique $\log(S)$ vs. $\log(A)$ pour une rivière du Colorado.	65
4.11	Schéma représentant quatre types d'affluents d'après des observations réalisées dans le nord-ouest de Taïwan.	66
4.12	Graphique pente vs. distance d'une rivière hypothétique.	67
4.13	Comparaison des deux types de représentation des profils de pente.	70
4.14	Répartition et classification des convexités identifiées dans le bassin de l'Ourthe.	75
4.15	Ry de Mosbeux : profil en long, profil de pente et sommet des versants.	77
4.16	Carte géologique englobant les bassins du ruisseau de l'Amante et de la Chavanne.	78
4.17	Exemple d'identification d'influence lithologique dans la vallée du ruisseau d'Heure.	79
4.18	Les knickpoints liés à la capture de la Warche.	81
4.19	Profil longitudinal de l'Amblève et de ses terrasses.	82
4.20	Profils en long de la Lienne et de ses principaux affluents.	84
4.21	Profils en long de la Salm et de ses principaux affluents.	85
4.22	Pentes dans les vallées du Trô Maret et du Bayehon et profils transversaux dans la vallée du Bayehon.	87
4.23	Répartition des 21 knickpoints et vallées suspendues identifiés dans le bassin versant de l'Ourthe.	88
5.1	La Hoëgne de sa source à la cascade Léopold II.	92

5.2	Pente, altitude et largeur de la rivière à proximité du knickpoint de la Hoëgne et de celui de la Warchenne.	93
5.3	La Hoëgne : photographies aux environs du knickpoint.	94
5.4	Le Bayehon : coulée boueuse et cascade.	96
5.5	Relation entre relief et substratum au niveau du knickpoint de la Warchenne.	97
5.6	Le knickpoint du ruisseau de Laval.	98
6.1	Diminution non continue de l'aire drainée le long d'un cours d'eau.	103
6.2	Variance des temps de parcours modélisés bruts Tb_j standardisés, en fonction de m	108
6.3	Vitesse modélisée des knickpoints.	109
6.4	Histogramme des écarts à la moyenne des temps bruts pour les 21 knickpoints.	111
6.5	Répartition spatiale des résidus de la modélisation par le modèle $c = K A^m$	112
6.6	Comparaison entre les ajustements du paramètre m réalisés avec 21 et 16 knickpoints.	113
7.1	Calcul de l'indice de confluences.	116
7.2	Corrélations entre les résidus de la modélisation et l'indice I_{cp}	120
8.1	Corrélation entre les temps de parcours modélisés des knickpoints et l'indice de confluences I_{cp}	131
8.2	Relation entre les distances parcourues par les knickpoints du Trô Maret, du Bayehon et de la Warche et la variabilité de résistance des roches du substratum.	133
8.3	Propagation du knickpoint dans les cours d'eau du bassin versant de l'Ourthe selon le modèle $c = K A^m$, âges d'abandon de la terrasse principale selon Rixhon (sous presse) et localisation des convexités rejetées.	135

Liste des tableaux

4.1	Différences d'altitude entre le MNT de l'IGN et celui du SRTM.	48
4.2	Avantages et inconvénients des MNT de l'IGN et du SRTM .	49
5.1	Synthèse des mesures et observations réalisées sur les cinq knickpoints.	99
6.1	Temps bruts modélisés pour les 21 knickpoints avec $m = 0.51$.	108
6.2	Résidus de la modélisation.	110
7.1	Indices de confluences.	118
7.2	Corrélations entre les résidus de la modélisation et les indices de confluences.	119
7.3	Résidus de la modélisation et part non expliquée par l'indice $I_{cp1.3}$	121
7.4	Temps de retard attribué au franchissement des confluences. .	122
7.5	Corrélations entre les résidus de la modélisation et quatre caractéristiques des knickpoints.	123
8.1	Comparaison des paramètres K et m et des vitesses de propagation dans trois contextes géomorphologiques différents. . . .	125
8.2	Vitesses moyennes de knickpoints rocheux issues de la littérature.	127

Chapitre 1

Introduction

1.1 Problématique

Un knickpoint est généralement défini comme un brusque changement de pente dans le profil longitudinal d'un cours d'eau, créant un secteur convexe dans un profil longitudinal concave dans son ensemble (Gardner, 1983). Un knickpoint peut prendre la forme d'une cascade ou une forme plus discrète, détectable uniquement par l'analyse de l'évolution de la pente le long du cours d'eau (Berlin et Anderson, 2007). Dans certains cas, les knickpoints présents dans un réseau hydrographique marquent la propagation d'une vague d'érosion régressive faisant suite à une variation du niveau de base de la rivière principale, ou à un soulèvement de son bassin versant. On peut alors définir ces knickpoints comme la partie fluviale de la limite, toujours en mouvement, entre une partie relique du paysage et la partie du paysage ajustée aux nouvelles conditions aux limites (Crosby et Whipple, 2006). La vitesse de recul des knickpoints détermine ainsi la vitesse à laquelle un paysage tout entier s'ajuste à de nouvelles conditions (Crosby et Whipple, 2006).

Les knickpoints constituent donc les marqueurs de l'ajustement d'un paysage. Comprendre à quelle vitesse ils se propagent dans une rivière, mais aussi dans un réseau hydrographique tout entier, est donc fondamental pour évaluer les vitesses d'ajustement des reliefs et les flux sédimentaires qui en découlent (Bishop *et al.*, 2005).

Des datations de lambeaux de terrasses ardennaises réalisées par Rixhon (sous presse) prouvent qu'une vague d'érosion régressive s'est propagée dans le réseau hydrographique de l'Ourthe depuis le Pléistocène moyen. Elle a franchi l'exutoire de l'Ourthe il y a environ 500 ka, et Rixhon (sous presse) retrouve sa trace aujourd'hui dans le profil longitudinal de l'Amblève, sous la

forme d'un knickpoint. Ces observations nous offrent l'opportunité d'étudier plus en détail cette vague d'érosion régressive, et ainsi de mieux comprendre la dynamique d'incision des rivières du bassin versant de l'Ourthe depuis 500 ka. Peut-on observer les knickpoints qui caractérisent cette vague d'érosion régressive dans d'autres vallées du bassin versant de l'Ourthe ? A quelle vitesse ces knickpoints se sont-ils propagés ?

En plus de ces questions relatives à l'histoire géomorphologique du bassin de l'Ourthe, des questions plus globales se posent. En effet, la dynamique précise qui dirige la propagation d'un knickpoint dans un réseau hydrographique est encore mal connue. Dans plusieurs régions du monde, les observations de vallées suspendues d'origine non-glaciaire prouvent qu'un knickpoint peut être bloqué par une confluence lorsqu'il se propage dans un réseau hydrographique (Wobus *et al.*, 2006 ; Crosby *et al.*, 2007). Mais les facteurs qui conditionnent ce blocage semblent nombreux (Crosby *et al.*, 2007), et il n'est à ce jour pas encore possible d'expliquer avec précision pourquoi une vallée suspendue apparaît à tel endroit et pas ailleurs.

Les deux objectifs de ce travail concernent ces deux problématiques. Le premier objectif est de mieux comprendre l'incision de l'Ourthe depuis ~ 500 ka en répondant aux deux questions déjà citées ci-dessus.

- Peut-on observer les knickpoints qui caractérisent cette vague d'érosion régressive dans d'autres vallées du bassin versant de l'Ourthe ?
- A quelle vitesse ces knickpoints se sont-ils propagés ?

Le second objectif est d'apporter des éléments nouveaux concernant la connaissance de la dynamique de propagation des knickpoints.

- Quels sont les facteurs qui contrôlent les vitesses de propagation des knickpoints dans un réseau hydrographique, en particulier aux confluences ?

Dans ce travail, nous utiliserons le terme « convexité » pour désigner un secteur convexe dans le profil longitudinal d'un cours d'eau. Le terme « knickpoint » sera lui attribué uniquement aux convexités dont l'origine semble être la propagation d'une vague d'érosion régressive. Le terme « knickpoint » a donc ici une signification génétique, tandis que le terme « convexité » est uniquement descriptif. Dans la description d'un knickpoint, le terme « lèvres » correspond à l'endroit du lit mineur à l'aval duquel la pente augmente, tandis que la « face » correspond au secteur du lit mineur en pente forte.

1.2 Plan du travail

La réalisation de ces objectifs comprendra plusieurs étapes, qui feront chacune l'objet d'un chapitre particulier.

Après ce premier chapitre introductif, le second chapitre permettra de faire le point sur l'état des connaissances actuelles en matière de propagation des knickpoints. Les études qui y seront décrites traitent principalement de la modélisation analogique et numérique des knickpoints, qu'ils soient considérés dans un cours d'eau isolé ou dans un réseau hydrographique.

La zone d'étude sera présentée dans le troisième chapitre. Nous rappellerons brièvement l'histoire géomorphologique de l'Ardenne et insisterons sur le soulèvement tectonique qui l'anime depuis le Pléistocène moyen. Le contexte géologique du bassin versant de l'Ourthe sera ensuite décrit et nous présenterons les rivières qui le drainent du point de vue de leurs puissances spécifiques. Enfin, nous présenterons à la fin de ce chapitre les deux hypothèses qui vont être testées en vue de répondre aux questions que nous avons posées.

La recherche proprement dite commencera au quatrième chapitre, qui sera consacré à la détection des knickpoints. Nous utiliserons un modèle numérique de terrain pour les identifier et appliquerons plusieurs techniques de validation afin d'essayer de prouver que les knickpoints détectés correspondent bien à une même génération de knickpoints, marquant l'avancée actuelle de la vague d'érosion régressive mise en évidence par Rixhon (sous presse). La réponse à cette question validera ou rejettera la première hypothèse.

Un échantillon de ces knickpoints sera décrit par des observations de terrain dans le cinquième chapitre.

Ensuite, nous modéliserons la propagation des knickpoints sélectionnés à l'aide d'une équation simple, basée sur un modèle physique d'érosion fluviale. Cette équation implique que la vitesse instantanée de recul d'un knickpoint soit proportionnelle à l'aire drainée. L'objectif de cette modélisation est de mesurer des résidus entre la distribution observée et la distribution modélisée des knickpoints, dans le but de les mettre en relation avec d'autres facteurs pouvant influencer leur propagation.

C'est au chapitre sept que des corrélations seront testées entre les résidus de la modélisation et ces facteurs. Le principal facteur testé sera la difficulté de franchissement des confluences, qui nous semble être un facteur clé dans la compréhension de la propagation des knickpoints dans un réseau hydrographique. La corrélation entre les résidus du modèle et ce facteur permettra de valider ou de rejeter notre deuxième hypothèse.

Enfin, nous terminerons ce travail par une discussion des résultats qui auront été présentés aux chapitres 6 et 7, puis nous conclurons en mettant en évidence les différents résultats auxquels ce mémoire aura permis d'aboutir.

Chapitre 2

Etat des connaissances

L'étude de la propagation des knickpoints utilise différentes méthodes. Une première méthode est la modélisation en flume. Elle permet d'observer en temps réel l'évolution d'un knickpoint au cours du temps, c'est-à-dire l'évolution de sa forme et sa vitesse de progression. Pour ce faire, un substratum artificiel est créé de manière à ce que son érosion soit observable dans un laps de temps raisonnable. Il est évident que l'application des résultats de ce type d'expérience à des cours d'eau érodant un substratum composé de roches réellement consolidées est délicate, car de nombreuses questions d'échelle font que les processus d'érosion actifs à l'échelle d'un flume peuvent être différents des processus actifs dans la nature (Crosby et Whipple, 2006). La modélisation informatique fournit des informations intéressantes pour essayer de comprendre la manière avec laquelle les knickpoints évoluent réellement dans la nature. L'idée est d'appliquer une ou plusieurs lois d'érosion du bedrock par les rivières à un réseau hydrographique donné et de voir si ces lois permettent d'expliquer la distribution ou la forme des knickpoints qui y ont été observés. Enfin, une dernière méthode consiste à étudier séparément les variables intervenant dans ces modèles d'érosion dans le but de trouver des corrélations entre les caractéristiques des knickpoints et celles du bassin versant ou du réseau hydrographique dans lequel ils s'inscrivent. Ces différentes méthodes ainsi que les résultats qui en découlent seront décrits dans les sections qui suivent. Nous terminerons l'état des connaissances par une synthèse des modèles conceptuels d'évolution des knickpoints, construits sur base de ces résultats.

2.1 Les expériences en flume

Les expériences en flume visant à comprendre l'évolution des knickpoints peuvent être appliquées à plusieurs types de bedrock : non cohérent, cohérent et homogène ou encore cohérent et non homogène.

Les expériences sur un bedrock non cohérent ont pour objectif de comprendre le comportement d'un knickpoint qui se développe dans une nappe alluviale, par exemple lors du recoupement d'un méandre libre. Le matériau utilisé est généralement du sable. Brush et Wolman (1960) ont ainsi montré qu'un knickpoint formé dans du sable non cohérent et bien trié ne se propage pas vers l'amont en conservant une pente forte. Au contraire, la pente forte située juste à l'aval de la lèvre du knickpoint diminue avec le temps, si bien que plus le knickpoint progresse vers l'amont, moins la rupture de pente qu'il constitue est nette.

Gardner (1983) a, lui, étudié l'évolution des knickpoints dans un matériau cohérent et homogène. Il utilisa pour simuler le bedrock un mélange comprenant 70 % de sable et 19 % de limon et d'argile auxquels furent ajoutés 11 % de kaolinite en guise de ciment. Après séchage, la résistance au cisaillement du matériau était d'environ 1.10 N m^{-2} . Un mélange de sable fin, de limon, d'argile et de petits graviers a été utilisé pour simuler une nappe alluviale. Un chenal semi-circulaire a été creusé en ligne droite sur toute la longueur du flume (18 mètres). En imposant un débit et une pente constants, des méandres stables se formèrent avant chaque lancement de l'expérience. Le niveau de base du système fut ensuite abaissé sous le niveau du contact entre le bedrock et la nappe alluviale. Cette baisse du niveau de base fut réalisée soit en une fois, soit en plusieurs baisses successives. Dans tous les cas, la face verticale originale du knickpoint s'inclina par rotation et fut remplacée par deux éléments distincts : la face du knickpoint en elle-même, s'inclinant et migrant doucement vers l'amont, et, en amont de la lèvre du knickpoint, un secteur dont la pente augmente au cours du temps et progressant plus rapidement vers l'amont (processus de *replacement*, figure 2.1). L'angle entre ces deux secteurs, situé au niveau de la lèvre du knickpoint, augmente donc au cours du temps et passe de 90° à 180° . A ce moment, le knickpoint évolue en une pente uniforme, dont l'inclinaison diminue en progressant vers l'amont. Le knickpoint initial ne progresse donc pas vers l'amont dans ce matériau cohésif homogène, mais est adouci dès sa création, à proximité de son site d'origine, par le processus de *replacement*.

Rassemblant les résultats de plusieurs expériences en flume et observations de terrain, Gardner (1983) considère que l'évolution des knickpoints peut suivre trois modèles : l'inclinaison, le retrait et le *replacement* (figure 2.1). Trois critères caractérisent ces modèles : (1) la relation entre la tension

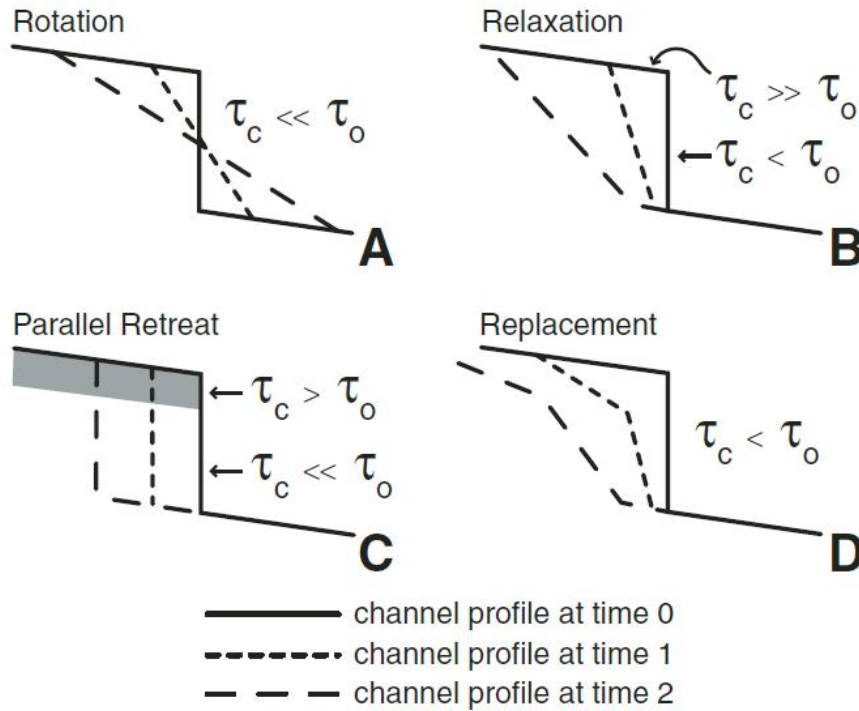


FIGURE 2.1 – Schéma illustrant les trois modèles d'évolution des knickpoints selon Gardner (1983). (A-B) : le processus d'inclinaison, se produisant soit par rotation (A) dans un substratum homogène non-résistant, soit par relaxation (B) dans un substratum homogène très résistant. (C) : le processus de retrait, ayant lieu lorsque le bedrock présente une structure tabulaire où alternent des couches résistantes et non-résistantes. (D) : le processus de *replacement* dans un bedrock homogène de résistance intermédiaire. Frankel *et al.*, 2007, adapté de Gardner, 1983.

de cisaillement (τ) et la tension de cisaillement critique (τ_c) au niveau du knickpoint, (2) la nature des discontinuités dans le transport de la charge de fond et (3) les variations spatiales de résistance des roches à l'érosion.

Premièrement, le type d'évolution par inclinaison se produit dans deux cas. Le premier concerne un bedrock non cohérent, comme dans l'expérience de Brush et Wolman (1960). La tension de cisaillement critique est inférieure à la tension de cisaillement sur la lèvre et sur la face du knickpoint, ce qui engendre une érosion suivie d'un dépôt de sédiments à la base du knickpoint. C'est ce que Gardner nomme la rotation (figure 2.1, A). Le second concerne un matériau très résistant et homogène. Dans ce cas, τ_c est supérieur à τ en amont de la lèvre du knickpoint, mais légèrement inférieur sur la face du knickpoint, ce qui permet son érosion. Vu la résistance du matériau, le flux

sédimentaire est faible et il n'y a pas de dépôt à l'aval du knickpoint. Gardner nomme ce processus la relaxation (figure 2.1, B).

Le second modèle est le retrait (figure 2.1, C). On observe cette évolution dans des structures de type tabulaire. Trois conditions sont alors nécessaires pour que le knickpoint recule parallèlement à lui-même : (1) une couche résistante où τ_c est supérieure à τ , (2) une couche tendre sous-jacente où τ_c est inférieure à τ et (3) l'extraction des matériaux du *plunge pool* qui se forme à la base du knickpoint. Le processus de retrait semble aussi être possible pour des roches cohérentes homogènes, mais uniquement dans le cas où celles-ci sont parcourues par de nombreux joints et diaclases permettant l'effondrement de blocs entiers lors du recul du knickpoint.

Enfin, l'évolution par *replacement* a été décrite plus haut. Elle a lieu dans des matériaux résistants homogènes, où τ_c est inférieure à τ sur la face du knickpoint mais aussi juste en amont de la lèvre du knickpoint, où l'on observe une accélération du flux (figure 2.1, D).

Les trois modèles d'évolution des knickpoints de Gardner n'intègrent pas la possibilité, fréquente sur le terrain, d'un bedrock résistant non-homogène. Cette possibilité a été étudiée par Frankel *et al.* (2007), qui cherchèrent à comprendre la distribution des knickpoints présents sur plusieurs rivières drainant les Appalaches. En effet, la position de ces knickpoints semble être contrôlée par la présence de bancs de roches dures feuilletées à fort pendage.

Ils entreprirent alors des expériences en flume en utilisant comme bedrock du sable fin à moyen (100 à 500 μm) dans lequel a été inséré un bloc de varves lacustres de 30 cm de longueur, où alternent des couches d'argile et de limon simulant la roche dure feuilletée. Le bloc est orienté de manière à ce que le pendage des couches soit pratiquement vertical et que leur orientation soit orthogonale à la direction du flux. Le flume avait une longueur de 10 m, le bloc de varves lacustres étant situé à un mètre de l'exutoire.

Lors de l'expérience, le niveau de base du système fut abaissé en une fois de 6 cm. Un knickpoint présentant une pente douce se propagea rapidement (en moins d'une minute) jusqu'à la couche résistante où il se raidit et ralentit sa progression. Là, il évolua selon le processus de *replacement* de Gardner : la partie juste à l'amont du knickpoint s'incise en même temps que la face du knickpoint progresse vers l'amont. Cependant, la face du knickpoint resta pratiquement verticale, contrairement au modèle de Gardner (figure 2.2). Frankel *et al.* (2007) estiment que cela est dû au pendage vertical de la roche dure, au sein de laquelle alternent des couches résistantes (argile) et moins résistantes (limon). Ce type de progression du knickpoint donna lieu à la formation d'une terrasse tout à fait particulière, plongeant vers l'amont, et qui correspond à des observations de terrain le long de certaines rivières des Appalaches (figure 2.2).

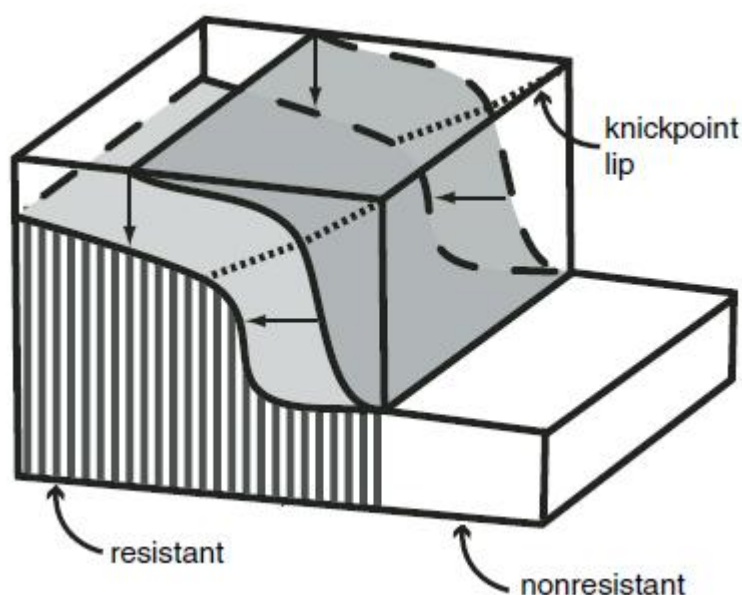


FIGURE 2.2 – Diagramme montrant l'évolution d'un knickpoint dans un banc de roche résistante à litage vertical selon Frankel *et al.* (2007). Le knickpoint recule suivant les processus de « replacement » de Gardner (1983). Une particularité par rapport au modèle de Gardner est que la vitesse d'érosion verticale juste à l'amont de la lèvre du knickpoint est très proche de la vitesse de recul de la face du knickpoint, ce qui conduit à une trajectoire oblique de la lèvre du knickpoint, représentée par les traits pointillés. La trace de cette trajectoire oblique de la lèvre est une terrasse plongeant vers l'amont. Modifié d'après Frankel *et al.* (2007).

L'expérience rend donc bien compte de la morphologie des rivières de la région étudiée et a mis en évidence le rôle d'une couche résistante feuilletée à pendage vertical : cette couche ralentit fortement la progression du knickpoint et permet à sa face de devenir verticale tout en diminuant sa hauteur lors du franchissement de la couche résistante, ce qui conduit à la formation d'une terrasse plongeant vers l'amont.

2.2 La modélisation numérique

La modélisation numérique de l'évolution des paysages est définie comme « le développement et l'implémentation de modèles informatiques essayant de représenter et de « marier » les différents processus tectoniques de transfert de matière aux processus géomorphologiques de surface, dans le but de simuler et de visualiser l'évolution des paysages sur des millions, voire des

centaines de millions d'années » (Bishop, 2007). Nous n'allons pas discuter ici de tout le processus de développement d'un modèle numérique, mais allons présenter les principaux modèles d'érosion fluviale utilisés pour simuler la propagation d'une vague d'érosion régressive. En testant ces modèles dans différentes conditions de relief, de soulèvement tectonique, d'abaissement du niveau de base, etcetera, il est en effet possible de mieux comprendre comment et dans quelles conditions se forment et se propagent les knickpoints.

2.2.1 Les modèles *detachment limited* et la loi *stream power*

La loi *stream power*

Un premier type de modèle est le type *detachment limited*. Destiné à représenter l'incision d'une rivière à lit rocheux, le taux d'érosion verticale d'une rivière y est uniquement fonction de la capacité du chenal à éroder le bedrock du fond du lit (Crosby et Whipple, 2006). La loi la plus couramment utilisée pour décrire ce type d'érosion est la loi *stream power*, selon laquelle la puissance spécifique du cours d'eau est la principale variable déterminant la capacité d'érosion du chenal par le cours d'eau (Sklar et Dietrich, 1998; Crosby *et al.*, 2007). La puissance spécifique étant définie par

$$\Omega = \rho g S Q_w, \quad (2.1)$$

où ρ est la masse volumique du liquide, g l'accélération gravitationnelle, S la pente du plan d'eau et Q_w le débit dominant, le taux d'érosion du bedrock en unité de volume érodé par unité de surface du fond du lit et par unité de temps vaut :

$$E = K_p \frac{\Omega}{W} = K_p \rho g S \frac{Q_w}{W} \quad (\text{Sklar et Dietrich, 1998}) \quad (2.2)$$

où W est la largeur du chenal et K_p un coefficient dimensionnel représentant l'érodibilité du bedrock. On peut généralement relier le débit et la largeur du chenal à l'aire drainée par les relations suivantes :

$$Q_w = K_a A^r \quad (2.3)$$

$$W = K_w Q_w^b = K_w K_a^b A^{rb} \quad (2.4)$$

où A est l'aire drainée et K_w , r et b sont des constantes, ce qui permet de n'exprimer le taux d'érosion qu'à partir des variables A et S , mesurables à partir d'un modèle numérique de terrain. L'expression (2.2) devient donc

$$E = K_y A^{r(1-b)} S \quad (2.5)$$

où $K_y = K_p \rho g \frac{K_a^{(1-b)}}{K_w}$. Plus généralement, on utilisera pour définir le modèle *stream power* l'équation générale

$$E = K A^m S^n \quad (\text{Sklar et Dietrich, 1998}). \quad (2.6)$$

Le coefficient K rassemble l'influence de nombreux facteurs : la forme du chenal, la rugosité, la relation magnitude/fréquence relative à la notion de débit dominant et la résistance des roches à l'érosion. Remarquons aussi que, pour une rivière donnée, K a varié dans le temps et dans l'espace car les processus d'érosion et l'offre en sédiments sont rarement stables à des échelles de temps importantes, de l'ordre du Quaternaire par exemple (Sklar et Dietrich, 1998). L'exposant m incorpore lui l'effet du relief sur les précipitations et par conséquent sur le débit, en liaison avec l'équation (2.3) ainsi que le taux d'évolution de la largeur du chenal lorsque l'on progresse vers l'aval, en lien avec l'équation (2.4) (Sklar et Dietrich, 1998). Berlin et Anderson (2007) mentionnent que m et n , considérés ensemble, sont des paramètres positifs sans dimension reflétant l'hydrologie du bassin, la géométrie du chenal et les processus d'érosion. Crosby et Whipple (2006) signalent que n influence la forme avec laquelle un knickpoint se propage vers l'amont. Si n est nul, l'érosion ne dépend plus de la pente et le knickpoint recule parallèlement à lui-même. Crosby *et al.* (2007) expliquent quant à eux qu'en utilisant $m = 0.5$ et $n = 1$, la forme du knickpoint ne change pas non plus lors de sa progression vers l'amont. Il en est de même pour $m = n = 1$ selon Bishop *et al.* (2005). Par contre, en rivière alluviale où un modèle *transport limited* est plus approprié, on obtient $m = 0.3$ et $n = 0.7$ et le knickpoint se dégrade selon les processus de rotation ou de *replacement* de Gardner (Bishop *et al.*, 2005).

On voit donc que le modèle *stream power*, en ne considérant comme variables que l'aire drainée et la pente, cache la richesse des processus et des facteurs contrôlant l'érosion dans des paramètres « fourre-tout », difficiles à interpréter. Néanmoins, il a l'avantage de pouvoir être appliqué sans devoir réaliser de mesures sur le terrain, et a souvent donné de bons résultats pour expliquer la distribution des knickpoints, comme nous allons le voir plus loin.

***Stream power* et vitesse de retrait des knickpoints**

L'utilisation de l'équation (2.6) nécessite la connaissance en chaque point du cours d'eau étudié de l'aire drainée A et de la pente S . Si l'on considère que la superficie du bassin est restée constante au cours du temps, on peut supposer que A est une constante en chaque point du cours d'eau. Par contre, la pente, elle, évolue nécessairement au cours du temps puisque le cours d'eau

s'incise. En posant $n = 1$, il est possible de s'abstenir de la connaissance de l'évolution de la pente au cours du temps (Berlin et Anderson, 2007). En effet, dans ce cas l'équation (2.6) devient :

$$E = KA^m S \quad (2.7)$$

ou

$$\frac{\delta z}{\delta t} = KA^m \frac{\delta z}{\delta x}. \quad (2.8)$$

En multipliant les deux membres par $\frac{\delta x}{\delta z}$, ce qui est mathématiquement délicat mais néanmoins acceptable dans le cas d'un modèle d'érosion, l'équation (2.8) devient (Berlin et Anderson, 2007) :

$$c = KA^m \quad (2.9)$$

où c est la vitesse de propagation du knickpoint vers l'amont. L'équation (2.9) rend compte d'une diminution de la vitesse du knickpoint lors de sa progression vers l'amont. Elle a été utilisée dans plusieurs régions du monde pour expliquer la propagation d'un knickpoint dans un réseau hydrographique.

Ainsi, Berlin et Anderson (2007) ont appliqué ce modèle à deux bassins du plateau de Roan, dans le Colorado : le bassin de la Parachute Creek (580 km²) et celui de la Roan Creek (1300 km²). Remarquons que l'altitude maximale de ce plateau avoisine les 2600 mètres et que les vallées étudiées y sont encaissées de 500 à 1000 mètres. La vague d'incision qui provoqua leur encaissement aurait débuté il y a environ 8 Ma. Ils y ont dénombré 33 knickpoints et obtiennent le meilleur ajustement pour des valeurs de $K = 1.3710^{-7} \text{ m}^{-0.08} \text{ an}^{-1}$ et $m = 0.54$. Avec ce modèle, 25 des 32 knickpoints modélisés se situent à moins de deux kilomètres du knickpoint réel qu'ils représentent. La moyenne des résidus pour ces 32 knickpoints, c'est-à-dire des distances entre les positions réelles des knickpoints et leurs positions prévues par le modèle, est de $0.17 \pm 1.56 \text{ km}$. Il est assez normal que la moyenne des résidus soit proche de zéro, puisque les écarts positifs et négatifs s'y compensent. Il nous semble regrettable que les auteurs n'aient pas exprimé la qualité de leur modèle en terme de RMS, paramètre plus adéquat dans ce type de problématique.

Crosby et Whipple (2006) ont appliqué le même type de modèle à un réseau hydrographique de Nouvelle-Zélande ayant subi une chute de son niveau de base il y a 18000 ans. Cependant, ils distinguent leur modèle du modèle *stream power* car ils estiment que, physiquement, ce dernier ne saurait pas rendre compte des processus d'érosion qu'ils observent actuellement au niveau des knickpoints. Ils transforment donc l'équation (2.9) en

$$V_x = CA^p \quad (2.10)$$

où c et p sont deux constantes sans signification physique, dans le but de tester l'influence de l'aire drainée sur la distribution des knickpoints. Ils appliquent leur modèle au bassin de la Waipaoa (2150 km²) et obtiennent le meilleur ajustement avec $C = 7.910^{-9} \text{ m}^{-1.25} \text{ an}^{-1}$ et $p = 1.125$. La moyenne des résidus est de $40 \pm 560 \text{ m}$ (1 écart-type) à l'aval du knickpoint observé.

Applicabilité du modèle *stream power*

Le modèle *stream power* a donc montré son efficacité dans l'explication de la répartition des knickpoints dans plusieurs réseaux hydrographiques malgré sa non-prise en compte des processus physiques d'érosion qui s'appliquent au niveau d'un knickpoint. Néanmoins, il ne s'applique qu'aux rivières à lit rocheux. De plus, Sklar et Dietrich (1998) ont montré qu'il n'existe qu'une gamme finie de pentes pour lesquelles des processus fluviaux, une exposition du bedrock et une incision active du chenal peuvent se produire (figure 2.3). La limite supérieure de cette gamme de pente est la pente à partir de laquelle les processus fluviaux prennent le pas sur les agents de transport en masse, comme les *debris flow*. Sklar et Dietrich (1998) la fixent à une pente de 200 pour mille, en précisant que les *debris flow* pourraient peut-être être le processus d'érosion dominant jusqu'à des pentes de 50 pour mille. La limite inférieure des pentes où le modèle *stream power* est applicable serait la pente à partir de laquelle le lit de la rivière est couvert d'une épaisseur de sédiments supérieure à l'épaisseur mobilisable lors des crues (Sklar et Dietrich, 1998). Précisant que cette limite varie en fonction de l'offre en sédiments, les auteurs la fixent à environ 1 pour mille. Enfin, une dernière limite concerne le passage entre une rivière majoritairement à lit rocheux et une rivière majoritairement alluviale. Cette limite a été exprimée par Howard *et al.* (1994 in Sklar et Dietrich, 1998) comme une fonction de l'aire drainée, de l'offre en sédiments et de la taille des particules transportées :

$$S_m = K_m A^{-u} \quad (2.11)$$

où S_m est la pente limite, A l'aire drainée et K_m et u sont fonction de l'offre en sédiments et de la taille des particules.

Un dernier élément rend problématique l'utilisation du modèle *stream power*. Des vallées suspendues non glaciaires ont été découvertes dans plusieurs bassins hydrographiques, notamment en Nouvelle-Zélande (Crosby *et al.*, 2007). Leur présence n'a pas pu être prédite par le modèle *stream power*, ce qui a poussé les chercheurs à utiliser d'autres modèles pour essayer de comprendre le développement de ces formes. La section suivante s'attache à décrire ces autres modèles d'érosion par les cours d'eau.

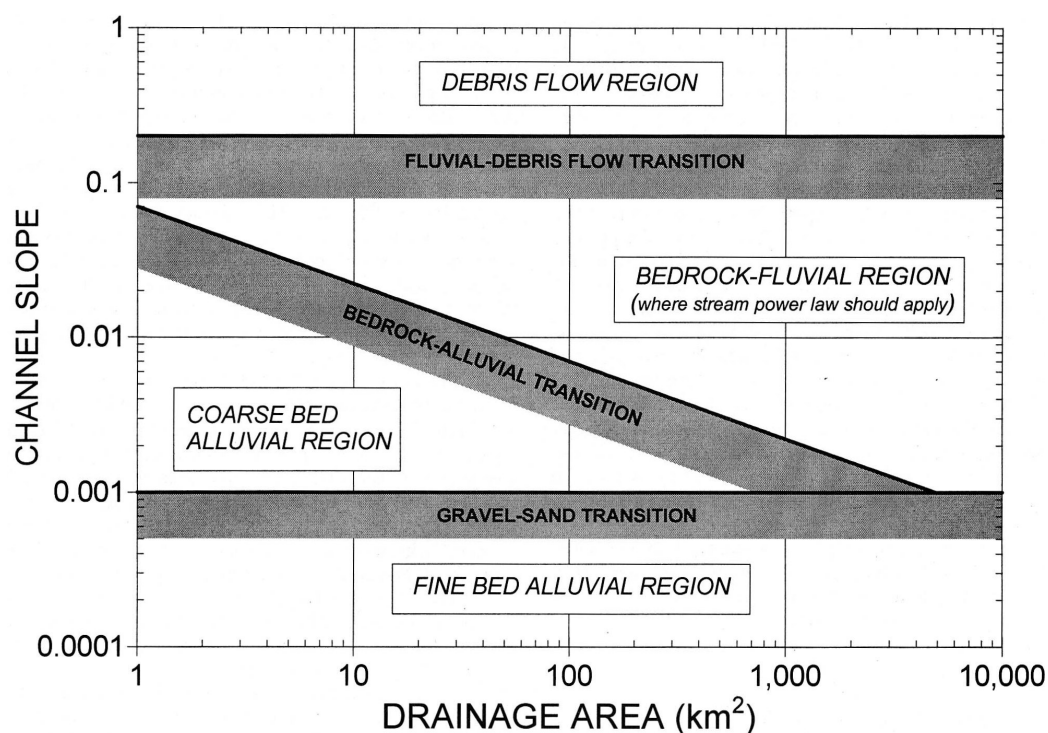


FIGURE 2.3 – Division de l’espace pente/aire drainée en régions dont les types fluviaux ou les processus érosifs diffèrent. La région dominée par les rivières à lit rocheux est la seule où la loi *stream power* peut être appliquée. Sklar et Dietrich, 1998.

2.2.2 Les autres modèles

Crosby *et al.* (2007) ont comparé quatre modèles pour essayer de comprendre comment se forment les vallées suspendues qu’ils ont observées dans le bassin de la Waipaoa, sur l’île septentrionale de la Nouvelle-Zélande. Nous allons les décrire brièvement puis présenter les résultats auxquels ils ont conduit.

Description des modèles

Le premier modèle qu’ils utilisent est un modèle simplifié du type *transport limited*. Dans cette famille de modèles, l’érosion est limitée par la capacité du chenal à transporter la charge sédimentaire qui lui est imposée (Crosby et Whipple, 2007). En fixant les paramètres du modèle comme Crosby *et al.* (2007), le taux d’érosion pour une aire drainée donnée est une fonction linéaire du sinus de la pente du fond du lit (figure 2.4). Ce type de modèle correspond typiquement aux expériences en flume de Brush et Wol-

man (1960) (section 2.1), et équivaut en termes d'évolution des knickpoints à une dégradation rapide de la face du knickpoint lorsqu'il se propage vers l'amont (Crosby *et al.*, 2007).

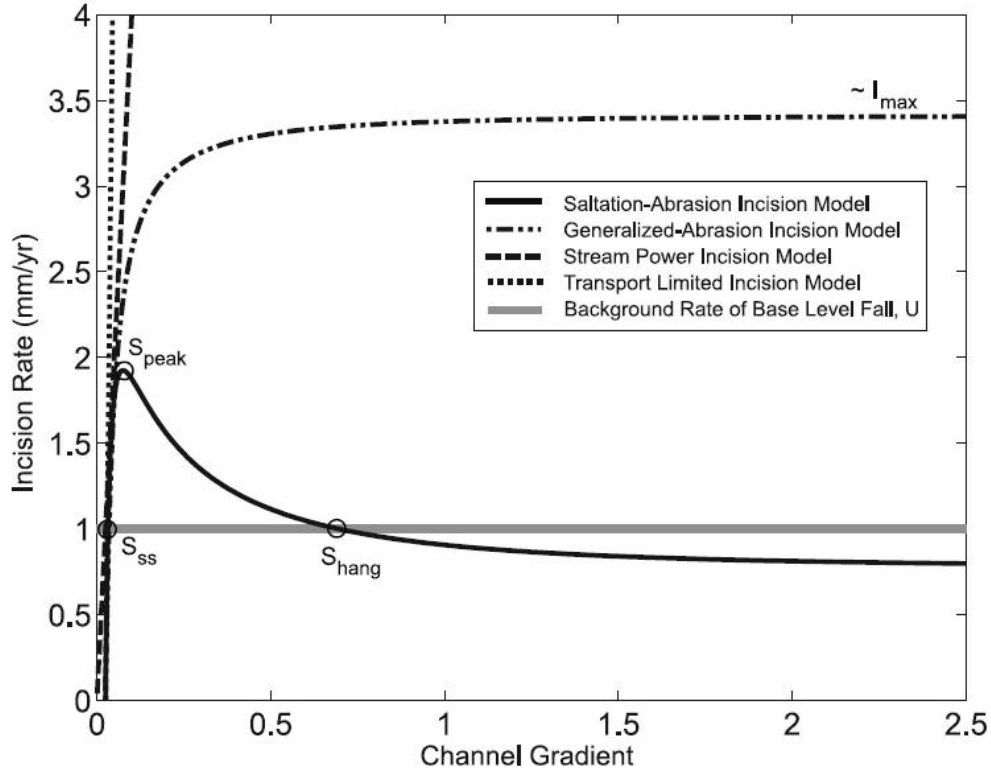


FIGURE 2.4 – Relations entre la pente du lit et le taux d'incision pour quatre modèles d'incision. Le trait gris correspond au taux de soulèvement du massif. La pente S_{ss} correspond à la pente d'équilibre du chenal, c'est-à-dire sa pente lorsque le taux d'érosion compense parfaitement le taux de soulèvement. Pour les modèles *stream power* et *transport limited*, le taux d'incision augmente rapidement avec la pente. Par contre, le modèle généralisé d'abrasion n'augmente pas continuellement mais tend vers un taux d'érosion maximal I_{max} . Enfin, le modèle d'incision par abrasion-saltation présente un taux d'érosion maximal pour une pente critique S_{peak} , au-delà de laquelle le taux d'incision diminue jusqu'à être inférieur au taux de soulèvement du massif à partir de S_{hang} . Crosby *et al.*, 2007.

Le second modèle est le modèle *stream power*, décrit à la section précédente. Contrairement aux modèles *transport-limited*, on postule dans ce cas que la capacité de transport de la rivière dépasse largement la charge sédimentaire imposée. Le taux d'érosion n'est alors plus explicitement fonction du flux sédimentaire, mais uniquement de la puissance spécifique du che-

nal. Crosby *et al.* (2007) ont paramétré l'équation (2.6) en utilisant $m = 0.5$ et $n = 1$. De cette manière, le taux d'érosion est une fonction linéaire de la pente (figure 2.4).

Les deux derniers modèles sont du type *sediment flux-dependent*. Ce type de modèle a été introduit par Sklar et Dietrich (1998) et considère deux effets opposés de la charge sédimentaire d'un cours d'eau : d'une part elle fournit les outils pour éroder le fond du lit, d'autre part elle contrôle l'étendue du bedrock soumis à l'érosion, c'est-à-dire le fond du lit non-recouvert par les sédiments. Ainsi, une charge en sédiments trop faible ne permettra pas une forte érosion du chenal, mais une charge trop élevée, supérieure à la capacité de transport du cours d'eau, protégera le fond du lit de l'érosion en le couvrant de sédiments.

Le premier de ces deux modèles *sediment flux-dependent* est le modèle d'incision par saltation-abrasion. Il est directement adapté de celui formulé par Sklar et Dietrich (1998), selon lequel le taux d'incision est proportionnel à la composante normale du flux d'énergie cinétique engendré par les particules de la charge de fond entrant en collision avec le substratum affleurant dans le fond du lit. Ainsi, le taux d'érosion E s'écrit :

$$E = \left[\frac{\sin(\alpha) \rho_s \pi (u_s^2 + v_s^2) - \varepsilon_t}{\varepsilon_v} \right] \left[\frac{Q_s}{\rho_s \pi D^3 W \lambda} \right] \left[1 - \frac{Q_s}{Q_t} \right] \quad (2.12)$$

où D est la taille uniforme des grains (m), u_s et v_s sont respectivement la vitesse horizontale et la vitesse verticale des particules lorsqu'elles entrent en collision avec le bedrock (m s^{-1}), Q_s est le flux de sédiments imposé à la rivière (Kg s^{-1}), Q_t est la capacité de transport sédimentaire du cours d'eau (kg s^{-1}), W est la largeur du chenal (m), λ est la longueur de saltation (m), α est l'angle d'impact des particules, ρ_s est la densité des sédiments (kg m^{-3}), ε_v est l'énergie nécessaire pour détacher une unité de volume de bedrock (J m^{-3}) et ε_t est un seuil d'énergie qui doit être dépassé pour que le détachement ait lieu (j). Le taux d'érosion est donc le produit de trois termes (entre crochets) dans l'équation (2.12) : (1) le volume de bedrock érodé lors de chaque impact d'une particule, (2) le taux d'impacts de particules par unité de surface et (3) la fraction du fond du lit où affleure le bedrock (Sklar et Dietrich, 1998).

La figure 2.5 montre les variations du taux d'érosion selon ce modèle en fonction de l'offre en sédiments et de la pente. On y observe deux éléments principaux. Premièrement, le taux d'érosion augmente avec la charge en sédiments, atteint un maximum puis diminue car la charge sédimentaire finit par dépasser la capacité de transport du chenal (couverture du lit). Deuxièmement, le même phénomène se produit pour la pente : au-delà d'une

pente optimale, le taux d'érosion diminue car les particules passent progressivement d'un déplacement par saltation à un déplacement par suspension. Dans le cas extrême de la suspension (non représenté), il n'y a plus de contact entre les particules transportées et le fond du lit, si bien que l'érosion est nulle.

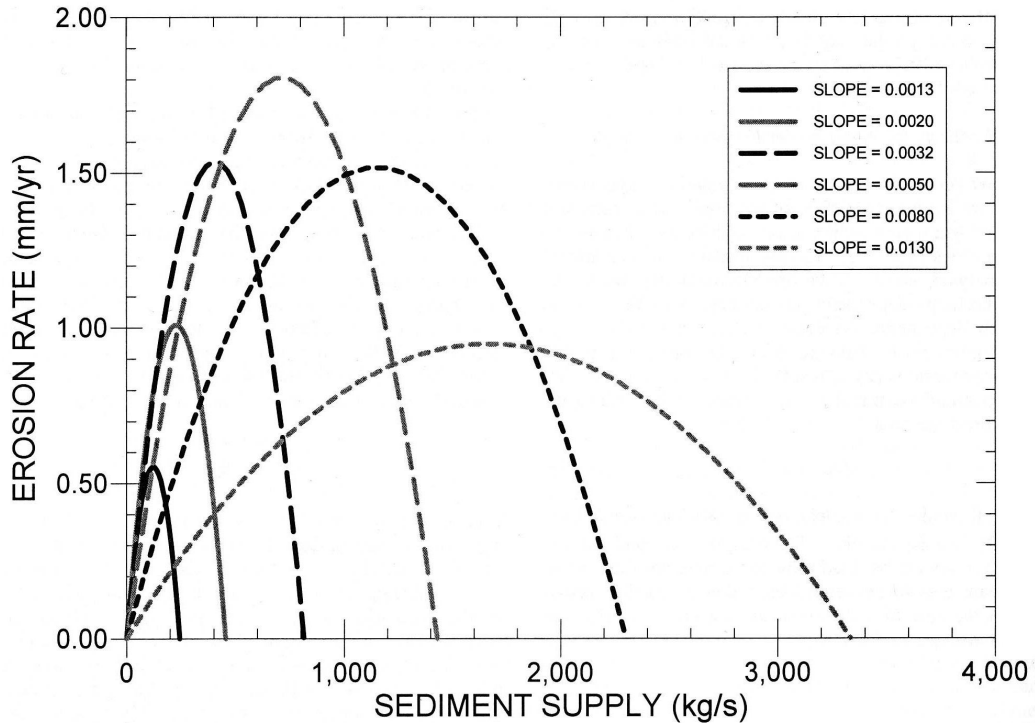


FIGURE 2.5 – Taux d'érosion du bedrock en fonction de l'offre en sédiments et de la pente selon l'équation (2.12), avec $Q_w = 100 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, $W = 26 \text{ m}$, $D = 40 \text{ mm}$ et $N_m = 0.05$. Sklar et Dietrich, 1998.

Le modèle d'incision par saltation-abrasion utilisé par Crosby *et al.* (2007) fournit une courbe assez proche (figure 2.4) avec une érosion maximale lorsque la pente du chenal vaut S_{peak} .

Enfin, le dernier modèle physique d'érosion utilisé par Crosby *et al.* (2007) est le modèle généralisé d'abrasion. Il diffère du modèle précédent par le fait que le taux d'érosion ne diminue pas au-delà d'un certain seuil de pente, mais tend asymptotiquement vers une constante (figure 2.4).

Application des modèles pour expliquer la formation des vallées suspendues

Crosby *et al.* (2007) ont appliqué ces quatre modèles à un bassin hydrographique dans le but de voir dans quels cas des vallées suspendues pouvaient

apparaître. Ils ont à chaque fois simulé deux scénarios pour faire démarrer une reprise d'érosion : soit une chute instantanée du niveau de base, soit une chute progressive. La figure 2.6 illustre les résultats de ces essais.

Le modèle *transport-limited* n'a jamais donné lieu à la formation d'un knickpoint, comme nous l'avions mentionné à la section précédente, ni de vallées suspendues.

Dans le modèle *stream power*, un knickpoint apparaît dans les deux cas. Il se propage parallèlement à lui-même aussi bien dans le cours d'eau principal que dans les affluents, ce qui ne donne pas lieu à la formation de vallée suspendue.

Deux cas de figure apparaissent pour le modèle d'incision par saltation-abrasion. Pour une chute instantanée du niveau de base, le knickpoint reste à l'exutoire. Il s'y réduit doucement, donnant lieu à des vagues d'érosion régressive de faible amplitude, insuffisantes pour provoquer l'apparition de vallées suspendues. Dans le cas d'une chute progressive du niveau de base, si celle-ci est assez rapide, le profil se réajuste très vite et des vallées suspendues se forment. Si la chute est plus lente, des vallées suspendues ne se forment que pour de petits affluents.

Enfin, pour le modèle généralisé d'abrasion, le knickpoint initial s'atténue très vite dans les deux cas et aucune vallée suspendue ne se forme.

Comment expliquer ces résultats ? Le fait que seul le modèle d'incision par abrasion-saltation rende correctement compte de la formation des vallées suspendues est lié au fait que, dans ce modèle, lorsqu'un cours d'eau dépasse une certaine pente limite S_{hang} (figure 2.4), il ne peut plus suffisamment s'inciser pour suivre l'incision du cours d'eau principal. C'est le seul modèle pour lequel ce seuil de pente existe. Néanmoins, une vallée suspendue ne se développera pas pour autant à chaque confluence. Il faut pour cela que l'incision du cours d'eau principal soit assez importante et rapide pour que la pente de l'affluent que l'on considère se raidisse jusqu'à atteindre S_{hang} (Wobus *et al.*, 2006 ; Crosby *et al.*, 2007). Or la vitesse d'érosion verticale du cours d'eau principal diminue vers l'amont avec les modèles *sediment-flux dependent*. Ainsi, un affluent situé dans la partie aval du bassin subira une incision plus rapide au niveau de sa confluence avec le cours d'eau principal et aura donc une plus grande propension à développer une vallée suspendue qu'un affluent drainant une même superficie mais situé plus à l'amont. De plus, Crosby *et al.* (2007) ont aussi démontré que la valeur de S_{hang} diminue pour des petits affluents.

Ainsi, dans un bassin hydrographique, la répartition des vallées suspendues apparues suite à une chute du niveau de base serait gouvernée par la compétition de quatre facteurs principaux (Crosby *et al.*, 2007) : (1) l'importance de la chute de niveau de base à l'exutoire, (2) le taux d'atténuation du

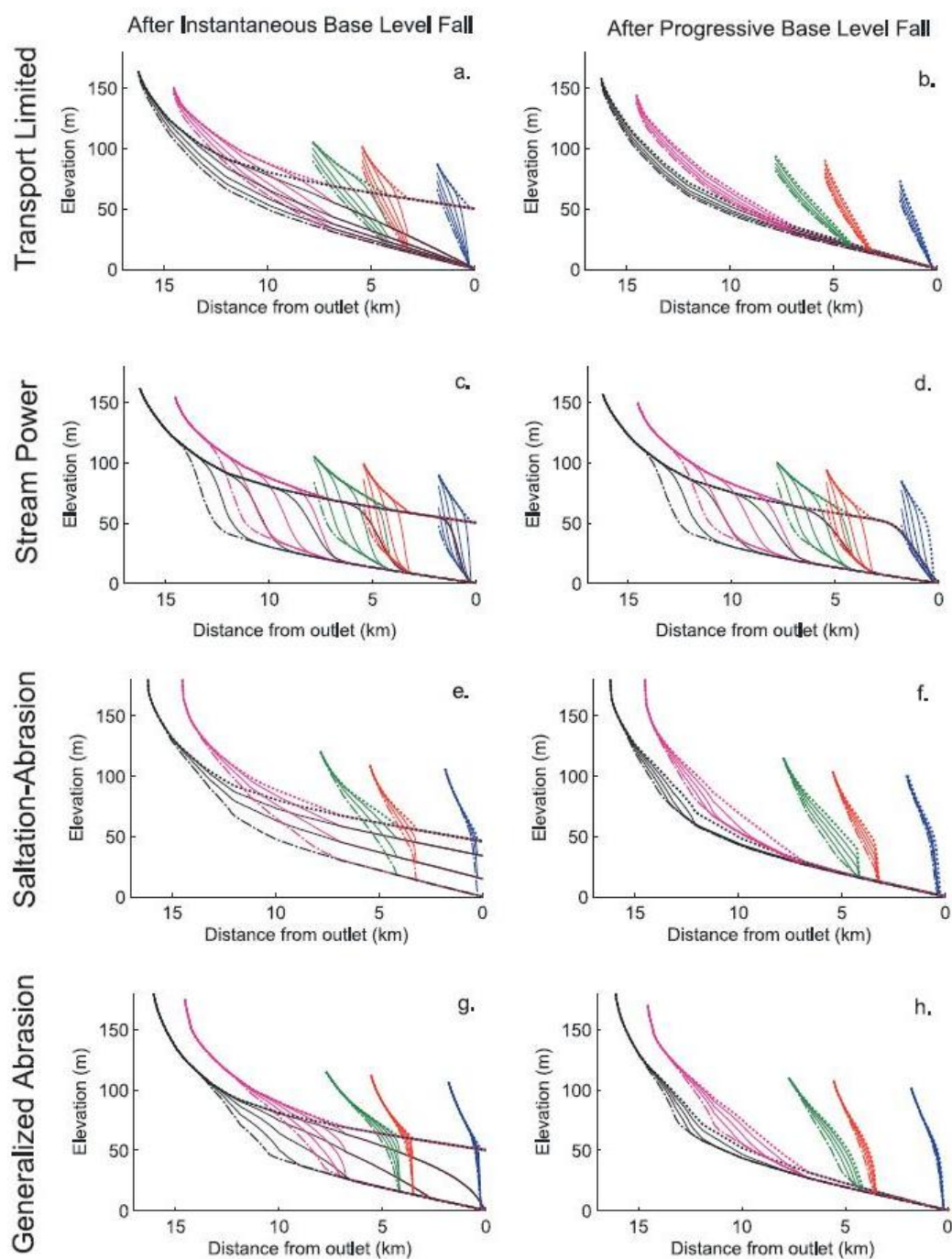


FIGURE 2.6 – Simulations numériques de l'évolution du profil en long d'affluents à la suite d'une chute du niveau de base. Sur chaque graphique, la ligne pointillée indique le profil des rivières après le premier pas de temps et la ligne où alternent tirets et points le dernier pas de temps représenté. Crosby *et al.*, 2007.

knickpoint lorsqu'il se propage dans le cours d'eau principal, (3) le décalage dans le temps de réponse du flux sédimentaire et (4) l'aire drainée par les affluents. Ce dernier facteur est également invoqué par Wobus *et al.* (2006) qui, étudiant des vallées suspendues à Taïwan, observent que ces dernières concernent des affluents drainant des bassins relativement petits (moins de 20 km²). Ils en concluent que les vallées suspendues ne semblent se produire qu'en deçà d'un certain seuil d'aire drainée. Enfin, ces mêmes auteurs ajoutent que les conditions hydrologiques et lithologiques locales peuvent, elles aussi, influencer la formation ou non d'une vallée suspendue. Les lois régissant l'apparition de ces formes sont donc particulièrement complexes.

2.2.3 Conclusion relative à la modélisation informatique

Nous avons passé en revue quatre modèles d'érosion des rivières utilisés pour l'étude des knickpoints. Le modèle *stream power* permet de modéliser le recul d'un knickpoint parallèlement à lui-même (Crosby et Whipple, 2006 ; Crosby *et al.*, 2007). Sa forme simplifiée permet d'exprimer la vitesse instantanée de recul d'un knickpoint comme une fonction de l'aire drainée, et a été validée dans plusieurs bassins (Crosby et Whipple, 2006 ; Berlin et Anderson, 2007). Néanmoins, ce modèle ne peut être appliqué que dans des rivières à lit rocheux où les processus d'érosion fluviale dominent l'action des agents de transport en masse sur les versants, et il cache la richesse de ces processus (Sklar et Dietrich, 1998). De plus, ce modèle est incapable de rendre compte de la présence de vallées suspendues (Crosby *et al.*, 2007). Parmi les trois autres modèles envisagés, le modèle d'incision par abrasion-saltation rend compte, dans certains cas, de la formation de vallées suspendues (Wobus *et al.*, 2006, Crosby *et al.*, 2007). Il a été initialement développé par Sklar et Dietrich (1998) et intègre le rôle de la charge de fond dans l'érosion du bedrock. Celle-ci agit comme un outil pour éroder le substratum mais peut aussi le protéger si la capacité de transport du chenal est insuffisante. Dans ce modèle, l'érosion est donc maximale pour une charge sédimentaire donnée, mais aussi pour une pente critique, au-delà de laquelle l'érosion diminue car les particules transportées par le courant entrent moins fréquemment en collision avec le substratum.

2.3 Corrélations entre la distance parcourue par un knickpoint et l'aire drainée

Une autre approche est la recherche de corrélation entre la distance parcourue par des knickpoints depuis un événement donné et les paramètres morphométriques des rivières. Les recherches dans ce domaine montrent une forte corrélation entre les distances parcourues par des knickpoints et la superficie du bassin versant des rivières concernées.

Ainsi, Bishop *et al.* (2005) ont étudié la propagation d'une vague d'érosion régressive sur 14 rivières de la côte orientale de l'Ecosse. La zone d'étude a subi un soulèvement de 25 à 35 mètres depuis la fonte de la calotte glaciaire qui la recouvrait, c'est-à-dire depuis environ 14 ka. C'est ce soulèvement qui a initié la propagation des knickpoints dans les réseaux hydrographiques de la région. Les auteurs obtiennent une relation significative ($p < 0.0001$) entre la distance parcourue par chaque knickpoint (D) et l'aire drainée par les rivières qu'ils parcourent (A) : $D = 50.8A^{1.24}$.

Loget et Van Den Driessche (2009) ont établi une relation du même type pour des fleuves méditerranéens ayant subi une chute de leur niveau de base à la fin du Miocène (Messinien, ~ 5.9 Ma), lorsque le niveau de la Méditerranée est descendu de 1500 mètres suite à la fermeture du détroit de Gibraltar. La vague d'érosion régressive qui suivit fut stoppée 90 à 300 ka plus tard par une remontée des eaux atteignant +80 mètres par rapport à leur niveau actuel.

Ces observations permettent à Bishop *et al.* (2005) et Loget et Van Den Driessche (2009) d'affirmer que l'aire drainée est, bien plus que la lithologie, le paramètre principal contrôlant la migration des knickpoints. Néanmoins, pour des rivières drainant des bassins de taille identique, la vitesse moyenne de recul des knickpoints peut varier sur 7 ordres de grandeur (en considérant des régions très variées du point de vue climatique et tectonique). Cela a été mis en évidence par Loget et Van Den Driessche (2009) qui ont calculé la vitesse moyenne de recul de 37 knickpoints décrits dans la littérature. Ils ont reporté sur un même graphique ces vitesses moyennes en fonction de la superficie des bassins versants concernés (figure 2.7). L'ensemble des knickpoints a été scindé en quatre classes en fonction de la durée du processus étudié dans chaque cas : (1) environ 10 ans (ronds blancs), (2) de 10^2 à 10^4 ans (ronds gris), (3) de 10^5 à 10^6 ans (carrés noirs) et de 10^6 à 10^7 ans (carrés blancs). Les ronds blancs concernent des *gullies* et des rivières alluviales tandis que les autres knickpoints concernent des rivières à lit rocheux.

Ils ont ajouté sur le graphique une relation de vitesse qu'ils avaient ajustée pour des fleuves méditerranéens :

$$V = CA^{0.5} \quad (2.13)$$

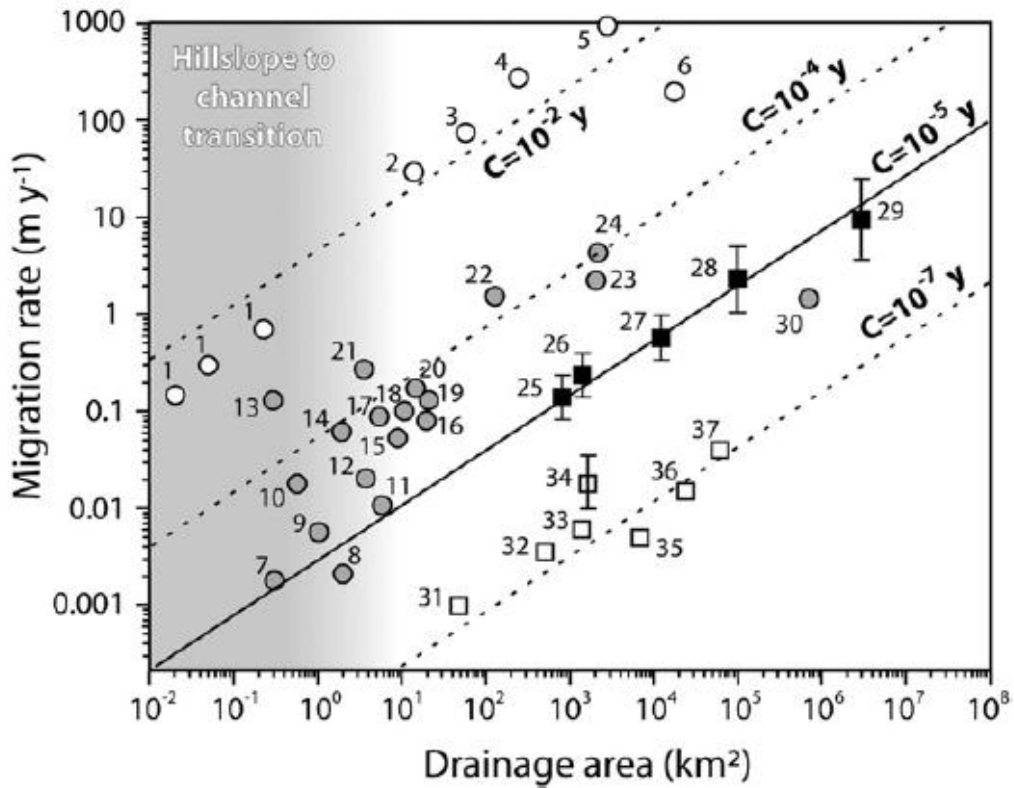


FIGURE 2.7 – Vitesse de recul de knickpoints en fonction de l’aire drainée par le cours d’eau pour un échantillon de 37 knickpoints relevés dans la littérature. Voir le texte pour plus d’explications. Loget et Van Den Driessche, 2009.

où V est la vitesse moyenne de recul du knickpoint, C une constante indépendante de la taille du bassin et A la superficie du bassin versant. Cette équation ressemble fort à celle dérivée du modèle *stream power* (équation (2.9)), mais cette dernière concerne, elle, la vitesse instantanée du knickpoint, en fonction de l’aire drainée au niveau de celui-ci et non l’aire totale du bassin.

On remarque sur le graphique (figure 2.7) que les quatre groupes de knickpoints s’ajustent plus ou moins bien sur quatre formulations de l’équation (2.13). Pour des aires drainées égales, la droite située le plus haut sur le graphique correspond à des vitesses élevées (valeur la plus élevée du paramètre C) tandis que la droite la plus basse correspond aux vitesses les plus faibles (valeur la plus faible de C). Les auteurs interprètent ces tendances comme suit. La valeur élevée de C (10^{-2} ans $^{-1}$) pour le premier groupe est expliquée par l’érodibilité élevée des matériaux caractérisant ces formes. En effet, ce groupe ne comprend que des rivières alluviales et des *gullies*, qui se développent dans des matériaux tendres (nappe alluviale, sol) par rapport

aux trois autres ensembles regroupant des rivières à lit rocheux. Il est donc normal que la vitesse de propagation des knickpoints dans ces milieux soit la plus rapide. Les deux groupes suivants ont des valeurs de C assez proches (10^{-4} an^{-1} et 10^{-5} an^{-1}), et la différence d'ajustement entre les deux est expliquée par un « effet de dilatation » : la vitesse instantanée d'un knickpoint diminuant avec l'aire drainée et donc au cours de la progression du knickpoint vers l'amont, pour des bassins de superficie égale, plus l'intervalle de temps sur lequel s'effectue la mesure est long et plus la vitesse moyenne sera faible. Par contre, la différence entre la valeur de C du troisième et du quatrième groupe est trop importante pour être expliquée par des effets de dilatation. Les knickpoints du dernier groupe correspondant généralement à des régions au relief assez calme, les auteurs supposent qu'à partir d'un certain moment, le moteur de l'évolution de la zone en amont du knickpoint n'est plus constitué par des processus fluviaux. A ce moment, le knickpoint évolue en fonction de l'évolution des pentes qui l'entourent, par des processus de transport en masse. Sa vitesse ne caractérise alors plus la vitesse d'ajustement d'une rivière mais bien la vitesse d'ajustement d'un paysage tout entier, qui est beaucoup plus faible.

Ces interprétations de Loget et Van Den Driessche (2009) les ont conduits à proposer un modèle théorique de propagation des knickpoints que nous développerons dans la section suivante.

2.4 Modèles conceptuels de propagation d'un knickpoint

Les résultats exposés tout au long de ce chapitre ont permis à certains auteurs de proposer des modèles théoriques d'évolution des knickpoints en milieu naturel. Ces modèles constituent la conclusion de ce chapitre sur l'état des connaissances en matière de migration des knickpoints.

Crosby et Whipple (2006) proposent le modèle suivant. Si une chute rapide du niveau de base d'une rivière provoque l'apparition d'un knickpoint, celui-ci peut être instable et se dégrader puis se reformer plusieurs fois lors de sa progression vers l'amont s'il rencontre des roches de résistance variable (Frankel *et al.*, 2007). Ce comportement peut générer un ensemble de terrasses assez complexe. Dans le cas d'une chute progressive du niveau de base, l'incision peut d'abord se réaliser petit à petit, sans knickpoint apparent, dans la partie aval du bassin. On observera à cet endroit un bel échagement de terrasses. Par contre, cette incision progressive peut être bloquée plus en amont par une chute importante du débit, par exemple à une confluence,

ou au passage d'un banc de roche résistant. Des knickpoints marqués apparaîtront alors à ces endroits puis se propageront vers l'amont sans laisser de terrasse. Enfin, des knickpoints peuvent aussi apparaître dans des petits affluents n'arrivant pas à s'ajuster à l'incision progressive du cours d'eau principal. Un knickpoint bien marqué peut donc aussi bien être généré par une chute du niveau de base très rapide que par une chute plus lente.

Loget et Van Den Driessche (2009) comparent, eux, le réajustement du profil en long d'une rivière au passage de plusieurs « trains d'ondes ». D'abord, des trains d'ondes rapides provoquent la perte de la couverture alluviale du fond du lit. Ensuite, d'autres trains d'ondes plus lents incisent le bedrock. Cette étape dure de l'ordre de 10^4 à 10^5 ans, en fonction principalement du climat. Elle correspond au temps de réponse réel de la rivière. Enfin, des trains d'ondes beaucoup plus lents, correspondant à de vieux knickpoints (> 1 Ma), sont générés par des processus de transport en masse en tête de bassin.

Enfin, remarquons que tous les auteurs s'accordent à dire que l'aire drainée joue un rôle majeur dans l'évolution de la vitesse de propagation des knickpoints, celle-ci diminuant au fur et à mesure que le knickpoint progresse vers l'amont et que l'aire drainée à son niveau se réduit. Certains auteurs pensent même que les knickpoints ne se marqueraient, pour certains, qu'à partir d'un seuil d'aire drainée, ce seuil étant généralement dépassé lors du franchissement d'une confluence (Crosby et Whipple, 2006). Néanmoins, la valeur de ces seuils ainsi que le rôle des confluences dans la propagation d'un signal d'érosion dans un réseau hydrographique restent encore largement incompris. Ainsi, « malgré la fréquence avec laquelle les knickpoints sont discutés dans la littérature, les questions fondamentales quant à leur origine, leur mobilité et leur forme restent sans réponse » (Crosby et Whipple, 2006).

Chapitre 3

Zone d'étude et hypothèses défendues

3.1 Zone d'étude

Le réseau hydrographique que nous étudions est l'ensemble des cours d'eau du bassin versant de l'Ourthe (localisation à la figure 3.1). Le contexte géologique, tectonique et géomorphologique de ces rivières va être présenté à plusieurs échelles. Nous commencerons par aborder le massif schisteux rhénan (MSR), qui est l'unité morphologique majeure dans laquelle s'inscrit le bassin de l'Ourthe. L'Ardenne, branche occidentale du MSR, sera ensuite présentée. Enfin, nous décrirons le bassin de l'Ourthe et les rivières qui en font partie.

3.1.1 Le massif schisteux rhénan

Le MSR est un des plus grands massifs varisques localisés au nord de l'arc alpin. C'est donc un massif ancien, où affleurent des roches paléozoïques plissées par l'orogénèse hercynienne (roches dévoniennes et carbonifères) et par endroit par l'orogénèse calédonienne (roches cambro-ordoviciennes). Il regroupe, à l'ouest, le massif ardennais (partie belge du MSR) et l'Oesling (partie Luxembourgeoise), au sud l'Hunsrück et le Taunus, au centre l'Eifel et s'étend encore au nord jusqu'à la vallée de la Ruhr (Sauerland).

D'un point de vue morphologique, il se distingue des régions voisines par son altitude supérieure et son relief plus important. Il culmine à 878 mètres d'altitude dans le Taunus (sud-est du MSR). En son centre, il est traversé par la vallée du Rhin moyen, joignant deux segments du rift cénozoïque européen, bien marqué au nord (baie du Rhin inférieur) et au sud (graben du Rhin) du MSR. Par contre, le rift est peu visible à la traversée du massif, où seul

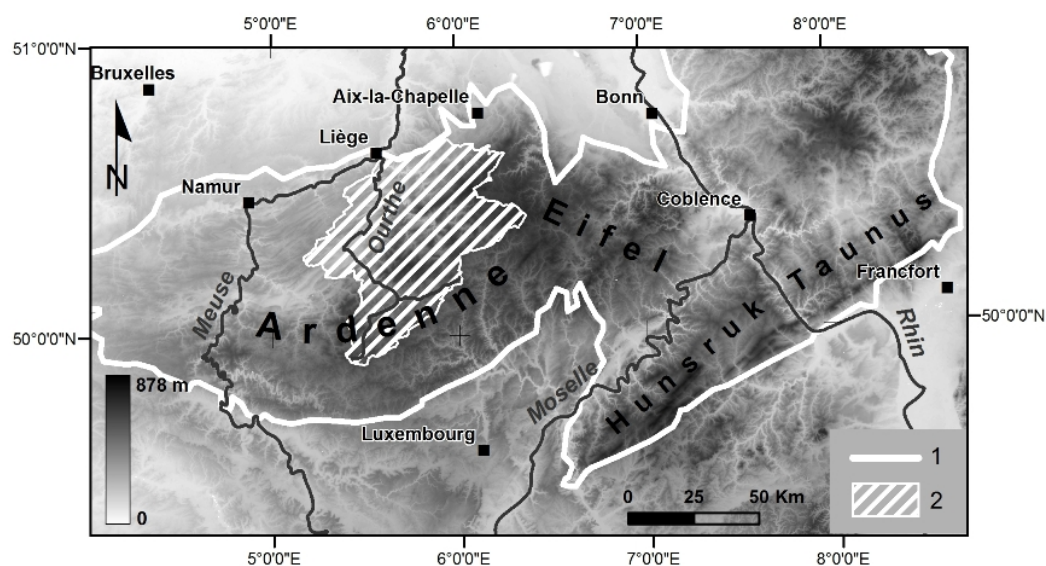


FIGURE 3.1 – Situation du bassin versant de l’Ourthe au sein du massif schisteux rhénan. 1 : limites du MSR ; 2 : bassin versant de l’Ourthe.

le bassin de Nieuwed est subsident. Le MSR est principalement drainé par le Rhin, la Meuse et leurs affluents.

3.1.2 L’Ardenne

Nous ne rappellerons pas ici la lithologie ni l’histoire de l’Ardenne depuis le début du Paléozoïque. Nous renvoyons le lecteur intéressé à l’ouvrage « L’Ardenne, essai de géographie physique » (Demoulin, 1995a), qui rassemble l’ensemble des connaissances actuelles sur le sujet. Nous nous contenterons de rappeler l’histoire géomorphologique et climatique de l’Ardenne depuis le retrait des mers crétacées, en insistant particulièrement sur le Quaternaire.

Le plateau ardennais, témoin de l’ère tertiaire

Durant la majeure partie de l’ère tertiaire, l’Ardenne subit des conditions climatiques et tectoniques relativement tranquilles. Le climat était alors tropical puis subtropical, et le soulèvement du massif devait être très lent, ce qui permit la formation de vastes surfaces d’érosion subhorizontales, suivant le mécanisme de l’etchplanation (Demoulin, 1995b). Ces surfaces d’érosion ne constituent plus aujourd’hui que les sommets du massif, et s’étagent selon différents niveaux. Durant le Paléogène, plusieurs transgressions envahirent

partiellement l'Ardenne. Les dépôts qu'elles laissèrent permettent d'évaluer l'âge de ces différentes surfaces d'érosion. Au Pliocène, le soulèvement de l'Ardenne commença à s'accélérer.

Les vallées quaternaires

Durant le Quaternaire, l'accélération du soulèvement qui avait débuté au Pliocène se poursuivit, et permit l'incision des rivières et l'encaissement de leurs vallées. Les alternances climatiques des stades glaciaires et interglaciaires semblent avoir conditionné des phases de stabilité et d'instabilité des rivières (van Balen, 2000). Elles accumulèrent des sédiments dans leurs plaines alluviales en période froide, et l'on pense de plus en plus qu'elles s'incisèrent dans leur nappe alluviale et dans le substratum sous-jacent lors des transitions entre les stades interglaciaires et glaciaires. A ce moment, la végétation couvre encore les versants et empêche une trop forte production de sédiments. Dans le même temps, le régime des cours d'eau change. La neige s'accumule l'hiver et sa fonte au printemps provoque des crues importantes qui permettent à la rivière de s'inciser. Cette incision climatique se superpose à l'érosion régressive, probablement initiée en bordure du massif, là où un soulèvement globalement en bloc entraîne une augmentation de la pente des cours d'eau.

Les phases de stabilité des rivières ardennaises se traduisent dans les vallées par un étagement de terrasses, qui prend une forme particulière relevée d'ailleurs dans l'ensemble du MSR (figure 3.2). La partie tout à fait supérieure de la vallée est un héritage des vallées tertiaires. Juste en dessous, on observe une vallée évasée dont les lambeaux de terrasse sont généralement assez étendus et correspondent à des plaines alluviales datant du Pléistocène ancien. Les lambeaux les plus bas de cette vallée-type évasée ont été raccordés en Ardenne à un niveau particulier appelé « terrasse principale », en raison de l'étendue et de l'épaisseur des dépôts qui la composent (par exemple Alexandre, 1957). Ailleurs dans le MSR, les lambeaux de ce type ont parfois été raccordés selon plusieurs niveaux, rassemblés en un « complexe » de terrasses principales (par exemple pour le Rhin par Brunnacker et Boenigk, 1983).

Quelle que soit la manière avec laquelle ces lambeaux ont été raccordés, la plus jeune de ces terrasses principales constitue un niveau clé car elle marque dans le profil transversal des vallées ardennaises la transition entre la vallée évasée et une vallée encaissée, se développant à partir du Pléistocène moyen et au sein de laquelle les lambeaux de terrasse sont beaucoup plus rares et moins étendus (flèche sur la figure 3.2). Elle a notamment été détectée dans la vallée de la Moselle (nommée « Jüngere Hauptterrasse ») où elle

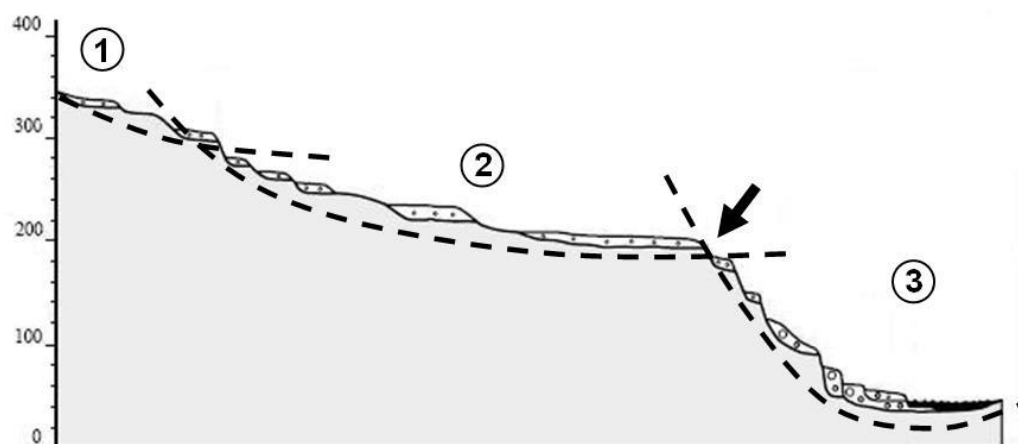


FIGURE 3.2 – Profil transversal schématisé de la vallée du Rhin. On distingue sous la topographie héritée de l'ère tertiaire (1) une vallée évasée, datant du début du Quaternaire (2) et une vallée encaissée (3), plus jeune. La flèche, située à la base de la plus jeune terrasse principale, marque la transition entre ces deux vallées. Modifié d'après Meyer et Stets (2002) et Demoulin *et al.* (2009).

a pu être datée dans une carrière à Kärlich d'environ 0.79 Ma BP par le paléomagnétisme (alternance de polarisation normale-inverse-normale dans le dépôt fluviatile, attribuée à la période allant de l'Événement de Jaramillo à la transition Brunhes-Matuyama) (Koci *et al.*, 1973 *in* Juvigné *et al.*, 2005).

A partir de datations d'autres niveaux de terrasse, van Balen *et al.* (2000) ont retracé l'évolution de l'incision de la Meuse à sa traversée de l'Ardenne depuis 2 Ma (figure 3.3). On peut voir que, d'après eux, la vitesse d'incision augmenta fortement il y a environ 0.8 Ma, puis diminua 400 ka après. Remarquons que depuis ~ 0.9 Ma, plusieurs captures amputèrent le bassin versant de la Meuse en amont de l'Ardenne d'environ 60 % de sa superficie initiale (Pissart *et al.*, 1997; van Balen *et al.*, 2000; Demoulin et Hallot, 2009), entraînant une diminution de la puissance du fleuve. Pour transformer les taux d'incision mesurés dans le MSR en taux de soulèvement tectonique, il est donc indispensable de tenir compte de l'influence de ces captures, mais aussi de ne pas oublier le rôle du climat.

En effet, l'accélération de l'incision fluviatile il y a 0.8 Ma que présente la figure 3.3 pour la Meuse a également été observée dans d'autres régions du monde, en ce compris dans des régions très calmes d'un point de vue tectonique. Cette observation a été expliquée par une dégradation climatique globale (Bridgland *et al.*, 2007). Dans cette hypothèse, la dégradation du climat aurait rendu l'érosion fluviatile plus efficace, entraînant elle-même un allègement de la croûte et un soulèvement par rebond isostatique (Bridgland

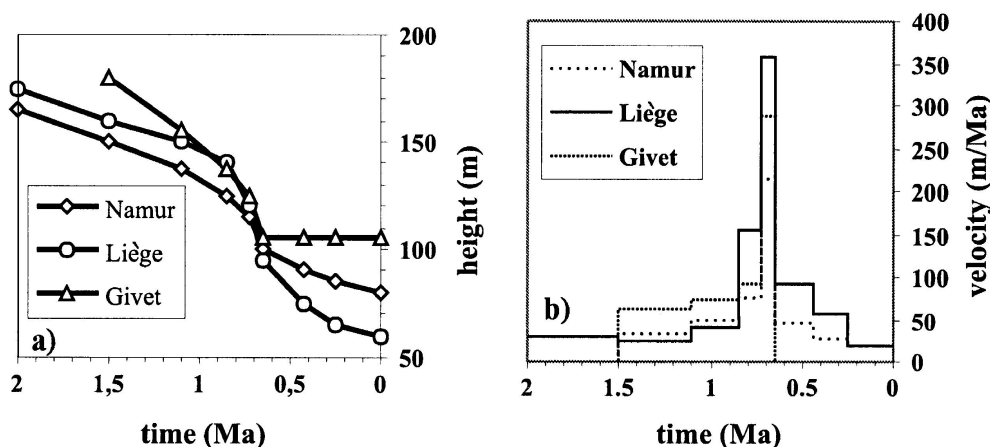


FIGURE 3.3 – Histoire de l'incision (a) et de l'évolution des vitesses d'incision (b) de la Meuse à sa traversée de l'Ardenne. van Balen *et al.*, 2000.

et al., 2007).

En considérant les influences des captures et de la dégradation climatique qui viennent d'être évoquées, il a été possible de dresser une carte du soulèvement de l'Ardenne depuis l'époque de la plus jeune terrasse principale (Demoulin et Hallot, 2009). Cette carte est représentée à la figure 3.4. Les courbes de soulèvement représentées ont été évaluées sur base de la mesure de l'incision des rivières depuis ce niveau de terrasse, à laquelle une part « climato-isostatique » de 50 mètres a été retranchée.

La figure 3.4 montre, pour l'Ardenne, un gradient dans le soulèvement. Ce dernier semble nul à l'extrémité ouest du massif puis augmente régulièrement pour atteindre ~ 100 mètres en Haute-Ardenne, puis un maximum d'environ 125 mètres dans l'Eifel. La cause de ce soulèvement est encore discutée, mais pourrait être une ondulation de la lithosphère engendrée par le plissement alpin (Demoulin et Hallot, 2009). En effet, plusieurs observations géomorphologiques semblent montrer que la zone de soulèvement maximal du MSR se serait déplacée du sud vers le nord, ce qui correspondrait assez bien à la propagation d'un pli.

Remise en question du modèle classique de datation des terrasses

Les considérations précédentes supposent que tous les lambeaux d'un même niveau de terrasse ont le même âge, c'est-à-dire que l'érosion responsable de leur mise en terrasse a été approximativement synchrone dans toute l'Ardenne, et même dans tout le MSR. Or, des datations récentes de lam-

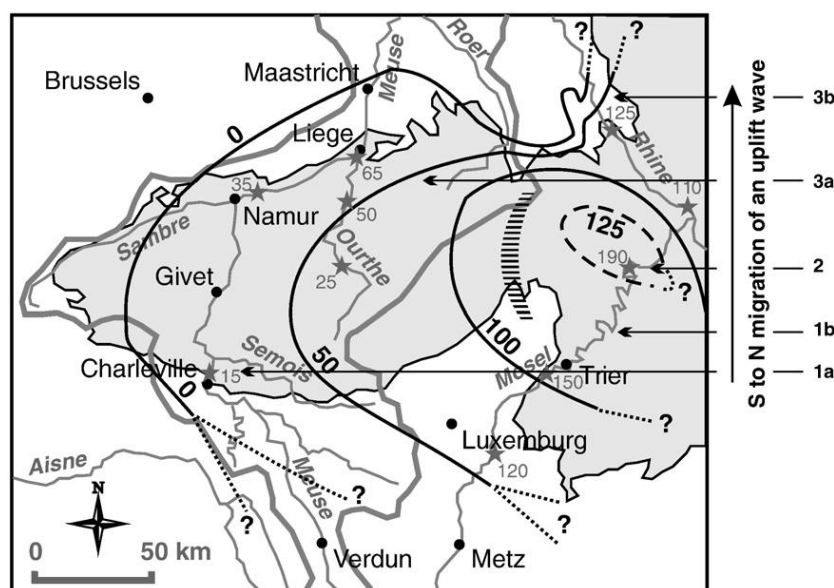


FIGURE 3.4 – Soulèvement tectonique de la partie occidentale du MSR. Les courbes indiquent la composante tectonique supposée du soulèvement de la région depuis ~ 0.8 Ma. Cette carte constitue une révision majeure de cartes publiées précédemment par Meyer et Stets (2002) et van Balen *et al.* (2000), qui indiquaient, elles, un soulèvement tectonique maximal dépassant 250 mètres dans la vallée de la Moselle. Demoulin et Hallot, 2009.

beaux de terrasse dans les vallées de la Meuse, de l'Ourthe et de l'Amblève remettent en cause ce postulat.

En effet, Rixhon (sous presse) a réalisé des datations en mesurant la concentration en isotopes cosmogéniques à différentes profondeurs dans le cailloutis de cinq lambeaux de la terrasse principale. Les résultats qu'il a obtenus (figure 3.5) montrent que l'abandon de la terrasse principale n'a pas eu lieu de manière synchrone dans l'ensemble du système Meuse-Ourthe-Amblève, mais bien sous la forme d'une vague d'érosion régressive qui aurait mis environ 490 ka ans pour franchir les 100 km séparant Romont de Stavelot.

Dans ce nouveau contexte, tous les repères chronologiques basés sur les raccords entre lambeaux de terrasse utilisés précédemment pour quantifier l'incision des rivières dans le MSR sont à revoir. De plus, l'érosion régressive que les datations ont mise en évidence implique que des knickpoints se soient propagés dans le réseau hydrographique ardennais. Le profil longitudinal de l'Amblève réalisé par Rixhon et Demoulin (sous presse) montre en outre que ces knickpoints sont toujours visibles aujourd'hui, du moins dans certaines vallées. Cependant, ils n'ont encore jamais été étudiés.

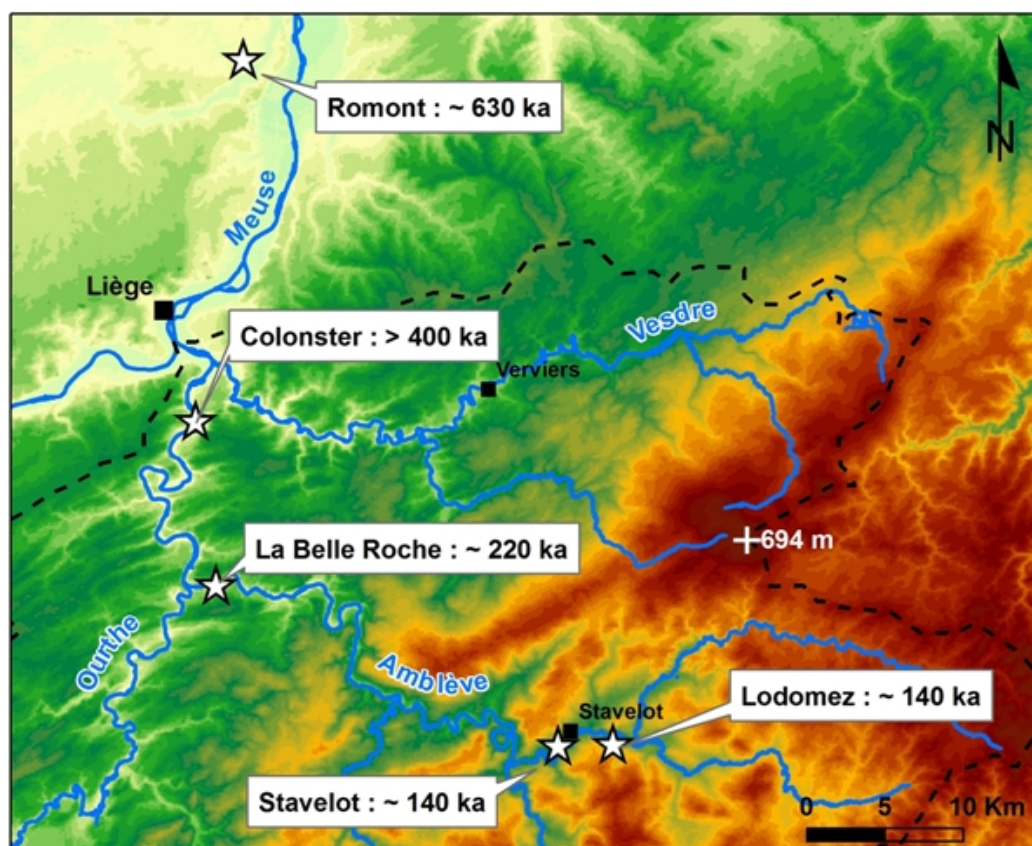


FIGURE 3.5 – Résultats des datations de lambeaux de la plus jeune terrasse principale réalisées par Rixhon (sous presse). Les dates correspondent à l'âge d'abandon des lambeaux de terrasse. Les traits tiretés marquent la limite septentrionale du bassin versant de l'Ourthe.

3.1.3 Le bassin de l'Ourthe, substratum et caractéristiques des rivières

Le bassin versant de l'Ourthe constitue notre zone d'étude. Il couvre une superficie de 3600 kilomètres carrés. L'altitude y varie entre 65 mètres à Chênée (confluence entre la Meuse et l'Ourthe) et 694 mètres au signal de Botrange.

Le substratum est essentiellement composé de roches paléozoïques (figure 3.6). Les plus anciennes se localisent dans l'anticlinorium de l'Ardenne, où affleurent les roches cambriennes et ordoviciennes du massif de Stavelot ainsi que les trois étages du Dévonien inférieur. Le Dévonien moyen, le Dévonien supérieur et le Carbonifère se retrouvent dans l'ouest et le nord du bassin, principalement dans le synclinorium de Dinant, le synclinorium de Namur,

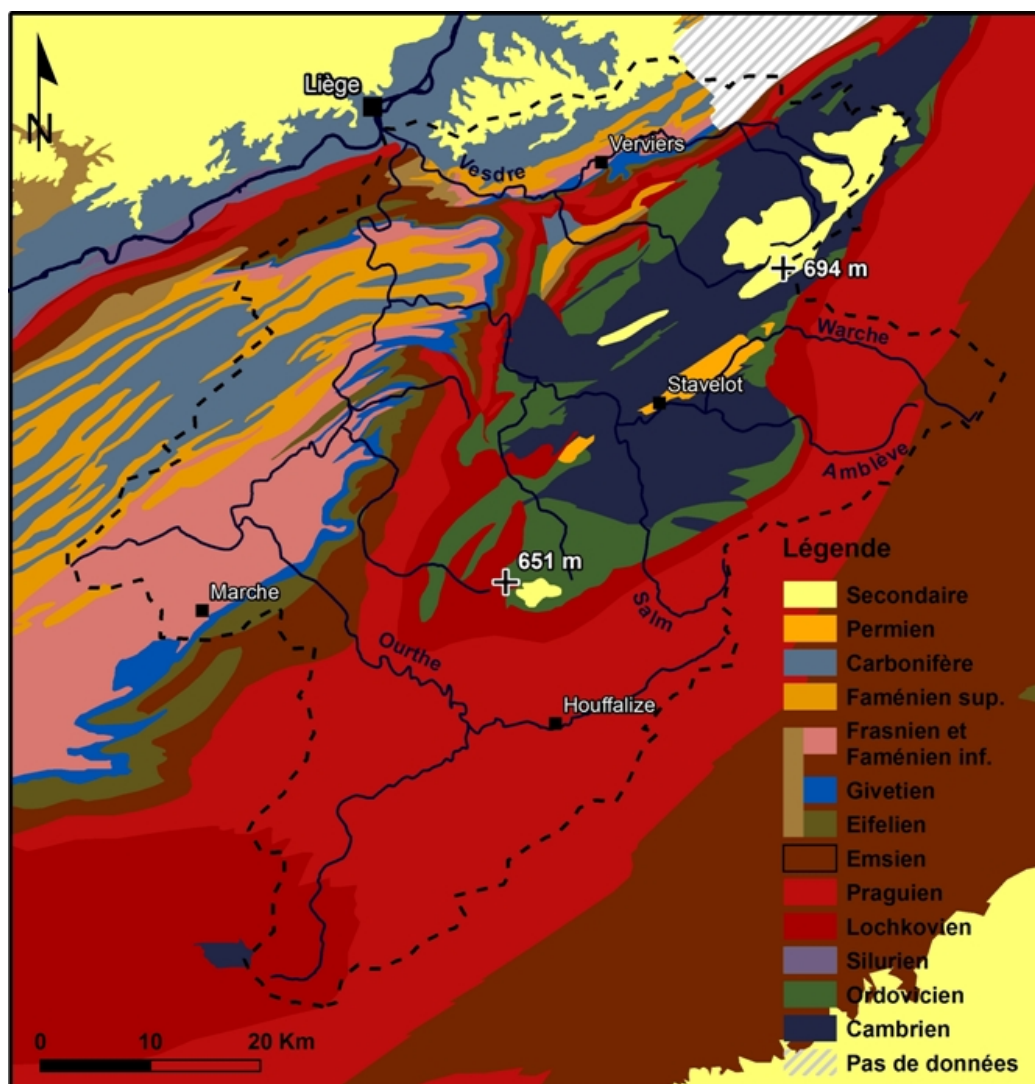


FIGURE 3.6 – Géologie du bassin de l'Ourthe. Le trait noir discontinu marque la limite du bassin versant. Source : Asselberghs (1946) pour l'éodévonien, Geukens (1999) pour le massif de Stavelot et les cartes géologiques de 1900 pour les terrains plus récents.

la fenêtre de Theux et le massif de la Vesdre. Un cailloutis daté du Permien comble le graben de Malmédy, dans le massif de Stavelot. Concernant le Mésozoïque, des dépôts crétacés sont visibles dans l'extrême nord du bassin, ainsi que sous forme de placages sur le plateau des Hautes Fagnes ainsi que sur celui des Tailles. Enfin, des sables et argiles tertiaires (non représentés) ont été décrits dans le Condroz ainsi que sur la retombée septentrionale du plateau des Hautes Fagnes.

D'un point de vue lithologique, la zone étudiée est fortement hétérogène. Certains ensembles structuraux présentent des contrastes marqués de résistance des roches, comme par exemple le massif cambro-ordovicien de Stavelot, où alternent phyllades et quartzites, ou le synclinorium de Dinant, dont les anticlinaux psammitiques constituent les lignes de crête du Condroz. Les influences de la structure géologique sur le relief sont donc fréquentes dans le bassin de l'Ourthe, et jouent aussi certainement un rôle dans l'établissement des profils en long des rivières, sujet qui nous préoccupe dans ce travail.

Enfin, décrivons brièvement les principales intervenantes de ce travail : les rivières. Pour en faciliter la description, nous diviserons le bassin versant de l'Ourthe en cinq sous-bassins principaux.

Les deux bassins les plus éloignés de Chênée sont les bassins de l'Ourthe occidentale et de l'Ourthe orientale. Ces deux rivières drainent respectivement des surfaces de 400 et 320 kilomètres carrés. Elles et leurs affluents parcourent l'Ardenne centrale, dont le relief modéré, plus faible que dans la moitié nord-est du bassin de l'Ourthe, donne aux rivières une puissance spécifique de l'ordre de 75 à 100 W m^{-2} (mesure réalisée à Houffalize (Petit *et al.*, 2005)), voir proche de 60 W m^{-2} (Ourthe occidentale, Petit *et al.*, 2007).

Entre Nisramont et Comblain-au-pont, l'Ourthe traverse successivement une partie de l'Ardenne, de la Famenne et du Condroz. Dans sa partie ardennaise, l'Ourthe ne reçoit que les eaux de petits ruisseaux, dont la superficie du bassin versant est toujours inférieure à 50 kilomètres carrés. Sa puissance spécifique est proche ou inférieure à 70 W m^{-2} (Petit *et al.*, 2007). En Famenne, elle conflue avec son premier affluent majeur, la Marchette (146 km^2). Entre le coude de Noisieux et la confluence avec l'Amblève, son principal affluent est l'Aisne (191 km^2).

La partie centrale du bassin de l'Ourthe est drainée par l'Amblève, sur une superficie de 1070 kilomètres carrés. Le relief y est globalement plus prononcé, donnant aux rivières une puissance spécifique proche ou supérieure à 100 W m^{-2} (Petit *et al.*, 2005), et supérieure à 150 W m^{-2} pour la Hoëgne, la Helle et la Lienne (Petit *et al.*, 2007). Ces puissances plus élevées des rivières du nord de l'Ardenne se traduisent morphologiquement par un changement de style fluvial. En effet, elles sont caractérisées par la présence d'un lit

mineur subrectiligne, alors que la plupart des rivières du reste du bassin de l'Ourthe développent des méandres libres (Petit *et al.*, 2007). Cependant, l'extrémité orientale du bassin de l'Amblève se situe sur les plateaux de la Haute Ardenne. Les pentes y sont plus faibles et l'énergie des rivières y est moindre (partie supérieure de l'Amblève, de la Warche et de la Warchenne notamment).

Le dernier sous-bassin considéré est celui de la Vesdre. Celle-ci draine deux régions naturelles distinctes. Il s'agit, au nord, de la partie méridionale de l'entre Vesdre et Meuse, comprenant notamment la Magne. L'énergie des rivières y est faible, généralement comprise entre 15 et 30 W m^{-2} , mais augmente parfois à proximité de la confluence avec la Vesdre, où les pentes longitudinales sont dans certains cas plus fortes. Du sud, la Vesdre reçoit les eaux de rivières ardennaises, dont les puissances peuvent dépasser 100 W m^{-2} .

3.2 Hypothèses défendues dans notre travail

Comme nous l'avons mentionné dans l'introduction, la présence probable de knickpoints dans le bassin de l'Ourthe est une opportunité à exploiter pour tenter de mieux cerner les problématiques suivantes.

- Quelles sont les régions atteintes par cette vague d'érosion ?
- A quelle vitesse l'érosion régressive s'est-elle propagée dans le bassin de l'Ourthe ?
- Quels sont les facteurs qui influencent la propagation des knickpoints ?

Le présent travail consiste à tester deux hypothèses liées aux problématiques précitées.

Première hypothèse La première hypothèse que nous allons essayer de démontrer est qu'il existe dans le bassin de l'Ourthe des knickpoints marquant l'avancée d'une vague d'érosion régressive majeure, responsable de l'abandon de la terrasse principale.

Seconde hypothèse La seconde hypothèse est la suivante : la vitesse de recul des knickpoints dans un réseau hydrographique peut être estimée par l'équation $c = KA^m$, issue du modèle d'incision des rivières *stream power*, en considérant un nouveau terme traduisant la difficulté de franchissement des confluences.

La première hypothèse a une portée régionale, et sera validée ou rejetée par l'analyse de profils longitudinaux, présentée au chapitre 4. La seconde

concerne la compréhension d'un phénomène géomorphologique (la propagation d'un knickpoint), et a donc une portée globale, le bassin de l'Ourthe n'étant alors que le lieu utilisé pour l'étudier. Il va de soi que l'évaluation de la seconde hypothèse ne peut être envisagée que dans le cas où la première a préalablement été validée. La validation ou le rejet de cette seconde hypothèse sera l'aboutissement de ce travail.

Chapitre 4

Détection des knickpoints : méthodologie et résultats

4.1 Introduction

Afin de détecter la présence de knickpoints dans le bassin de l'Ourthe, le profil longitudinal d'un échantillon de cours d'eau a été extrait d'un modèle numérique de terrain. Bien que des knickpoints puissent être directement détectés à partir de l'examen de ces profils en long, nous verrons que d'autres méthodes existent et nous appliquerons l'une d'elles. Un problème délicat est la distinction entre les knickpoints véritables, les convexités d'origine lithologiques et les convexités liées à des erreurs présentes dans le MNT. Nous utiliserons plusieurs techniques pour limiter au maximum le risque d'erreur lors de cette classification. Dans le même temps, le problème de l'âge des knickpoints ainsi détectés sera évoqué. Nous utiliserons des travaux antérieurs, ainsi que des comparaisons avec la position de la terrasse principale pour éliminer les knickpoints qui ne correspondraient pas à la phase d'incision que nous étudions.

4.2 Extraction des profils longitudinaux

Le profil longitudinal d'une rivière est un graphique représentant l'altitude de celle-ci en fonction de la distance à la source, mesurée le long du cours d'eau. Il peut être établi à partir de trois types de données.

Les plus fiables sont les données mesurées sur le terrain par un levé topographique. Elles permettent une représentation précise du fond du lit, mais leur levé demande du temps si bien que cette méthode n'est généralement utilisée que pour représenter le profil en long d'un tronçon particulier d'une

rivière donnée¹.

Une seconde méthode consiste à extraire l'altitude de certains points d'une rivière à partir des courbes de niveau des cartes topographiques. Cette méthode a déjà été appliquée à certaines rivières ardennaises en utilisant les cartes topographiques réalisées à l'échelle 1/25 000 (Demoulin, 1998). Lors de cette étude, la comparaison avec des données levées sur le terrain a montré que les données extraites de ces cartes aux 1/25 000 étaient fiables. Un inconvénient de cette méthode est qu'elle nécessite la digitalisation manuelle, pour chaque rivière, de toutes les intersections entre le cours d'eau et les courbes de niveau.

Enfin, le troisième type de données concerne les modèles numériques de terrain (MNT). Ces modèles peuvent être établis à partir de données géographiques primaires comme des points levés sur le terrain ou par photogrammétrie, ou à partir de données secondaires comme des courbes de niveau digitalisées. Une interpolation est ensuite appliquée entre ces données pour obtenir une représentation continue de l'altitude d'une région, via des pixels rectangulaires dont les dimensions sont principalement fonction de la densité des points utilisés pour réaliser l'interpolation.

Dans le cadre de ce travail, nous cherchons à extraire le profil en long d'un nombre maximal de cours d'eau du bassin de l'Ourthe, dans le but de maximiser la probabilité de retrouver des knickpoints datant de la phase d'érosion post-terrasse principale. Nous avons donc choisi d'utiliser le troisième type de données (celles issues d'un MNT) pour réaliser les profils en long car cette méthode nous semblait la plus rapide. On sait qu'elle donne les résultats les moins précis (Goldrick et Bishop, 2007), mais nous expliquerons à la section 4.3.2 en quoi ce manque de précision ne devrait pas porter à conséquences.

4.2.1 Choix d'un modèle numérique de terrain

Deux types de MNT sont généralement utilisés pour les recherches actuelles en géomorphologie ou en hydrographie sur les cours d'eau ardennais. Il s'agit, d'une part, d'un modèle à maille carrée de 20 mètres de côté couvrant la Wallonie et développé par l'IGN et, d'autre part, d'un modèle à maille plus large couvrant le monde entier (SRTM).

Modèle à 20 mètres de résolution de l'IGN

Quatre types de données ont été utilisés pour réaliser ce MNT (IGN, 2008) :

1. En Belgique, l'administration a organisé le levé topographique de la plupart des cours d'eau. Ces données ne sont malheureusement disponibles que sous un format papier.

- des levés photogrammétriques de points et de lignes de structure à partir de photographies aériennes ;
- des données levées par laserométrie ;
- des levés de terrains ;
- des courbes de niveau levées par des techniques photogrammétriques, complétées éventuellement avec des lignes de structure.

Le type de données utilisé varie donc spatialement, et nous n'avons pas d'information quant à la répartition de chaque type. Le mode d'interpolation utilisé est également inconnu. L'erreur sur z est comprise entre 0.5 et 2.0 mètres pour 95 pour cent des pixels (IGN, 2008). Néanmoins, l'hétérogénéité des données laisse supposer la présence d'erreurs beaucoup plus importantes, notamment là où seules des courbes de niveau ont été utilisées pour réaliser le MNT.

Le modèle dont nous disposons couvre l'entièreté de la Wallonie, mais est strictement limité aux frontières administratives wallonnes, si bien que certaines parties du bassin de l'Ourthe situées en Allemagne ne sont pas représentées. Les coordonnées sont exprimées en Lambert belge 1972.

Modèle à 80 mètres de résolution du SRTM

Le modèle numérique de terrain SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) a été développé conjointement par deux agences américaines : la *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) et la *National Imagery and Mapping Agency* (NIMA, dénommée actuellement NGA). Ce MNT couvre la plus grande partie de la surface terrestre. En effet, il couvre la quasi-totalité des terres et océans dont la latitude est comprise entre -60° et 60° . Il a été développé sur base d'images radar enregistrées à bord de la navette spatiale américaine. Cela implique qu'il ne représente pas toujours le niveau réel du sol, mais bien parfois celui d'autres surfaces comme le sommet des arbres d'une forêt ou le toit des bâtiments. Sa qualité a été évaluée par plusieurs méthodes, notamment par comparaison avec la position et l'altitude de points levés par GPS dans le monde entier. Pour l'Eurasie, cette comparaison a permis d'affirmer que pour 90 pour cent des pixels, l'erreur absolue sur l'altitude est inférieure à 6.6 mètres (Rodriguez *et al.*, 2005).

Ce MNT présente une maille carrée de 3 secondes d'arc de côté, ce qui représente pour la Belgique une maille d'environ 90×60 mètres de côté. Les coordonnées sont géographiques (ϕ , λ), relatives au datum WGS84. Ce modèle est disponible gratuitement sur le *World Wide Web* à partir de l'adresse url <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>.

Comparaison

Afin de comparer les deux modèles, nous avons réalisé pour chacun d’eux une extraction du réseau hydrographique (la méthodologie sera détaillée à la section 4.2.2). Pour ce faire, le modèle SRTM a préalablement été projeté selon la projection cartographique Lambert belge 1972, de manière à obtenir des pixels carrés de 80 mètres de côté. Nous avons ensuite comparé les deux réseaux entre eux et avec un réseau de référence, qui consiste en une version vectorisée des cours d’eau tels qu’ils sont représentés sur les cartes topographiques à l’échelle 1/10 000 de l’IGN. Ces réseaux ont été comparés tant du point de vue de la planimétrie que de l’altimétrie.

Planimétrie : comparaison visuelle du tracé des thalwegs La figure 4.1 illustre les problèmes rencontrés par l’utilisation des deux modèles par la comparaison des tracés des trois réseaux dans un secteur de l’Amblève à proximité de Stoumont. Tout d’abord, on remarque qu’aucun des modèles (en traits discontinus noirs) ne suit rigoureusement le tracé du lit mineur (en trait continu gris). Le réseau issu du modèle à 20 mètres de résolution reste généralement dans la plaine alluviale, mais le modèle SRTM recoupe quant à lui certains méandres encaissés. Ce type de recoupement a été identifié dans d’autres bassins, et engendre parfois des diminutions de longueur du cours d’eau non négligeables. Ainsi, le réseau issu du SRTM recoupe un méandre de l’Ourthe à la latitude de Nadrin, quatre kilomètres en aval de la confluence des deux Ourthes, entraînant une diminution de la longueur du tracé de l’Ourthe de 2.4 kilomètres.

Dans les cours d’eau de moindre importance, le modèle à 20 mètres de résolution suit relativement bien les thalwegs. Par contre, le modèle SRTM présente des erreurs significatives dans certains bassins, comme la figure 4.2 l’illustre pour le bassin du ruisseau de Petit-Thier, affluent de la Salm.

Altimétrie : estimation des erreurs par l’écart entre les deux modèles

Les erreurs de tracé du réseau hydrographique que nous venons de présenter rendent compte de l’incapacité du modèle SRTM à prendre en compte tous les détails du relief dans le bassin de l’Ourthe. En effet, la dimension élevée de la maille de ce modèle implique un certain lissage du relief par endroit. Ce lissage est particulièrement évident lorsque l’on mesure la différence d’altitude renseignée par les deux modèles dans le fond des vallées. Le tableau 4.1 reprend quelques-unes de ces mesures. Les différences (Δz) sont généralement positives, indiquant que les vallées représentées par le modèle du SRTM sont généralement moins profondes que ne le sont celles du modèle à 20 mètres de résolution. Bien que ces différences soient généralement inférieures à 5 mètres,

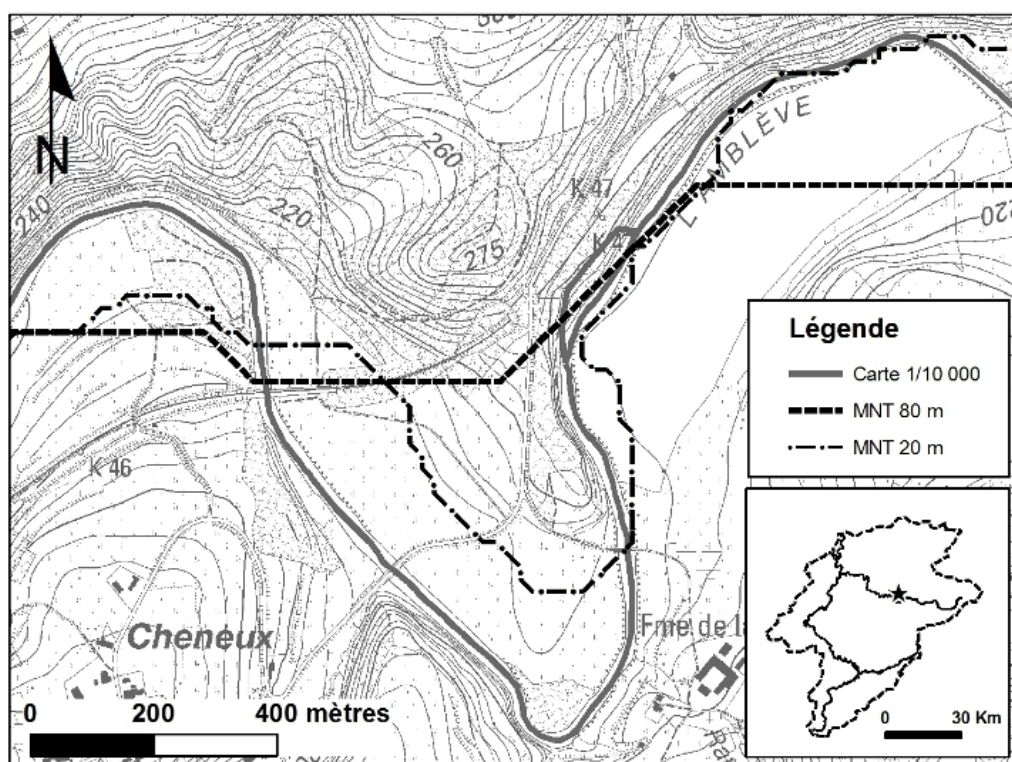


FIGURE 4.1 – Comparaison des réseaux hydrographiques issus du modèle à 20 mètres de résolution, du modèle à 80 mètres de résolution et d’une vérité terrain tirée des cartes topographiques à l’échelle 1/10 000 pour un secteur de l’Amblève. Source du fond de carte : IGN.

elles deviennent non négligeables dans certaines vallées encaissées comme la Warche ou la Hoëgne. Remarquons que ces mesures ont été effectuées dans le but de mettre en évidence des erreurs dans le SRTM, elles ne constituent pas un échantillon représentatif de l’ensemble du modèle.

Conclusion

Le tableau 4.2 rassemble les avantages et les inconvénients que nous avons identifiés pour les deux modèles.

Bien que le MNT à 80 mètres du SRTM soit entièrement construit sur base de données primaires et qu’il permette les comparaisons avec d’autres régions du monde, les erreurs qu’il contient sont trop importantes pour que nous l’utilisions pour extraire les profils longitudinaux des rivières du bassin de l’Ourthe. Notre choix se porte donc sur le MNT à 20 mètres de résolution. Ce dernier présente néanmoins lui aussi des défauts : il ne permet pas de

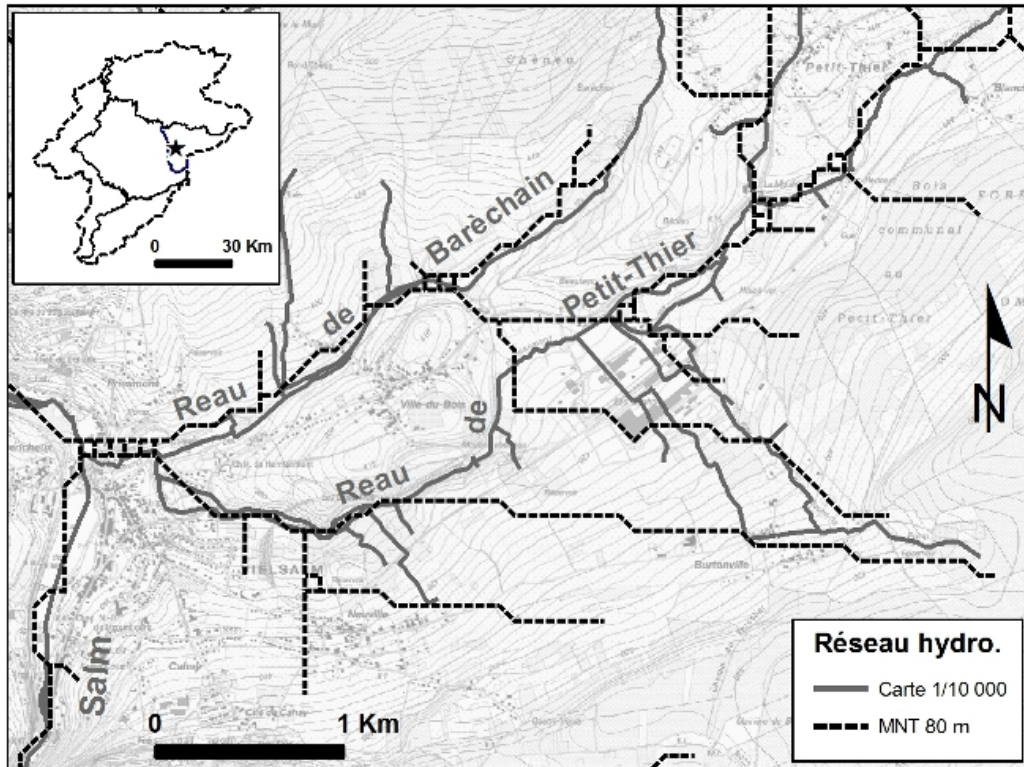


FIGURE 4.2 – Comparaison entre le réseau hydrographique défini par le modèle à 80 mètres de résolution et le réseau réel, tel que représenté sur les cartes topographiques à l'échelle 1/10 000, pour le ruisseau de Petit-Thier. Cet exemple montre l'incapacité de ce modèle à représenter correctement les talweghs dans de petits bassins versants. Source du fond de carte : IGN.

Tableau 4.1 – Quelques mesures de différences entre l'altitude (z) mentionnée par le modèle à 80 mètres de résolution et celle mentionnée par celui à 20 mètres de résolution dont les dépressions fermées ont été comblées.

Cours d'eau	Site	z 80 m (m)	z 20 m fill (m)	Δz (m)
Warche	Conf. reau de Bayehon	436	409	27
Hoëgne	2.3 km amont conf. Statte	354	371	17
Lienne	4.5 km amont conf. Amblève	230	220	10
Vesdre	Conf. Hoëgne	137	133	4
Hoëgne	Conf. Statte	302	300	2
Ourthe	Conf. reau de Mâle Racine	360	365	-5

Tableau 4.2 – Avantages et inconvénients des MNT à 20 mètres et à 80 mètres de résolution dont nous disposons. Les erreurs sur z sont des estimations basées sur la comparaison avec le MNT à 20 mètres de résolution.

	MNT 20 m	MNT 80 m
Construction	• Courbes de niveau + points cotés	• Radar navette spatiale
Avantages	• Exactitude altimétrique ↑	• Données primaires • Pas de surplus d'info. • Couverture mondiale, gratuite et assez homogène (résolution, construction) ⇒ comparaisons possibles
Inconvénients	• Marches liées aux courbes de niveau • Méthode construction variable ⇒ correction difficile • Uniquement Wallonie	• Erreurs sur z : - Warche : 27 m - Hoëgne : 17 m • Induisent erreurs planim. : - recoupement méandres - changements tracés thalwegs

connaître l'altitude exacte du fond du lit mineur en présence d'une plaine alluviale et provoque l'apparition dans les profils en long de « marches d'escalier », probablement pour la plupart liées à l'utilisation de courbes de niveau dans la construction du modèle.

En ce qui concerne le lit mineur, l'absence d'information à son sujet est peu dommageable. En effet, la plupart des études sur les knickpoints utilisent comme données des courbes de niveau (par exemple Bishop *et al.*, 1995 ; Sklar et Dietrich, 1998 ; Goldrick et Bishop, 2007) ou des MNT dont la maille a une largeur supérieure ou égale à dix mètres (par exemple Wobus *et al.*, 2006 ; Berlin et Anderson, 2007). Pour des rivières alluviales, ces données ne permettent généralement pas de mesurer avec précision l'altitude du fond du lit, mais indiquent plutôt l'altitude de la plaine alluviale. De plus, on sait qu'en Ardenne, durant les stades isotopiques froids du Quaternaire, la plupart des plaines alluviales qui se sont succédées ont été parcourues par des rivières en tresse qui remaniaient probablement le cailloutis sur toute la largeur de la plaine alluviale. L'altitude de celle-ci constitue donc, selon nous, un bon indicateur de l'altitude du fond du lit lors du dernier stade isotopique froid, bien qu'une épaisseur variable de limon de crue s'y soit accumulée depuis.

A propos des « marches d'escalier » visibles sur les profils en long extraits du modèle, nous présenterons à la section 4.2.5 des méthodes permettant de

les estomper.

4.2.2 Extraction du réseau hydrographique

Une première étape dans la représentation des profils en long des rivières à partir d'un MNT est l'extraction du réseau hydrographique. Celle-ci a été réalisée à l'aide du logiciel ArcMap d'Esri. Elle se décompose elle-même en plusieurs étapes, chacune exécutée à l'aide d'une fonction particulière du logiciel. Ces étapes ont été réalisées sur une partie seulement du MNT, de forme rectangulaire et couvrant la totalité du bassin versant de l'Ourthe.

Tout d'abord, il est nécessaire de rendre le MNT hydrologiquement correct, c'est-à-dire le modifier afin qu'aucune goutte d'eau tombant sur la surface du modèle ne puisse être bloquée dans son écoulement vers l'aval avant d'atteindre l'exutoire. Cette condition se traduit morphologiquement par l'absence de dépression fermée dans le modèle. Elle est généralement remplie dans la réalité (à l'exception des zones karstiques) mais pas nécessairement pour le MNT, car l'interpolation entre les courbes de niveau produit parfois des surcreusements, principalement dans les vallées encaissées. Le logiciel ArcMap comprend la fonction `FILL` qui, appliquée à un fichier en mode maillé, comble les dépressions fermées. Cette fonction a pour effet de créer des zones horizontales dans les vallées, qui se marquent dans les profils en long des cours d'eau. Une autre méthode existe pour rendre un MNT hydrologiquement correct tout en atténuant ce type d'artefact (Schauble, 2003 *in* Hallot, 2010). Cependant, elle ne diminue que très peu l'étendue des secteurs horizontaux dans les profils en long, si bien que nous ne l'avons pas utilisée.

La seconde étape consiste à définir la manière avec laquelle l'écoulement des eaux se répartit entre les pixels du modèle. Dans ce but, plusieurs algorithmes existent. Le plus couramment utilisé est l'algorithme d'écoulement unidirectionnel « D8 ». Il considère que toute l'eau présente sur un pixel donné s'écoulera sur le pixel voisin (voisinage 8) dont l'altitude est la plus basse. Bien que son utilisation ne pose pas de problème pour extraire le réseau hydrographique, il est intéressant de remarquer que cet algorithme a plusieurs faiblesses (Hubert Ferrari, com. pers.) : (1) il crée un écoulement souvent rectiligne, (2) il ne permet pas de représenter un écoulement en nappe ou un écoulement divergent sur une zone non chenalisée. Des algorithmes multidirectionnels, qui dirigent les eaux présentes sur un pixel vers plusieurs pixels voisins et non plus vers l'unique pixel dont l'altitude est la plus faible, permettent de résoudre ce type de problèmes. Dans le cas qui nous occupe, nous avons appliqué l'algorithme D8 via la fonction `FLOW DIRECTION`. Cette fonction crée une image parfaitement superposable au MNT où chaque pixel contient un code caractérisant la direction d'écoulement. C'est

donc une image qualitative à huit modalités, traduisant les huit directions que peut prendre l'écoulement : N, NE, E, SE, S, SW, W et NW.

Cette image permet de calculer en chaque pixel l'aire drainée, paramètre essentiel en hydrologie et en géomorphologie car il permet d'estimer le débit. Cette troisième étape a été réalisée par la fonction FLOW ACCUMULATION, qui calcule le flux accumulé en chaque pixel, à partir de l'image produite par FLOW DIRECTION. L'image ainsi produite contient en chaque pixel une valeur d'aire drainée exprimée en nombre de pixels (figure 4.3 A). Il est nécessaire de la multiplier par la superficie d'un pixel pour obtenir une image de l'aire drainée exprimée en unités « métriques ».

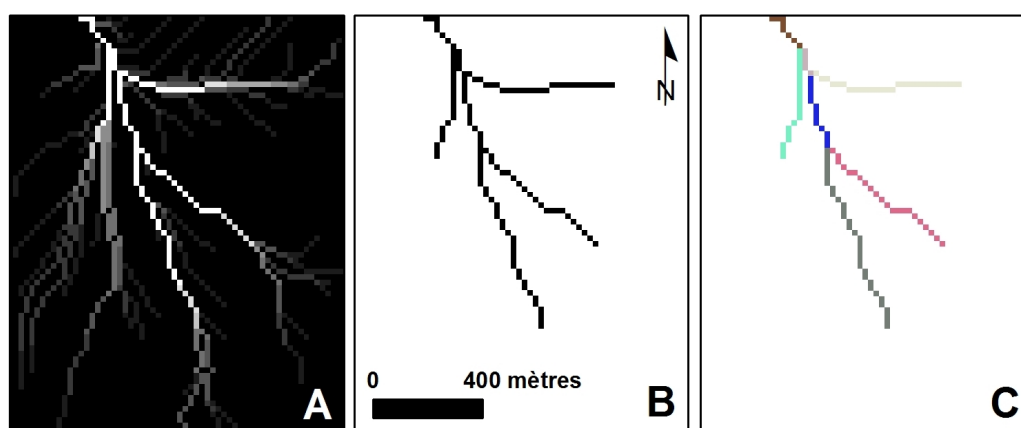


FIGURE 4.3 – Exemples d'images issues des traitements nécessaires à l'extraction du réseau hydrographique. La zone représentée concerne la source de la Lienne. A : image quantitative représentant l'aire drainée, fournie par la fonction FLOW ACCUMULATION ; B : reclassification de l'image précédente pour un seuil d'aire drainée de 0.2 km^2 (image binaire) ; C : image qualitative issue de la fonction STREAM LINK.

Ensuite, une image du réseau hydrographique est produite en classant les pixels de l'image précédente. Le principe est de déterminer un seuil d'aire drainée au-delà duquel on estime qu'un cours d'eau apparaît.

Petit (2000) a utilisé pour le bassin de la Meuse un seuil de 562500 m^2 , qui équivaut à 100 pixels du MNT dont il s'est servi. Il estime que ce bassin minimum correspond à la réalité dans la plupart des cas, mais est cependant trop élevé pour des bassins situés sur « certains types de lithologie ». Hallot (2010) estime, lui, sa valeur à 0.5 km^2 à partir de plusieurs méthodes, appliquées au bassin de la Vesdre : calcul de la valeur moyenne de l'aire drainée au niveau des sources cartographiées, comparaisons basées sur la longueur cumulée des segments de même ordre de Strahler extraits selon plusieurs

valeurs seuils d'aire drainée et leur longueur cumulée réelle, et enfin comparaison visuelle des réseaux extraits selon des seuils d'aire drainée différents.

Dans le cas qui nous occupe, le problème est différent. En effet, l'évolution du réseau hydrographique est ici étudiée sur environ 500 ka, et nous n'avons pas d'information précise quant à l'aire minimale à partir de laquelle se formait un chenal d'écoulement durant cette période. En effet, il est probable que durant les stades isotopiques froids du Quaternaire, l'absence de végétation ait permis l'apparition de chenaux en amont des sources actuelles. La qualité du seuil que nous allons utiliser est donc toute relative, et impossible à mesurer.

Nous avons déterminé un seuil permettant de prendre en compte le plus grand nombre de cours d'eau en tête de bassin, de manière à pouvoir identifier de vieux knickpoints qui pourraient s'y localiser. Nous avons choisi, après avoir essayé différentes valeurs entre 0.5 et 0.1 km², une valeur intermédiaire de 0.2 km². Bien que nettement inférieure aux valeurs proposées précédemment par Petit (2000) et Hallot (2010), elle nous a semblé la meilleure pour prendre en compte le plus grand nombre de cours d'eau de premier ordre de Strahler sans pour autant créer un trop grand nombre de chenaux en amont des sources.

Nous avons ensuite différencié le réseau binaire en tronçons, en assignant une valeur unique à tous les pixels d'un tronçon délimité par deux confluences. Cette étape a pour objectif de différencier la valeur des pixels d'un cours d'eau affluent par rapport au cours d'eau principal. En effet, pour pouvoir sélectionner chaque cours d'eau isolément, il est nécessaire qu'une variable permette de les distinguer. Cette étape a été réalisée à l'aide de la fonction `STREAM LINK` qui renvoie, à partir de l'image binaire du réseau, une image qualitative présentant autant de modalités qu'il y a de secteurs séparés par une confluence (figure 4.3 C). Les pixels situés hors du réseau sont caractérisés par la valeur « NoData ».

Le réseau représenté par cette image qualitative a ensuite été vectorisé. Le mode vecteur a en effet l'avantage par rapport au mode maillé de permettre la sélection d'éléments particuliers au sein d'une couche d'information. Dans notre cas, il s'agira de la sélection d'un échantillon de rivières. La vectorisation a été double.

Le réseau a d'abord été transformé en un ensemble de polygones pour permettre une sélection manuelle rapide du tracé de chaque cours d'eau. La fonction `RASTER TO POLYLIGNE` a permis de transformer chaque secteur de l'image précédente en un arc. Les noeuds de ce fichier vectoriel sont donc théoriquement les confluences du réseau.

De plus, il est nécessaire pour la production des profils en long de disposer d'un fichier vectoriel de points où chaque point correspond au centre d'un

pixel du réseau. En effet, les profils en long peuvent être établis en associant à ces points un ensemble de variables comme l'altitude et la distance à la source, puis en sélectionnant l'ensemble des points relatifs à chaque rivière et en établissant un graphique à partir de la table d'attributs de cet ensemble de points. Les étapes de ces traitements seront abordées en détails dans les sections suivantes. Le fichier vectoriel de points a été créé par la fonction `RASTER TO POINT` à partir de l'image binaire du réseau dont les pixels ont été reclassés en 1 (réseau) et NoData (pixels hors réseau) par la fonction `RECLASSIFY`. Le fichier de points a pour seul attribut la valeur que les points ont dans l'image utilisée pour sa création, c'est-à-dire 1.

Enfin, les deux fichiers vectoriels (polygones et points) ont été « nettoyés » de manière à ne conserver que les objets faisant partie intégrante du bassin de l'Ourthe. Pour ce faire, les objets que nous désirons conserver ont été sélectionnés par la fonction `SELECT BY LOCATION`, en utilisant un fichier vectoriel de type polygone représentant le bassin versant de l'Ourthe. La sélection a ensuite été inversée pour sélectionner les points à rejeter, qui ont ensuite été supprimés.

4.2.3 Extraction des variables géométriques associées

Pour réaliser les profils longitudinaux, il est nécessaire de connaître pour chaque point du fichier vectoriel son altitude et sa distance à la source ou à la confluence Ourthe/Meuse. D'autres informations sont également utiles pour la recherche et l'étude des knickpoints : l'aire drainée, la position en coordonnées Lambert belge 1972 (X,Y) et l'ordre de Strahler. Ces variables ont été calculées pour la plupart en mode maillé, puis ont été ajoutées comme attributs au fichier vectoriel de points par la fonction `EXTRACT VALUE TO POINT`. Nous allons détailler la manière avec laquelle chaque variable a été calculée.

L'altitude

L'altitude a été extraite de deux images : d'une part du MNT original, et d'autre part du MNT dont les dépressions fermées ont été comblées. C'est cette deuxième information qui, après traitements (voir section 4.2.5), a été utilisée pour construire les profils en long des rivières.

La distance à la source

Pour dessiner les profils en long, il est nécessaire de connaître, en plus de l'altitude, la distance de chaque point du cours d'eau au point origine de la

rivière ou à la source.

La distance à la source ne peut être obtenue directement à partir d'un MNT. Il est cependant possible d'obtenir facilement la distance d'un pixel d'une rivière à la ligne de crête se trouvant à l'amont de sa source, mesurée le long de la représentation du cours d'eau. En effet, la fonction FLOW LENGTH, en mode « mesure vers l'amont », calcule la plus longue distance vers l'amont, en suivant une direction d'écoulement prédéterminée, de chaque cellule vers le sommet de la ligne de partage des eaux. Les *inputs* nécessaires à cette fonction sont une image des directions d'écoulement et une image des poids à attribuer à chaque pixel. Les directions d'écoulement ont été détaillées à la section 4.2.2. En ce qui concerne les poids, ils n'interviennent pas pour le calcul de distances euclidiennes, comme c'est le cas ici, mais concernent plutôt des « distances coût », pour lesquelles le coût lié à la distance peut varier en fonction des pixels traversés.

La distance à la confluence Ourthe/Meuse

Nous considérons que le point origine du système que nous étudions (le bassin versant de l'Ourthe) est la confluence entre la Meuse et l'Ourthe. La fonction FLOW LENGTH permet aussi de mesurer une distance le long des cours d'eau vers l'aval, c'est-à-dire entre chaque pixel et un exutoire situé en bordure du MNT. En recoupant le MNT de manière à ce que la confluence entre la Meuse et l'Ourthe se trouve en bordure de l'image, il a été possible d'appliquer cette fonction et de connaître la distance de chaque pixel au point origine de l'érosion régressive dans le bassin, en plus de la distance à la source. Les *inputs* sont les mêmes que dans le cas précédent, le seul changement étant qu'il faut sélectionner l'option « distance vers l'aval » au lieu de « distance vers l'amont ».

Le long d'un cours d'eau, les deux mesures sont bien sûr liées. Si l'on nomme *Downstream* la distance au point origine, *Upstream* la distance à la ligne de crête et L la longueur du cours d'eau en considérant qu'il prend naissance sur cette même ligne de crête et qu'il prend fin à Chênée, on a en tous points de la rivière

$$Downstream = L - Upstream.$$

L'aire drainée

L'aire drainée a été mesurée en chaque pixel par la fonction FLOW ACCUMULATION (voir section 4.2.2). L'image produite a ensuite été multipliée

par 400 via la fonction SINGLE OUTPUT MAP ALGEBRA de manière à obtenir une image de l'aire drainée exprimée en mètres carrés.

La position

La création des variables X et Y n'a pas été réalisée en mode maillé mais bien directement à partir du fichier vectoriel de points. Deux champs vierges ont d'abord été ajoutés à sa table d'attributs. Ensuite, la fonction CALCULATE GEOMETRY a permis de remplir ces champs par les coordonnées des points.

L'ordre de Strahler

Bien que n'intervenant pas a priori dans notre travail, une classification des cours d'eau du bassin de l'Ourthe peut parfois s'avérer utile. Nous avons choisi d'utiliser l'ordre de Strahler, dont le principe est le suivant. La méthode commence par les tronçons sourciers, auxquels on attribue un ordre 1. A la confluence de deux cours d'eau, l'ordre est augmenté d'une unité si les deux affluents ont le même numéro. Dans le cas contraire, on attribue le numéro le plus élevé des deux affluents au tronçon à l'aval de la confluence.

La fonction STREAM ORDER permet de réaliser cette classification en mode maillé. Elle nécessite en entrées une image binaire du réseau ainsi qu'une image des directions d'écoulement. L'image produite est une image qualitative où la valeur de chaque pixel est l'ordre de Strahler du tronçon auquel il appartient.

Au terme de cette étape d'extraction de covariables, nous disposons donc d'un fichier vectoriel de points rassemblant tous les centres des pixels appartenant au réseau hydrographique du bassin de l'Ourthe. La table d'attributs de ce fichier de points contient huit champs dont les données sont exploitables par tout logiciel pouvant traiter des tableaux de données en format .dbf.

4.2.4 Sélection d'un échantillon de rivières

Echantillonnage

Pour rappel, l'objectif poursuivi dans ce chapitre est la détection d'un nombre maximal de knickpoints dans le bassin versant de l'Ourthe. A moins de développer une méthode automatique de détection des knickpoints, ce qui n'est pas l'objet du présent travail, une analyse exhaustive de tous les cours d'eau du bassin est difficile tant leur nombre est élevé. Une sélection des cours d'eau à étudier a donc dû être réalisée.

Idéalement, cette sélection devrait suivre un plan d'échantillonnage spatial rigoureux, de manière à pouvoir inférer des résultats obtenus sur l'échantillon les valeurs caractéristiques de toute la population étudiée, c'est-à-dire l'ensemble des cours d'eau du bassin versant de l'Ourthe. Cependant, l'étude d'un cours d'eau particulier nécessite de connaître le profil en long de tous les cours d'eau dans lesquels ses eaux se jettent. En effet, lorsque l'on recherche un knickpoint dans un cours d'eau déterminé, il est indispensable de savoir si ce knickpoint ne se trouve pas plus à l'aval.

Nous avons donc effectué un échantillonnage non aléatoire, en sélectionnant d'abord les rivières principales (Ourthe, Ourthe occidentale, Ourthe orientale, Amblève et Vesdre) puis en sélectionnant des affluents dont la taille du bassin versant est de plus en plus petite. Le nombre de cours d'eau sélectionnés a été limité par le temps nécessaire à leur extraction d'une part, mais aussi par le temps nécessaire à la réalisation de leurs profils en long (voir section 4.2.5). Nous avons ainsi sélectionné 64 cours d'eau dont le bassin versant varie entre 3 et 3600 kilomètres carrés. La figure 4.4 présente la répartition de ces cours d'eau dans le bassin, tandis que la figure 4.5 montre la distribution des tailles de bassins versants.

Méthodologie d'extraction des données relatives à chaque rivière

Principe L'extraction des données a consisté ici à (1) extraire du fichier vectoriel de polygones celles représentant une rivière particulière et (2) extraire du fichier vectoriel de points ceux relatifs à cette rivière, de manière à pouvoir construire son profil longitudinal.

L'extraction des données vectorielles linéaires a été réalisée par sélection manuelle des arcs qui constituent la rivière. La fonction EXPORT DATA a ensuite permis de créer un nouveau fichier vectoriel qui ne contient que les données préalablement sélectionnées. L'extraction des données ponctuelles a nécessité l'utilisation des fichiers vectoriels linéaires relatifs à chaque rivière. En effet, la fonction SELECT BY LOCATION a permis de sélectionner les points du réseau qui sont exactement recouverts par le tracé de chacune des rivières. Une fois les points d'une rivière sélectionnés, la fonction EXPORT DATA nous a permis, comme précédemment, de créer un fichier unique par rivière.

Difficultés Deux types de difficultés sont survenus lors de cette sélection manuelle.

Premièrement, la méthode de création du réseau hydrographique par classification de l'image d'aire drainée provoque par endroits des dédoublements du réseau, comme le montre la figure 4.6. Dans ce type de cas, les données

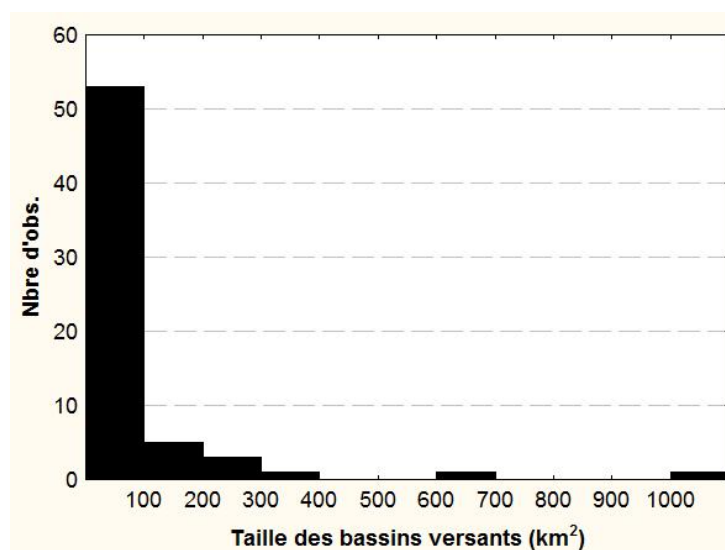


FIGURE 4.5 – Histogramme de la taille des bassins versants des cours d’eau sélectionnés. L’Ourthe, dont le bassin versant couvre 3600 kilomètres carrés, a été exclue pour améliorer la lisibilité.

de distance et d’altitude varient peu que l’on choisisse l’un ou l’autre tracé. Par contre, seul l’un des tracés correspond à l’aire drainée réelle du cours d’eau, l’autre correspondant à celle de l’affluent. L’ajout à l’écran des ordres de Strahler permet de choisir le bon tracé. La figure 4.6 illustre ce problème pour un secteur de l’Ourthe occidentale. On y observe un dédoublement de la rivière sur les deux tiers orientaux du secteur représenté. L’ajout des ordres de Strahler permet de comprendre que le cours méridional de ce secteur dédoublé est en réalité une représentation erronée de l’affluent qui arrive en rive droite. Ce type d’erreur arrive fréquemment dans les zones de pente faible. En effet, l’algorithme de création des directions d’écoulement y trace des directions trop régulières qui ont pour effet de reporter les confluences vers l’aval et de tracer des cours d’eau parallèles très proches. Dans certaines configurations, les deux segments du tronçon dédoublé ne sont pas différenciables par les ordres de Strahler. Il est alors nécessaire d’afficher à l’écran l’aire drainée en chaque pixel pour choisir le segment correspondant réellement à la rivière désirée.

Une deuxième source d’erreurs concerne les confluences. A cet endroit, il arrive que le noeud où se rencontrent les deux cours d’eau se situe sur un pixel appartenant à l’affluent et non au cours d’eau principal (figure 4.7). Dans ce cas, le centre de ce pixel sera considéré comme partie intégrante du cours d’eau principal lors de la sélection manuelle des polygones. Cela ne

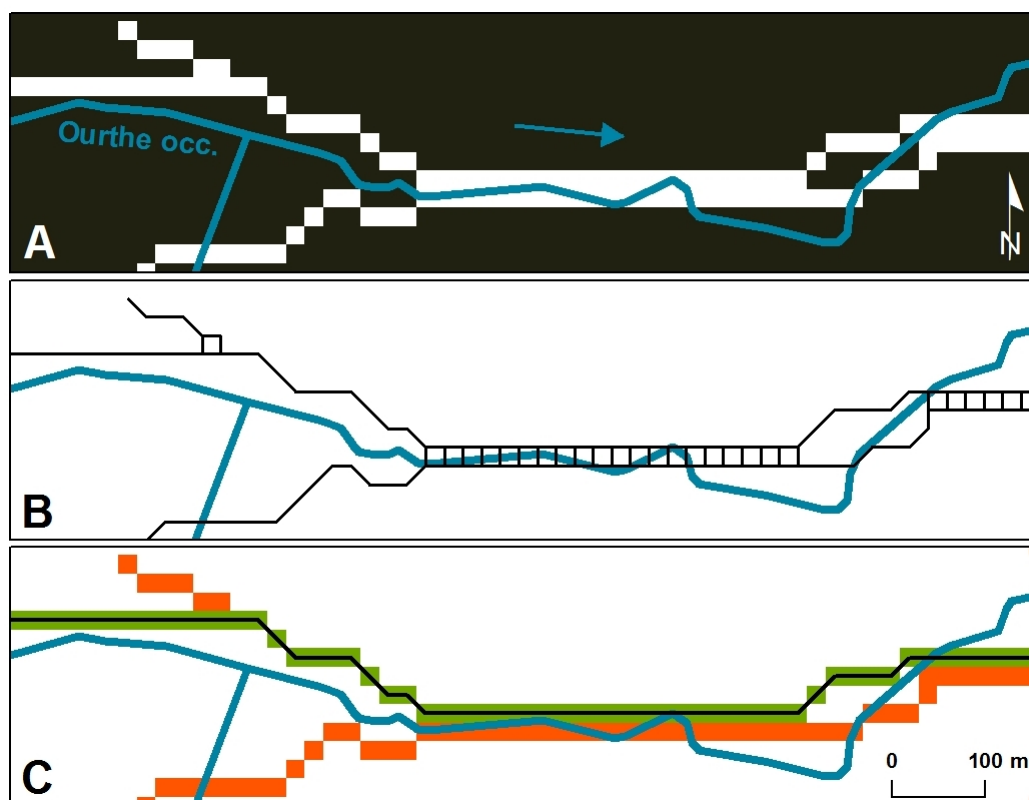


FIGURE 4.6 – Exemple de dédoublement du tracé d'un cours d'eau suite à l'utilisation d'un modèle numérique de terrain dans une zone de faible pente. Le trait bleu représente le tracé réel du cours d'eau d'après la carte de l'IGN à l'échelle 1/10 000, et la flèche bleue indique le sens d'écoulement des eaux. A : classification de l'image d'aire drainée. B : vectorisation de l'image précédente. Cette transformation conduit à une multiplication erronée des chenaux. C : l'ajout des ordres de Strahler (orange = ordre 1, vert = ordre 4) permet de sélectionner le bon tracé (trait noir).

pose aucun problème pour l'étude des profils en long classiques ; par contre, la valeur d'aire drainée de ce point sera beaucoup plus faible que celle de ses voisins amont et aval, et constituera une erreur à éliminer en post-traitement.

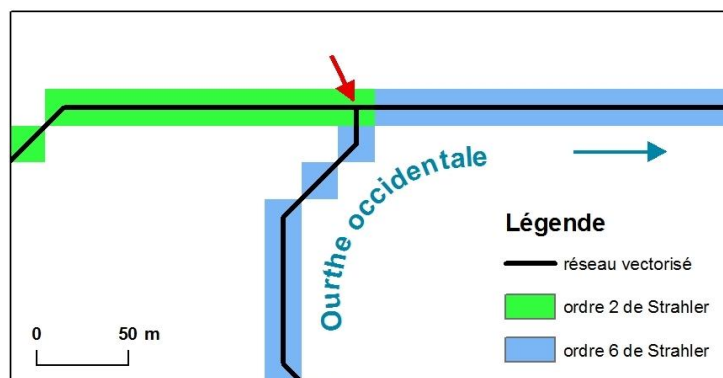


FIGURE 4.7 – Exemple d'erreur lors de la sélection des polygones appartenant à un cours d'eau particulier. La sélection des deux polygones de l'Ourthe occidentale entraînera la sélection erronée d'un point d'un affluent, signalé par la flèche rouge. La flèche bleue indique le sens d'écoulement.

Résultats

Cette étape fournit d'une part 65 fichiers vectoriels linéaires, permettant la cartographie des cours d'eau, et d'autre part 65 fichiers vectoriels de points, dont les tables d'attributs respectives permettent la construction des profils en long.

4.2.5 Représentation des profils en long

Artefacts liés à l'utilisation d'un MNT

Lorsque l'on représente directement les profils en long à partir de la table d'attributs des fichiers de points, on obtient des graphiques du même type que celui de l'Amblève représenté à la figure 4.8. Ces graphiques présentent plusieurs problèmes que cette figure permet d'illustrer :

- alternance de secteurs horizontaux et subverticaux, conférant au profil une allure « en escalier » ;
- présence de grandes « marches » (flèches rouges) reflétant des convexités liées à des erreurs du MNT (Aywaille) mais aussi parfois réelles (cascade de Coö) ;
- échelle des abscisses exprimée en mètres par rapport à la confluence Meuse/Ourthe.

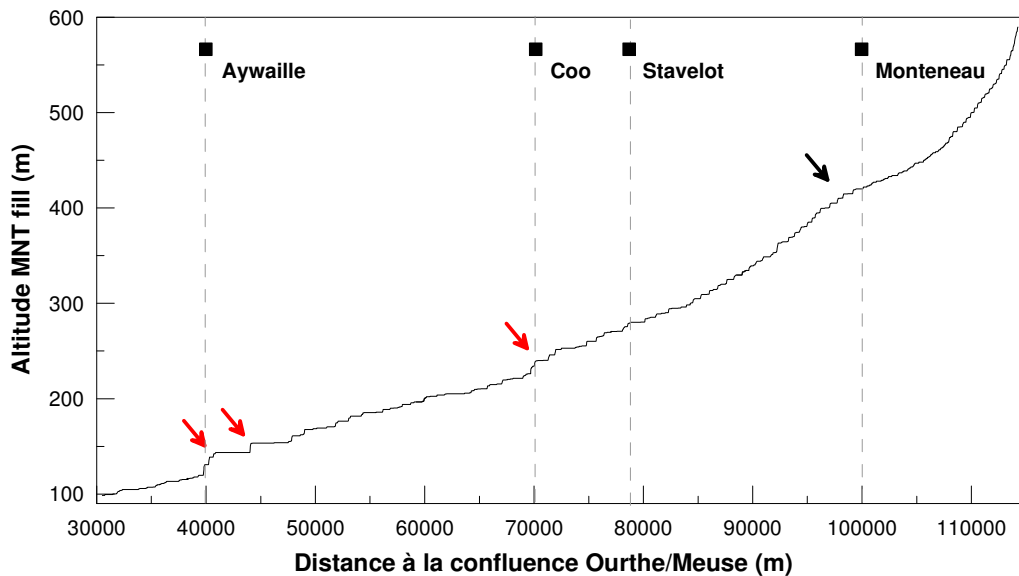


FIGURE 4.8 – Profil longitudinal de l'Ambève construit sur base des données brutes extraites du MNT à 20 mètres de résolution, dont les dépressions fermées ont été comblées. Les flèches rouges indiquent des convexités locales majeures, qu'elles soient réelles ou liées à des erreurs dans le MNT, tandis que la flèche noire indique un knickpoint.

Malgré ces problèmes, ce graphique permet tout de même de repérer un knickpoint bien marqué situé quatre kilomètres en aval de Monteneau (flèche noire). Il se distingue des convexités précédentes par le fait qu'il sépare deux secteurs concaves étendus et qu'il n'est pas caractérisé par un vaste replat situé directement à l'amont.

Les problèmes précités ont été traités de la manière suivante :

- plusieurs méthodes de lissage ont été testées afin de permettre une meilleure représentation du profil et, surtout, une mesure des pentes donnant des valeurs réalistes (voir section suivante) ;
- la présence de convexités liées à des erreurs de MNT implique la vérification sur le terrain ou sur carte topographique de toute convexité locale marquée par un replat étendu à l'amont ;
- enfin, l'échelle a été modifiée de manière à exprimer les distances en kilomètres par rapport à l'exutoire du cours d'eau considéré.

Méthodes de lissage

Différentes méthodes de lissage ont été appliquées à un sous-échantillon de trois rivières, de manière à identifier la ou les techniques permettant

la meilleure représentation des profils d'altitude (profils en long classiques) et des profils de pente (pente *versus* distance à la source ou pente *versus* aire drainée), dont l'utilité sera expliquée à la section 4.3. Ces rivières sont l'Amblève, la Salm et la Chavanne. Nous avons, dans tous les cas, préféré utiliser les données d'altitude issues du MNT dont les dépressions fermées ont été comblées, de manière à supprimer les contrepentes dans les profils en long.

Les techniques testées sont présentées ci-dessous.

- Pour les altitudes :
 - lissage des valeurs par une moyenne mobile, dont la largeur de la fenêtre varie de 3 à 50 pixels ;
 - au vu des nombreuses « marches d'escalier » présentes dans le profil, sélection des « bordures » de ces marches par test logique sur les pentes (voir figure 4.9) ;
 - sélection uniquement des hautes marches d'escalier (utilisation d'un seuil de différence d'altitude entre le pixel courant et le pixel précédent) pour réduire encore les irrégularités (figure 4.9) ;
 - dégradation de la résolution (une valeur par 100 m, 200 m ou 500 m).

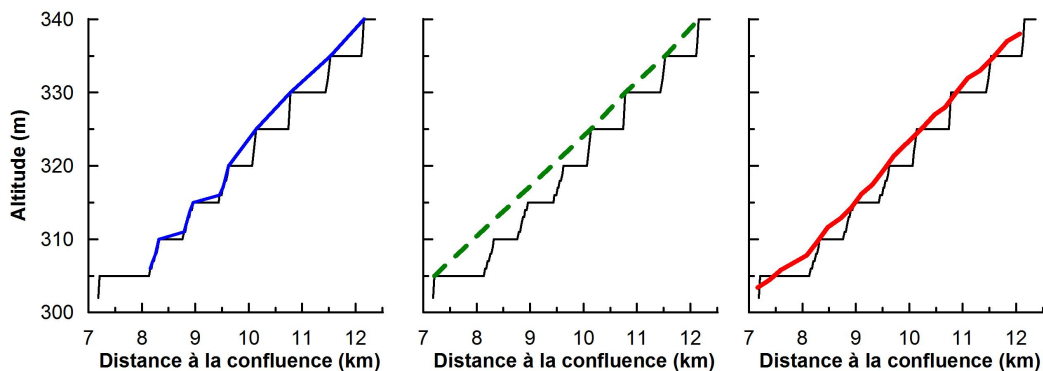


FIGURE 4.9 – Illustration de trois méthodes de lissage sur un secteur de la Salm. En bleu, sélection des « bordures de marches » : sélection de toutes les valeurs pour lesquelles (1) la pente entre la valeur courante et la valeur en amont est nulle et (2) la pente entre la valeur courante et la valeur en aval est positive. La présence de « marches » de hauteurs différentes rend cette technique inefficace. En trait tireté vert, même méthode à laquelle une condition a été ajoutée : la différence d'altitude entre la valeur courante et la valeur à l'aval doit dépasser un certain seuil (ici un mètre). L'allure du profil est bien régularisée mais on observe une suppression de l'information sur trois kilomètres. En rouge, technique retenue : sélection d'une valeur par 100 mètres, puis lissage par moyenne mobile sur cinq valeurs.

- Pour les pentes :
 - calcul de pente entre deux valeurs distantes de 40, 200 ou 400 m ;
 - calcul de pente sur des données sélectionnées par dégradation de la résolution ou par sélection des « bordures de marches » ;
 - lissage par moyenne mobile des valeurs de pente obtenues par les deux méthodes précédentes.

Après avoir évalué ces techniques sur les trois rivières, il est ressorti que (1) la sélection des « bordures de marches » est très efficace là où elles apparaissent bien, mais entraîne notamment la suppression de toutes les données dans les secteurs les moins pentus, (2) la dégradation de la résolution permet un bon lissage des altitudes et (3) un lissage par moyenne mobile peut s'avérer utile, aussi bien sur les valeurs d'altitude que sur les valeurs de pente.

Choix de représentation

La méthode retenue est : (1) la sélection d'une valeur d'altitude tous les 100 mètres, (2) un lissage de ces valeurs par une moyenne mobile centrée sur cinq valeurs, c'est-à-dire sur un tronçon de 500 mètres de longueur. Le calcul des pentes a été réalisé directement sur les valeurs d'altitude ainsi obtenues, par un schéma centré, c'est-à-dire en utilisant les valeurs d'altitude des données directement à l'aval et à l'amont de la donnée courante. Dans le cas de rivières à pente très faible, le bruit lié au MNT est parfois tel qu'une sélection d'une valeur par 200 mètres a été réalisée.

4.3 Méthodologie de détection des knickpoints

4.3.1 Méthodes présentées dans la littérature

Plusieurs méthodes peuvent être utilisées pour détecter des knickpoints dans le profil en long d'une rivière. Une première méthode consiste, classiquement, à observer le profil en long de la rivière sur un graphique où est représentée l'altitude de la rivière en fonction de la distance à la source, ou de la distance à la confluence avec le cours d'eau principal, sur des échelles linéaires. Cette méthode peut être suffisante pour identifier des convexités dans un profil en long, mais elle ne permet pas de distinguer les convexités d'origine lithologique des véritables knickpoints, tels que nous les avons définis dans l'introduction. De plus, des convexités peu marquées peuvent passer inaperçues sur les profils en long. C'est pourquoi les chercheurs s'accordent à utiliser non plus l'altitude mais bien la pente de la rivière pour détecter les knickpoints. Deux méthodes basées sur l'évolution de la pente sont habituellement utilisées : une première reporte en diagramme log-log la pente en fonc-

tion de l'aire drainée (méthode principalement utilisée par les Américains, par exemple Berlin et Anderson, 2007 ; Wobus *et al.*, 2006) tandis que la seconde reporte, toujours en diagramme log-log, la pente en fonction de la distance (*DS plot*, Goldrick et Bishop, 2007). L'intérêt de ces deux méthodes est qu'elles se basent toutes deux sur des lois qui ont fait leurs preuves dans l'explication du comportement érosif des rivières.

Pente versus aire drainée

La première de ces deux méthodes utilise la relation entre la pente de la rivière et l'aire drainée prédite par le modèle *stream power* pour des rivières à lit rocheux, lorsqu'elles sont à l'état d'équilibre. Dans ce cas, pour une région subissant un taux de soulèvement homogène U , on peut écrire l'équation (2.6) (p. 18) sous la forme

$$\frac{\delta z}{\delta t} = U - K A^m S^n. \quad (4.1)$$

Le référentiel utilisé ici n'a plus comme altitude de référence la surface de la Terre mais bien un point dont l'altitude est indépendante des mouvements de l'écorce terrestre. Puisque l'on postule que la rivière se trouve à l'état d'équilibre, $\frac{\delta z}{\delta t} = 0$ et on a

$$U = K A^m S^n, \quad (4.2)$$

ce qui permet de retrouver l'équation de la pente d'équilibre

$$S = \left(\frac{U}{K} \right)^{\frac{1}{n}} A^{-\frac{m}{n}}. \quad (4.3)$$

En posant $k_s = \left(\frac{U}{K} \right)^{\frac{1}{n}}$ et $\theta = \frac{m}{n}$, on peut écrire

$$S = k_s A^{-\theta} \quad (4.4)$$

où k_s est appelé indice de « raideur » (*steepness index*) et θ indice de concavité. Si l'on reporte la pente en fonction de l'aire drainée sur des axes dont l'échelle est logarithmique, les points devraient, pour une rivière à l'équilibre, s'aligner selon une droite car l'équation (4.4) peut s'écrire

$$\log(S) = \log(k_s) - \theta \times \log(A). \quad (4.5)$$

Cela étant, un knickpoint se marquera sur ce type de graphique comme un maximum local (Berlin et Anderson, 2007) (figure 4.10). De plus, sur

ce type de représentation, les mêmes auteurs remarquent qu'un knickpoint sépare généralement deux secteurs dont les points sont alignés mais selon des droites différentes, caractérisées par des paramètres k_s et θ différents (figure 4.10). Ces secteurs correspondent au secteur relique (à l'amont) et au secteur ajusté aux nouvelles conditions (à l'aval).

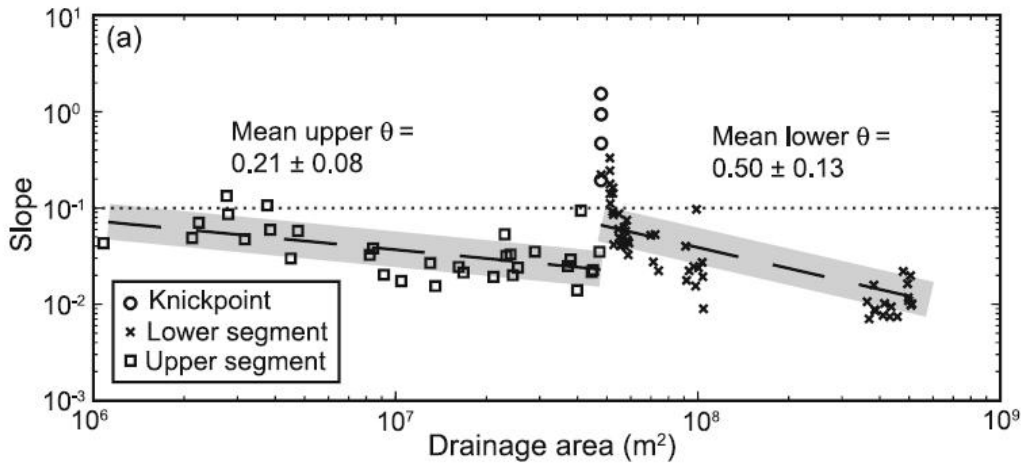


FIGURE 4.10 – Représentation d'un knickpoint sur un graphique $\log(S)$ vs. $\log(A)$ pour une rivière du Colorado. Les points correspondant au knickpoint (cercles) apparaissent comme un maximum local. Les secteurs à l'amont (carrés) et à l'aval (croix) s'alignent selon des droites différentes, caractérisées par des coefficients de concavité θ différents. Berlin et Anderson, 2007.

Ce type de représentation a permis à Wobus *et al.* (2006) de réaliser une classification des cours d'eau dans le nord-ouest de Taïwan selon l'allure de leurs profils en long. Ils identifient quatre types d'affluents grâce à l'allure des profils en long et, surtout, des profils de pente (figure 4.11). Le premier type est le type ajusté (figure 4.11 A). Un affluent de cette catégorie présente un profil de pente linéaire, suivant l'équation (4.5) et correspond à un profil en long concave. Le type linéaire (B) présente, lui, une pente constante, et serait caractéristique d'un profil contrôlé par l'action d'agents de transport en masse, plutôt que par des processus fluviaux. Le type knickpoint (C) a été présenté plus haut et est caractérisé par deux ajustements distincts dans l'espace $\log(S)$ vs. $\log(A)$, l'ajustement à l'aval correspondant à des indices k_s et θ plus élevés que l'ajustement à l'amont. Enfin, le type *hanging* (vallée suspendue, D) correspond à une augmentation continue de la pente à proximité de la confluence avec le cours d'eau principal.

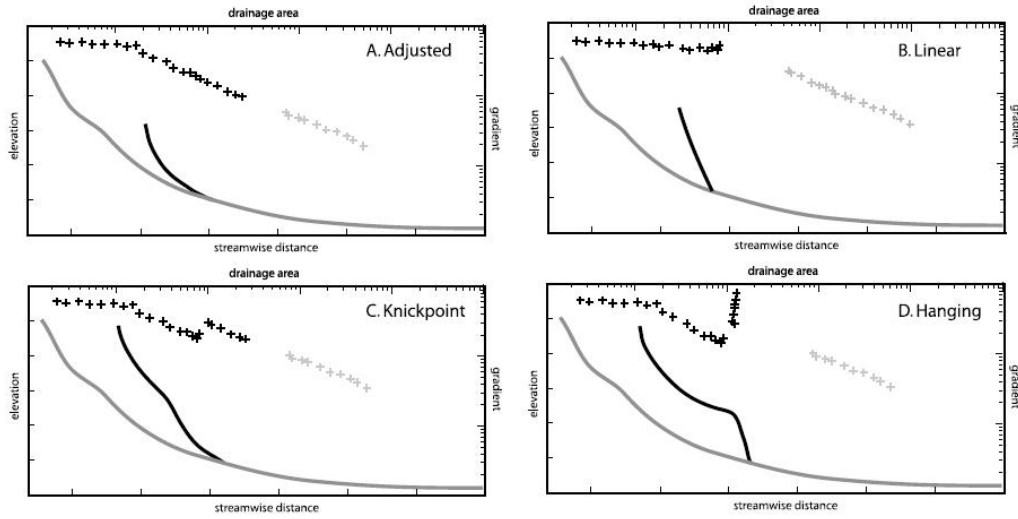


FIGURE 4.11 – Schéma représentant quatre types d’affluents d’après des observations réalisées dans le nord-ouest de Taïwan. A : type ajusté ; B : type linéaire, C : type knickpoint et D : type vallée suspendue. La typologie a été établie d’après les profils de pente des cours d’eau dans l’espace $\log(S)$ vs. $\log(A)$ (croix noires). Wobus *et al.*, 2006

Pente versus distance à la source

La seconde méthode a été formulée par Goldrick et Bishop (2007). Ils utilisent aussi une relation de type *stream power*, mais utilisent la distance à la ligne de crête² et non l’aire drainée, en appliquant la relation $Q = aL^b$ de Leopold *et al.* (1964) pour relier les deux variables. La relation entre la pente et la distance qu’ils obtiennent est

$$\ln(S) = \gamma - \lambda \ln(L) \quad (4.6)$$

et correspond elle aussi à un ajustement linéaire sur un graphique dont les échelles sont logarithmiques. L’intérêt de cette méthode est dans l’interprétation du graphique. En effet, les auteurs affirment que sur ce dernier, une convexité liée à une variation de résistance des roches sera marquée par un « *parallel shift* » des points tandis qu’un véritable knickpoint se marquera par seulement quelques points de pentes fortes dépassant de l’ajustement général (figure 4.12). Néanmoins, les auteurs remarquent que la méthode n’est efficace que lorsque l’alignement général des points est très bon. Lorsque

2. Cornet (1987) avait déjà testé différents types d’ajustements basés sur la distance pour détecter des irrégularités dans le profil en long de l’Ourthe inférieure. Il utilisait, lui, l’altitude de la rivière et non la pente.

les points sont plus dispersés, il est difficile de distinguer les *outliers* diagnostiques d'un knickpoint. Ainsi, cette méthode est fortement dépendante de la qualité des données utilisées, et n'est pas nécessairement applicable à des données issues d'un MNT.

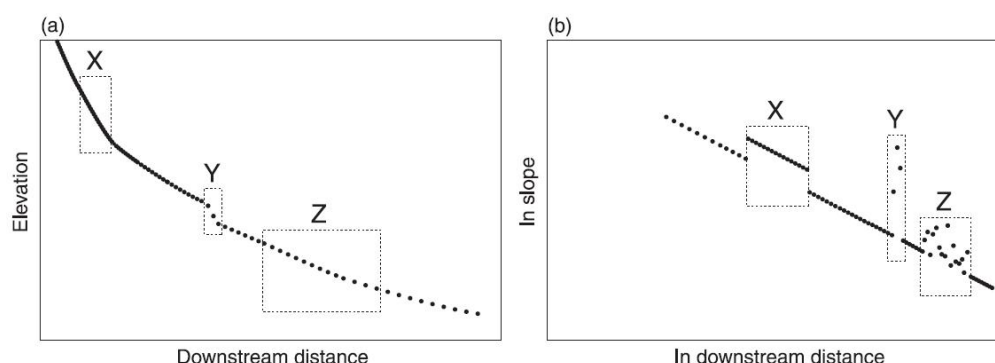


FIGURE 4.12 – Profil en long (a) et profil des pentes (b) d'une rivière hypothétique montrant un changement de résistance des roches en X, un knickpoint bien défini en Y et une zone de déséquilibre étendue en Z (Goldrick et Bishop, 2005). Remarquons que l'alignement parfait des points sur certains segments de la figure (b) est difficile à obtenir à partir d'un MNT, dont le bruit conduit à une distribution des points proche du type Z.

4.3.2 Qualité de la mesure de la pente

Avant de comparer l'efficacité des deux méthodes appliquées aux rivières du bassin de l'Ourthe, quelques remarques doivent être apportées à propos de la qualité des mesures de pente longitudinale qui ont été réalisées à partir d'un MNT.

L'allure des profils en long bruts, tel celui présenté à la figure 4.8, suggère qu'en bien des endroits du bassin versant de l'Ourthe, seules les courbes de niveau ont été utilisées pour réaliser le MNT. En effet, la majorité des « marches d'escalier » que nous avons décrites dans les profils en long se succèdent à un pas d'altitude constant de cinq mètres. Or, c'est également la valeur de l'équidistance des courbes de niveau des cartes à l'échelle 1/10 000 de l'IGN.

Pour les cours d'eau dont la pente longitudinale est relativement forte (supérieure à environ 10 pour mille), les courbes de niveau sont assez proches l'une de l'autre dans les thalwegs (en terme de distance horizontale) pour que notre méthode de lissage homogénéise correctement les pentes. Par contre,

dans les secteurs en pente plus faible, les courbes de niveau sont plus espacées et la technique d'interpollation utilisée pour créer le MNT provoque l'apparition de secteurs horizontaux plus étendus que dans le cas précédent, pouvant souvent atteindre plusieurs kilomètres de longueur. Dans ce cas, c'est-à-dire pour des pentes inférieures à 5 voire à 10 pour mille, le lissage que nous avons appliqué ne permet pas d'homogénéiser correctement les pentes. On observe alors sur les graphiques une plus forte dispersion relative des pentes, renforcée par l'utilisation d'une échelle logarithmique (voir par exemple le profil des pentes de la Marchette, de l'Ourthe et de l'Amblève, en annexe).

Cette dispersion incite à la prudence lorsque l'on cherche à détecter des convexités dans les profils en long, convexités qui, par définition, se traduisent par une augmentation de la pente vers l'aval. Pour éviter de confondre les « marches d'escalier » avec des convexités réelles, nous avons tout d'abord décidé que les secteurs dont la pente moyenne est inférieure à cinq pour mille sont inutilisables. Nous n'avons donc pas cherché de convexités dans ces secteurs. Nous avons également considéré avec prudence les convexités locales, qui ne se marquent dans le profil de pente que par quelques points dont la pente est supérieure à celle des points environnants. C'est en effet ce type de convexité qui a le plus de chance de correspondre à une erreur d'interpolation dans le MNT à proximité d'une courbe de niveau. La difficulté majeure de la détection des knickpoints consiste donc à différencier les convexités réelles des convexités liées aux erreurs d'interpollation présentes dans le MNT.

La section qui suit s'attache à comparer les méthodes de détection des knickpoints en tenant compte de ce problème de la qualité des mesures de pente.

4.3.3 Choix d'une méthode pour le bassin de l'Ourthe

Nous avons testé les deux types de représentation ($\log(\text{pente})$ vs. $\log(\text{aire drainée})$ et $\log(\text{pente})$ vs. $\log(\text{distance})$) sur trois rivières pour lesquelles la présence de convexités majeures est évidente par l'observation du profil en long classique. Il s'agit de la Hoëgne, de la Chavanne et du ruisseau de Groumont (figure 4.13).

Plusieurs remarques peuvent être énoncées.

Premièrement, l'allure générale des profils de pente (points gris) varie très peu, que l'on utilise en abscisse l'aire drainée ou la distance à la source.

Deuxièmement, l'allure des profils de pente est nettement moins régulière que l'allure théorique présentée par Goldrick et Bishop (2007) (figure 4.12). Bien que des secteurs où les points sont alignés existent, ils sont caractérisés par une dispersion évidente. Cette dispersion peut être liée à des irrégularités réelles de la pente de la plaine alluviale des rivières, mais aussi et surtout au

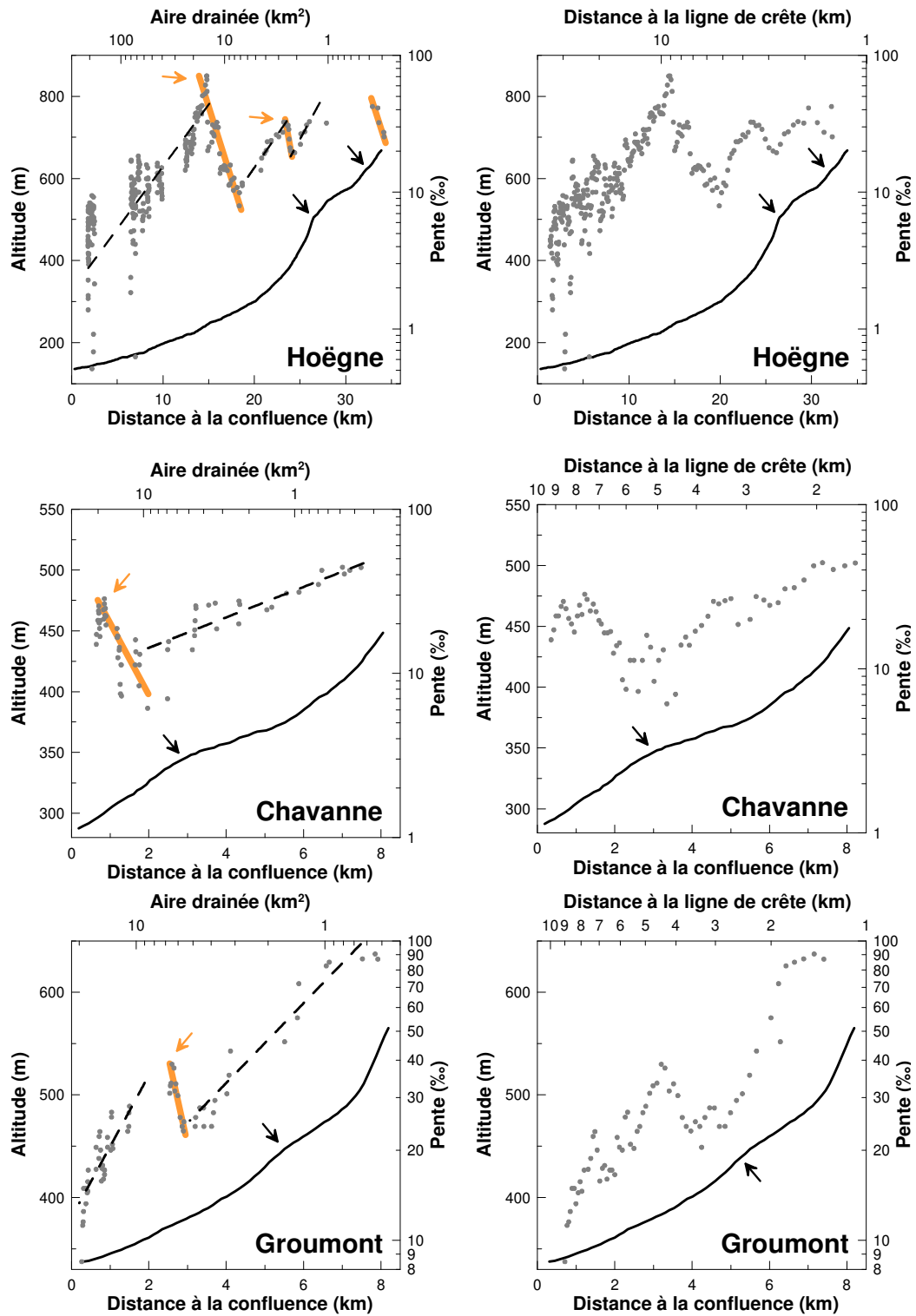


FIGURE 4.13 – Représentation des pentes (points gris) en fonction de l’aire drainée (colonne de gauche) et de la distance à la ligne de crête (colonne de droite). Le profil en long classique (altitude vs. distance) est représenté sur chaque graphique en trait continu noir. L’axe des abscisses supérieur correspond aux pentes tandis que l’axe inférieur correspond au profil en long classique. Les échelles sont logarithmiques, à l’exception des axes relatifs aux profils en long classiques, dont les échelles sont linéaires. Les traits oranges marquent les zones convexes tandis que les flèches marquent la position des knickpoints d’après notre définition. Les traits tiretés sont des ajustements des secteurs à l’amont et à l’aval de chaque knickpoint selon l’équation $S = k_s A^{-\theta}$, qui correspond à un profil en long à l’état d’équilibre. Enfin, remarquons que le knickpoint de la Chavanne délimite une vallée suspendue.

problème de la qualité des mesures de pente présenté à la section 4.3.2.

Le point le plus important est l’allure des convexités sur le profil de pente. Elles n’apparaissent pas comme quelques points débordant de l’alignement général, ni comme un « *parallel shift* ». Elles sont plutôt caractérisées par un ensemble de points dont la pente croît vers l’aval, marquant sur le graphique des segments en contrepente (en orange sur la figure 4.13) par rapport à l’allure générale du profil des pentes. Pour la Hoëgne par exemple, trois segments en contrepente sont faciles à identifier, et deux d’entre eux séparent des tronçons relativement bien ajustés, c’est-à-dire dont la pente diminue au fur et à mesure que l’aire drainée augmente, selon la relation (4.5). Cette allure des pentes rappelle celle décrite dans le Colorado par Berlin et Anderson (2007) (figure 4.10). Cependant, la structure géologique tabulaire de leur zone d’étude permet au knickpoint de prendre l’allure d’une cascade, et de constituer ainsi une augmentation de pente beaucoup plus localisée que celle, souvent progressive, que l’on observe au niveau des knickpoints ardennais.

Nous en concluons que l’interprétation de Goldrick et Bishop (2007) ne s’applique pas ici. Nous utiliserons la méthode « américaine », c’est-à-dire une représentation de la pente en fonction de l’aire drainée sur des axes aux échelles logarithmiques, pour identifier les knickpoints. Nous considérerons comme un knickpoint tout secteur d’augmentation des pentes (convexe) séparant deux secteurs ajustés (concaves), pour autant que (1) le secteur à l’aval de la convexité présente des indices k_s et θ plus élevés que celui à l’amont et (2) que les ajustements concernent des secteurs de plusieurs kilomètres de long, de manière à exclure des artefacts du MNT, plus locaux. Si l’on utilise comme définition d’un knickpoint « la frontière amont entre le tronçon ajusté et le tronçon non ajusté d’un cours d’eau subissant une vague d’érosion régressive » (Wobus *et al.*, 2006), il correspond sur le graphique au point le plus amont du secteur ajusté situé à l’aval de la zone convexe. Ce point

marque le changement de concavité (passage entre un secteur convexe et un autre concave), et est indiqué par des flèches oranges et noires sur la figure 4.13. C'est cette définition que nous utiliserons pour détecter les knickpoints du bassin versant de l'Ourthe.

Nous sommes conscients que les critères utilisés restent relativement subjectifs. En effet, la recherche de secteurs ajustés se fait à la vue, et est influencée par l'échelle du graphique ainsi que par les décisions propres de l'opérateur.

En appliquant cette démarche, nous risquons également de ne pas identifier certains knickpoints peu marqués. Néanmoins, deux éléments nous permettent d'avancer que les knickpoints que nous recherchons peuvent être très marqués et dépasser le bruit du MNT. Premièrement, l'incision post-terrasse principale marque une telle augmentation de pente dans les profils transversaux des vallées ardennaises (figure 3.2) qu'il est vraisemblable qu'un ressaut de grande amplitude soit également visible dans le profil en long de ces rivières. Deuxièmement, le knickpoint de l'Amblève, reconnu comme marquant l'avancée de la vague d'érosion régressive que nous étudions (Demoulin, com. pers.), est très bien marqué dans le profil en long. Il individualise deux secteurs concaves dont les indices de concavité et de « raideur » sont bien distincts. Ces deux éléments permettent de supposer que d'autres knickpoints du même type sont présents dans le bassin de l'Ourthe.

Néanmoins, nous ne connaissons pas le type de progression des knickpoints que nous cherchons. Certains ont peut-être reculé parallèlement à eux-mêmes, mais d'autres se sont peut-être estompés au cours du temps, suivant des processus d'inclinaison et de *replacement* (cfr. chapitre 2).

Nous sommes donc conscients que notre démarche ne permettra pas de réaliser un inventaire exhaustif des knickpoints du bassin de l'Ourthe, mais elle permettra certainement d'utiliser au mieux le MNT dont nous disposons et d'éviter de considérer dans notre ensemble de données des knickpoints qui n'en sont pas.

Enfin, précisons que les vallées suspendues, telles que définies par la figure 4.11, vont, elles aussi, être sélectionnées, car elles correspondent également au retrait d'un knickpoint, mais qui aurait été bloqué, ou du moins fortement ralenti, au passage d'une confluence, « suspendant » ainsi la vallée de l'affluent par rapport à celle du cours d'eau principal.

4.4 Méthodologie de validation par des données externes

La validation a pour objectifs de (1) vérifier la véracité des convexités identifiées (existent-elles réellement ou ne sont-elles que des artefacts liés à l'utilisation d'un MNT?), (2) vérifier qu'elles marquent bien l'avancée d'une vague d'érosion régressive, c'est-à-dire qu'elles constituent bien des knickpoints et (3) tenter de prouver que ces knickpoints résultent bien de la propagation de la vague d'incision post-terrasse principale, et non de la reprise d'érosion que l'on attribue à la transition Tertiaire/Quaternaire, probablement moins marquée et normalement située plus en amont dans les vallées.

Concernant ce troisième objectif, nous postulons que si un knickpoint est présent dans une vallée, qu'il n'est suivi d'aucun autre knickpoint en amont ni précédé par un knickpoint en aval (c'est-à-dire entre sa position et Chênée), et qu'il marque une transition nette entre une vallée évasée en amont et une vallée encaissée en aval, alors il peut être attribué à la vague d'érosion post-terrasse principale plutôt qu'à la transition Tertiaire/Quaternaire. Ce postulat repose sur le fait, exposé au chapitre 3, que la vague d'érosion post-terrasse principale semble être la plus importante (en termes de taux d'incision notamment) qu'ait subie l'Ardenne depuis le retrait des mers paléogènes.

Le premier objectif sera réalisé par l'analyse de profils en long issus de la littérature scientifique régionale ; le second par la comparaison avec des cartes géologiques et par la consultation de travaux antérieurs. Le troisième quant à lui a également été réalisé par la consultation de travaux antérieurs, mais aussi par la comparaison avec le profil de la terrasse principale et par l'observation de profils transversaux des vallées.

Les méthodes citées ci-dessus pour réaliser la validation vont être détaillées dans les sections suivantes. Les résultats auxquels elles ont mené seront présentés à la section 4.5. Remarquons que, par manque de données, toutes les méthodes ne pourront être appliquées à toutes les convexités détectées.

4.4.1 Profils issus de la littérature

Au vu de la qualité parfois médiocre de notre MNT, nous avons vérifié que les convexités que nous avons identifiées existent réellement en utilisant des profils en long réalisés à partir des courbes de niveau des cartes topographiques ou par levés sur le terrain. Ces profils sont issus des travaux suivants : Vaneetveld (1959) pour le bassin de la Lienne, Fourré (1960) pour le bassin de la Salm, Pissart et Juvigné (1982) pour la Warche, la Warchenne et le Trô Maret, Demoulin (1998) pour l'Aisne, la Lienne, la Hoëgne, l'Ourthe occiden-

tale, l'Ourthe orientale, la Warche, la Helle et la Salm, Rixhon (2005) pour le Ninglinspo et enfin Rixhon et Demoulin (sous presse) pour l'Amblève.

4.4.2 Cartes géologiques

La représentation des pentes que nous avons utilisée ne permettant pas de distinguer les véritables knickpoints des convexités d'origine lithologique, nous avons vérifié la nature régressive des convexités identifiées en superposant sur leur carte de répartition des cartes géologiques. Une convexité est considérée ici comme d'origine lithologique dans le cas où elle se situe sur la transition (à la précision de localisation des knickpoints près, c'est-à-dire 100 mètres) entre une roche « dure » à l'aval et une roche moins résistante à l'amont. Remarquons que la résolution stratigraphique des cartes que nous avons utilisées est généralement l'étage, si bien que les influences lithologiques plus locales, tel un banc de quartzite intercalé dans un étage où dominent les phyllades, n'ont pu être détectées de manière exhaustive.

Les cartes géologiques utilisées sont mentionnées à la figure 3.6 (p. 39). Les contrastes lithologiques pouvant potentiellement influencer le profil en long des rivières ont été tirés principalement de Prick et Ozer (1995), qui ont réalisé un inventaire des influences structurales et lithologiques du substratum sur le relief ardennais. Nous avons supposé que ces influences, généralement identifiées à l'échelle de la succession des collines et des vallées, pouvaient aussi avoir modifié la forme du profil longitudinal des rivières.

4.4.3 Travaux antérieurs

Des travaux antérieurs nous ont permis de valider la nature régressive et parfois l'âge de quelques knickpoints. Il s'agit des travaux de Pissart et Juvigné (1982), Juvigné (2010a, 2010b) et Rixhon et Demoulin (sous presse).

4.4.4 Comparaison avec la position de la terrasse principale

Demoulin *et al.* (2009) ont répertorié la position et l'altitude de 71 lambeaux de la terrasse principale dans les vallées du bassin de l'Ourthe. Ce travail a été réalisé sur base de la littérature régionale ainsi que par des observations de terrain. Les principales vallées concernées sont celles de l'Ourthe, la Vesdre, la Magne, la Hoëgne, l'Amblève, la Lienne, la Salm et la Lembrée. Concernant l'Ourthe, Alexandre (1957) a cartographié les lambeaux de la terrasse principale entre Laroche et Hotton. Ek (1957) quant à lui s'est attaché à l'étude des lambeaux de terrasse de l'Ourthe en aval de Bomal, et a

réalisé des raccords entre lambeaux de terrasse sur l'ensemble de l'Ourthe. Enfin, Cornet (1987, 1995) a étudié les terrasses de l'Ourthe inférieure ainsi que le problème, délicat, des raccords entre lambeaux. Remarquons que la terrasse principale n'a pas été détectée en amont de Laroche. Seul un niveau de terrasse dite « supérieure » a pu, si les raccords sont exacts, être identifié dans l'Ourthe occidentale (jusqu'à Lavacherie) et l'Ourthe orientale (notamment à Houffalize) (Alexandre, 1957).

La position de ces lambeaux peut dans certains cas nous permettre de trancher lorsque plusieurs knickpoints sont présents sur une même rivière. Elle pourrait également nous permettre d'accepter comme knickpoint réel une convexité qui n'en avait pas l'allure caractéristique sur les graphiques $\log(S)$ vs. $\log(A)$.

4.5 Résultats

4.5.1 Les graphiques pente versus aire drainée

La représentation du profil longitudinal classique et du profil des pentes des 64 rivières sélectionnées est insérée en annexe. Leur analyse a permis d'identifier 76 convexités (figure 4.14). Parmi elles, 29 ont été classées comme knickpoints et 5 comme vallées suspendues, d'après les critères explicités à la section 4.3.3.

D'autres convexités ont été identifiées via les profils en long mais leurs profils de pente ne correspondent ni à un knickpoint ni à une vallée suspendue. Certaines étant très marquées (par exemple sur la Warchenne ou le Bayehon), nous les avons toutes sélectionnées et classées séparément (catégorie « autres »). Les étapes suivantes tenteront de déterminer si certaines d'entre elles résultent de la vague d'érosion que nous étudions, et doivent alors être retenues, ou si elles ont d'autres origines.

Remarque : bon nombre de cours d'eau étudiés présentent un secteur convexe peu étendu à l'extrémité amont de leur cours. Ce secteur correspond à une région dont l'évolution du relief est dirigée par l'action d'agents de transport en masse. Puisque nous nous intéressons ici aux processus fluviaux qui ont engendré la progression d'un knickpoint, les convexités associées aux extrémités de ces secteurs n'ont généralement pas été retenues, sauf si elles se présentent à une distance de la source de plusieurs kilomètres, auquel cas nous avons considéré qu'il était intéressant de les retenir dans la classe « autres ».

Les cours d'eau sur le profil desquels aucune convexité n'a été détectée ou retenue ont été classés dans les catégories suivantes :

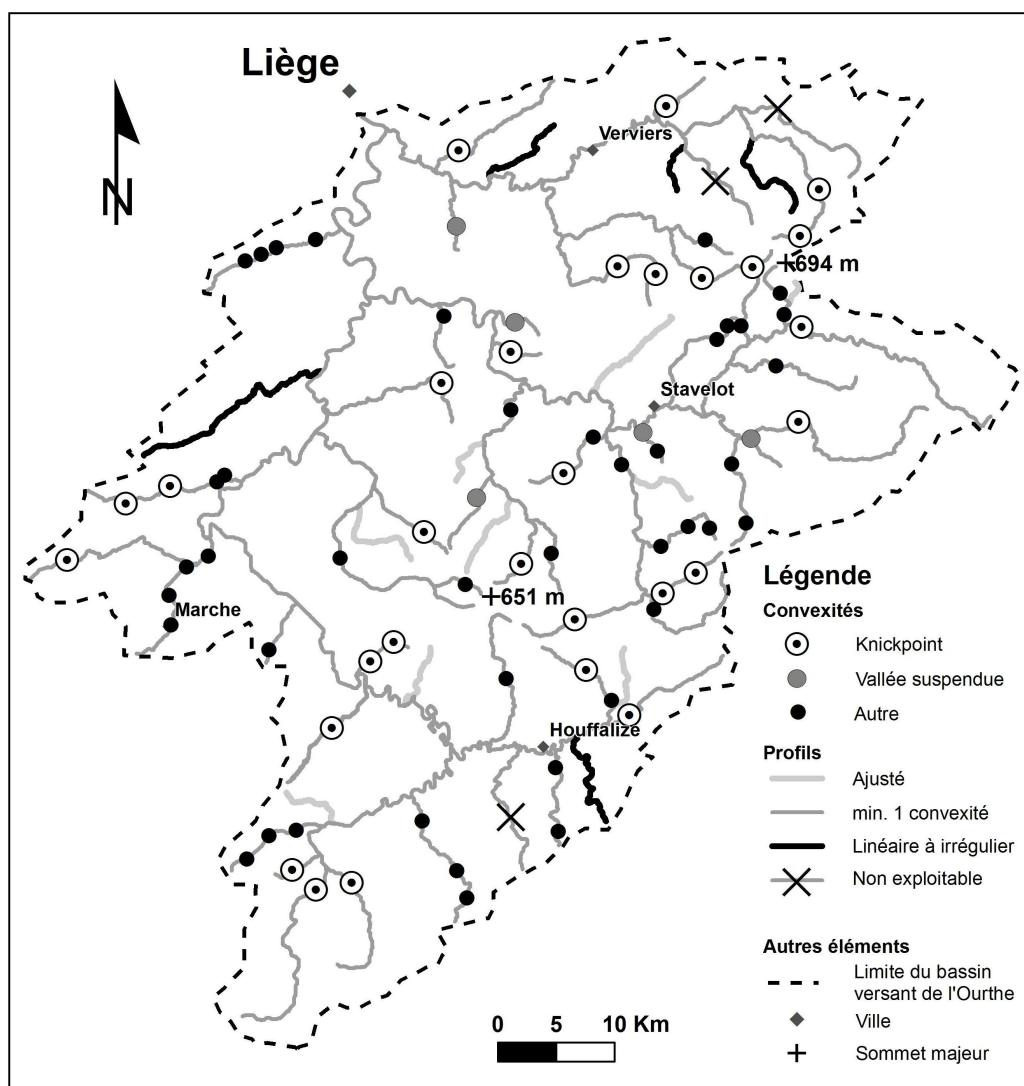


FIGURE 4.14 – Répartition et classification des convexités présentes dans les profils en long des rivières du bassin de l'Ourthe, d'après l'allure de leurs profils en long et des profils de pente. Remarquons que les convexités de l'Amblève marquées sur la figure 4.8 par des flèches rouges ont été supprimées car elles sont soit d'origine anthropique (cascade de Coö) soit liées à des erreurs du MNT.

- profil ajusté : le profil en long est concave, ce qui se traduit par un ajustement du profil des pentes selon l'équation $S = k_s A^{-\theta}$;
- profil linéaire à irrégulier : la pente est à peu près constante tout au long du profil, qui présente toutefois des irrégularités, soit peu marquées (par exemple la Soor, qui se rapproche du type « linéaire » de Wobus *et al.* (2006)), soit trop nombreuses pour être sélectionnées une à une (typiquement le cas du Néblon et du ruisseau de Tavigny) ;
- profil non exploitable : la présence de barrages ou d'erreurs de représentation planimétrique du cours d'eau empêche d'exploiter le profil pour y détecter des convexités.

4.5.2 Validation par les profils en long issus de la littérature

Aucun knickpoint ni aucune vallée suspendue n'a été rejeté après cette validation, qui ne concerne cependant qu'un nombre restreint de cours d'eau.

A propos de la Lienne, le profil en long réalisé à partir de courbes de niveau par Vaneetveld (1959) montre trois nouvelles convexités mineures. Nous avons également réalisé son profil en long à partir des courbes de niveau des cartes topographiques à l'échelle 1/10 000 pour les mettre en évidence (section 4.5.5, figure 4.20).

Concernant l'Amblève, le profil en long réalisé par Rixhon et Demoulin (sous presse) montre une convexité nette à hauteur des fonds de Quareux, non visible sur nos profils. Les auteurs suggèrent une origine lithologique pour cette convexité, qui serait contrôlée par l'importante résistance à l'érosion des quartzites reviniens que l'Amblève traverse à cet endroit.

4.5.3 Validation par les cartes géologiques

Cette validation a permis d'exclure sept knickpoints et vallées suspendues identifiés dans les profils des rivières et ruisseaux suivants.

- La Magne : le rétrécissement de la vallée à l'aval de la convexité a déjà été attribué à une cause lithologique par Chapelier (1957). Selon elle, ce rétrécissement serait lié au passage de la rivière des schistes houillers aux calcaires viséens, puis aux psammites de l'assise de Monfort et aux calcaires givetien, ces trois derniers types de roches étant plus résistants que les schistes houillers. Ce rétrécissement ayant une cause lithologique, nous considérons que la pente longitudinale élevée de la Magne qui lui est associée résulte de la même cause et, *a fortiori*, que le knickpoint qui en marque la limite amont est aussi d'origine lithologique. Une possible perte karstique partielle au niveau des calcaires

viséens, entraînant une diminution de la puissance de la rivière, pourrait aussi expliquer la présence d'une convexité à cet endroit (Demoulin, com. pers.).

- Le ry de Mosbeux : toute la moitié inférieure du profil est convexe, et se situe en partie sur des roches résistantes comme un synclinal psammitique et des roches du Dévonien inférieur, ces dernières étant d'ailleurs responsables, dans cette région, de la mise en relief de l'Ardenne condruzienne. Le sommet des versants à cet endroit semble refléter cette résistance plus élevée des roches par rapport à l'amont (figure 4.15). Le fait que la vallée de ce ruisseau soit suspendue est donc peut-être en partie lié à la variation de résistance des roches traversées.

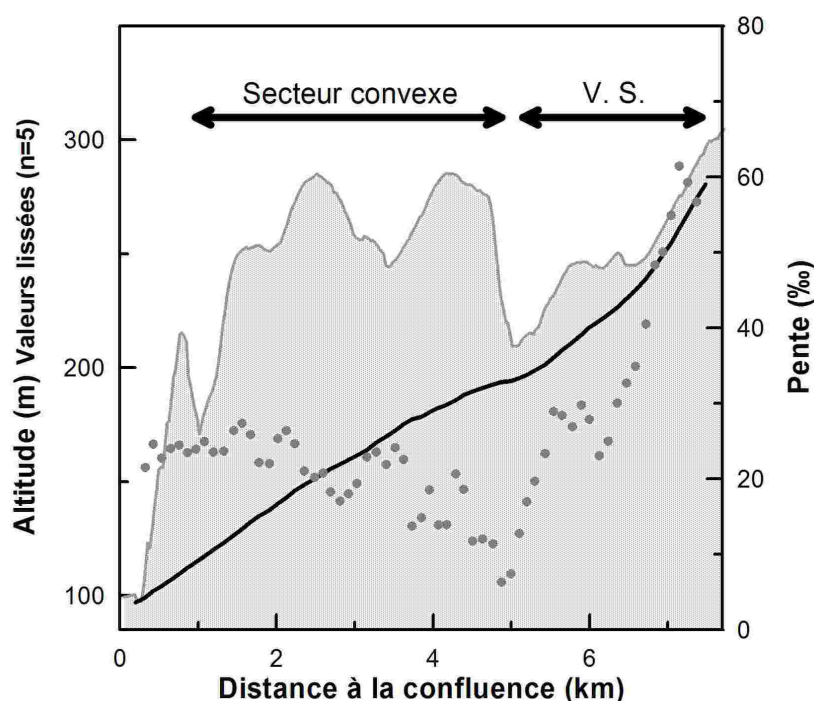


FIGURE 4.15 – Exemple d'identification d'influence lithologique. L'allure du relief (l'altitude maximale des versants est représentée en gris) suggère une influence lithologique probable sur la présence d'une vallée suspendue au niveau du ry de Mosbeux. V.S. = vallée suspendue.

- La Chavanne : la convexité tenant la vallée suspendue se situe au passage entre les phyllades du Trémadocien et les roches du Lochkovien, plus résistantes (voir figure 4.16). Nous lui attribuons donc une possible origine lithologique, contrairement à ce que suggérait Wallemacq (2009), invoquant un décalage entre la position du knickpoint et la li-

mite entre les deux étages. D'après nos données, ce décalage serait de l'ordre de 200 mètres, ce qui nous semble insuffisant pour rejeter l'hypothèse d'une origine lithologique, d'autant plus que cette mesure n'a pas été réalisée sur le terrain mais bien à l'aide d'une carte géologique, qui n'est qu'une interprétation, parfois imprécise, de la réalité.

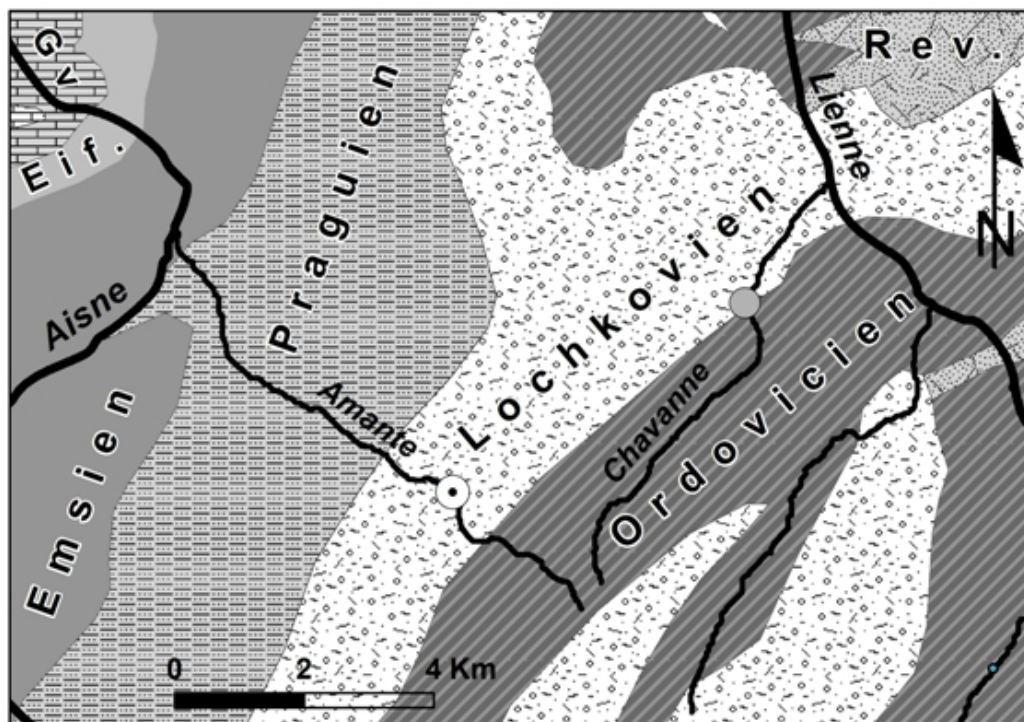


FIGURE 4.16 – Carte géologique englobant les bassins du ruisseau de l'Amante et de la Chavanne. Les convexités du ruisseau de l'Amante et de la Chavanne sont localisées dans les roches du Lochkovien, plus résistantes que les quartzites et phyllades du Trémadocien (majeure partie de la zone où affleurent les roches de l'Ordovicien présentée sur la carte), présentes en amont.

- Le ruisseau de Bodeux : la convexité sépare les phyllades du Trémadocien à l'amont des roches reviniennes à l'aval, plus résistantes.
- Le ruisseau de l'Amante : la convexité est dans une configuration proche de celle de la Chavanne, car elle est située sur les roches résistantes du Lochkovien (figure 4.16).
- La Somme : les deux convexités situées à l'amont sont chacune localisées au centre d'un synclinal formé de psammites du Famennien supérieur, plus résistants que les schistes du Famennien inférieur qui les entourent.
- Le ruisseau d'Heure : bien qu'une influence lithologique soit difficile

à déceler à cet endroit en analysant le substratum à la résolution de l'étage stratigraphique, l'allure du relief montre une influence lithologique et structurale certaine, orientant les lignes de crêtes et les thalwegs selon une direction sud-ouest $\longleftrightarrow$ nord-est. Le knickpoint décelé sur l'Heure se situant justement à l'extrémité d'une de ces lignes de crête, nous préférons l'exclure de notre ensemble de knickpoints (figure 4.17).

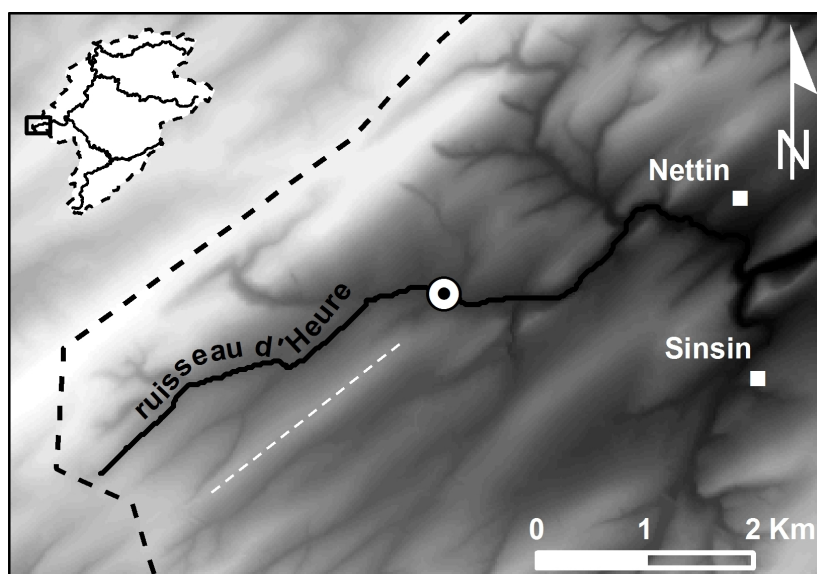


FIGURE 4.17 – Exemple d'identification d'influence lithologique dans la vallée du ruisseau d'Heure. La convexité (rond noir et blanc) se situe dans le prolongement d'une ligne de crête (trait tireté blanc).

Une partie des convexités classées comme « autres » a pu être expliquée par des variations de résistance des roches.

- Le fond de Martin : le cours d'eau coulant sur les calcaires du Givetien sur toute sa longueur, les convexités qui y apparaissent peuvent être liées à des pertes de débit ou à des barrages de travertin.
- La Somme : la double convexité située près de la confluence avec l'Ourthe est localisée au contact entre le Frasnien et le Givetien. Ces deux convexités proches délimitent un tronçon de la Somme qui s'étend sur 850 mètres au contact entre les deux étages, avant que le cours d'eau ne traverse le Givetien.
- Le fond de Harzé : la pente est faible à la traversée de l'Emsien puis augmente dès l'entrée dans les calcaires du Givetien.
- La Salm : la convexité septentrionale se situe à l'exutoire de la dépression de Grand-Halleux, taillée dans des quartzites altérés du Devillien, plus

tendres que les quartzites reviniens qui les entourent. La convexité en amont est, quant à elle, plus difficile à interpréter d'un point de vue lithologique.

- Le Rechterbach : la convexité septentrionale sépare les roches du Trémadocien (à l'amont), des roches plus résistantes du Revinien (à l'aval).

Enfin, remarquons que les knickpoints de la Warche, de la Warchenne et de l'Amblève se situent tous les trois sur les roches du Lochkovien. L'amplitude élevée de ces knickpoints exclut qu'ils soient seulement le résultat d'une variation locale de résistance des roches. Ce sont donc bien de véritables knickpoints, et nous pensons plutôt que les roches résistantes de la base du Lochkovien, comme les arkoses de la région de Waimes, pourraient avoir ralenti, voir même arrêté, leur progression vers l'amont. Nous discuterons de cette hypothèse dans les chapitres suivants.

4.5.4 Validation par les travaux antérieurs

La Warche, la Warchenne, le Trô Maret et le Bayehon

Pissart et Juvigné (1982) ont démontré que les convexités visibles sur le profil longitudinal de la Warche, de la Warchenne et du Trô Maret sont liées à la capture de la Warche, qui s'écoulait autrefois dans la vallée de l'Eau Rouge via le cours inférieur du Trô Maret et la vallée des Chôdières, et fut capturée par un affluent de la Warchenne (voir figure 4.18). La retombée volcanique identifiée sous le nom de tephra de Roccourt, et datée entre 75 ka et 82 ka (Juvigné *et al.*, 2008), a été retrouvée dans les alluvions anciennes de la Warche. Combinée à une datation ^{14}C et à une analyse palynologique (Juvigné et Schumacker, 1985), elle a permis d'estimer que la capture a eu lieu peu après la retombée (Cornet, 1995). Ces datations concordent parfaitement avec les datations de la terrasse principale réalisées dans l'Amblève par Rixhon (figure 3.5, p. 38), ce qui permet d'affirmer que cette capture est très probablement liée à la vague d'érosion que nous étudions.

Le même raisonnement peut être appliqué au ruisseau du Bayehon. En effet, ses eaux se jettent dans celles de la Warche entre le coude de la capture et la position actuelle de la reprise d'érosion, c'est-à-dire le barrage de Robertville. Son encaissement est donc lui aussi lié à la capture de la Warche. D'après l'altitude et la localisation du knickpoint du Trô Maret, c'est la convexité située dans la partie inférieure du ruisseau du Bayehon (n°1) qui semble pouvoir être retenue (figure 4.18). Néanmoins, la convexité n°2 est très marquée dans le profil longitudinal (voir annexe), et nous mettrons en oeuvre une autre méthode pour déterminer avec le plus de certitude laquelle de ces deux convexités correspond au knickpoint que nous recherchons (voir

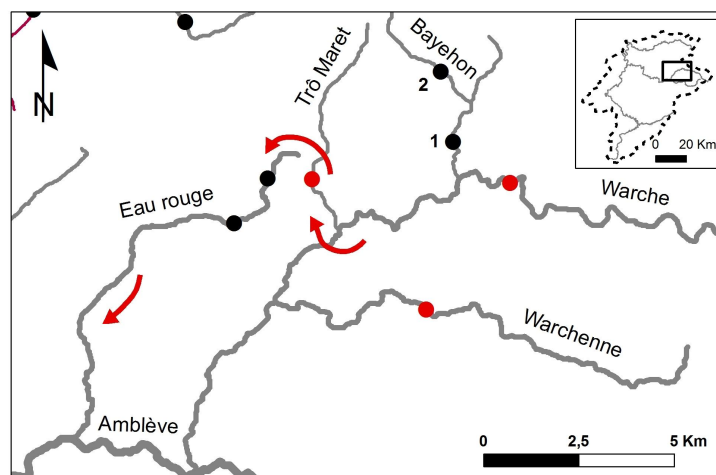


FIGURE 4.18 – Les knickpoints liés à la capture de la Warche. Les flèches rouges indiquent le sens d'écoulement des eaux de la Warche avant sa capture. Les ronds rouges sont les knickpoints validés par les travaux de Pissart et Juvigné (1982), les noirs correspondent, eux, à des convexités identifiées par nous, d'origine indéterminée.

section 4.5.6).

La Statte

La convexité que nous avons identifiée sur le profil en long de la Statte consiste en un point d'inflexion, marquant le passage entre une partie convexe du profil en amont et une partie concave, à l'aval. Le secteur en amont n'étant pas concave, la convexité n'a été sélectionnée ni dans la catégorie knickpoint, ni dans la catégorie vallée suspendue.

Cependant, les observations de Juvigné (2010a, 2010b) tendent à prouver que cette convexité marque bien l'avancée de la vague d'érosion régressive que nous étudions. Deux éléments soutiennent cette hypothèse.

Tout d'abord, la convexité correspond à une cascade (la « cascade des Nutons ») d'environ un mètre de hauteur où affleure le bedrock. Cet affleurement dans le lit de la rivière, ainsi qu'un autre environ dix mètres en aval, au pied du versant en rive gauche, constituent les seuls secteurs rocheux de la partie amont du bassin (Juvigné, 2010a).

De plus, le sommet des rochers de la Bilisse, situés un kilomètre en aval de la convexité, semble se rattacher au profil de la Statte en amont de la convexité, pour autant qu'on le prolonge par un segment de droite (Juvigné, 2010b).

La conclusion de l'auteur est que les rochers de la Bilisse ont été dégagés

par l'érosion accélérée de la Statte durant les 700 derniers milliers d'années, et que la cascade des Nutons marque l'avancée de cette phase d'érosion régressive. Nous rejoignons cet avis et considérons donc que la convexité de la Statte est un véritable knickpoint. L'âge de l'avancée de cette phase d'érosion dans le bassin versant de la Statte nous semble par contre surestimé, au vu des datations réalisées dans l'Amblève exposées au chapitre 3.

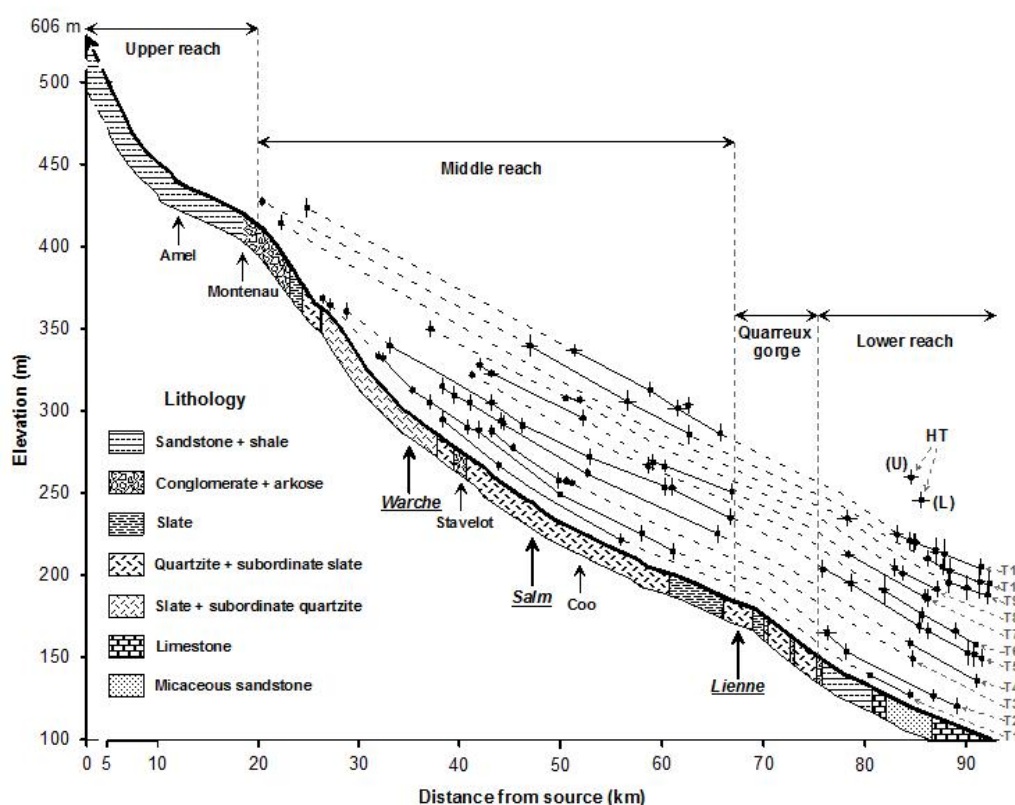


FIGURE 4.19 – Profil longitudinal de l'Amblève et de ses terrasses, montrant la convergence de ces dernières vers le knickpoint, situé 3.8 kilomètres en aval de Monteneau. La terrasse principale correspond au niveau T5 ou T6. Rixhon et Demoulin, sous presse.

L'Amblève

La nature régressive du knickpoint détecté sur l'Amblève est confirmée par le travail de Rixhon et Demoulin (sous presse). Ils ont reconstitué le profil longitudinal des terrasses de l'Amblève, et ont mis en évidence leur convergence vers le knickpoint (figure 4.19). De plus, selon eux, la variabilité des résistances des roches affleurant aux alentours du knickpoint permet

d'exclure une origine lithologique. Le knickpoint serait donc le point d'arrêt de la ou des vagues d'érosion régressive qui auraient provoqué l'encaissement de l'Amblève (Rixhon et Demoulin, sous presse).

4.5.5 Validation par comparaison avec le profil de la terrasse principale

Cette méthode a pu être appliquée aux bassins de la Lienne et de la Salm, ainsi qu'à certains petits affluents directs de l'Amblève et de l'Ourthe en amont de Noisieux.

Le bassin de la Lienne

Cette comparaison a abouti, faute d'éléments suffisants, à l'élimination de toutes les convexités identifiées dans le bassin de la Lienne. Cette suppression s'est réalisée comme suit. Tout d'abord, la figure 4.20 montre, en ajustant une droite sur les trois lambeaux de terrasses détectés, que les convexités 3 et 4 peuvent être rejetées, puisqu'elles se situent sous le niveau de la terrasse principale. Ensuite, bien que nous n'ayons aucune idée du profil en long de la terrasse principale en amont des trois lambeaux identifiés, il paraît peu probable que celui-ci ne rejoigne pas la plaine alluviale actuelle de la Lienne nettement en aval des convexités 6 et 7. Nous les avons donc, elles aussi, rejetées, puisqu'elles sont situées sur un tronçon de la Lienne qui ne s'est probablement plus incisé depuis l'époque de la terrasse principale. Le même raisonnement s'applique à la convexité détectée sur le ruisseau de Groumont (2), qui semble liée à une phase d'érosion antérieure à celle que nous étudions. Enfin, la convexité de la Chavanne ayant été précédemment rejetée, seule la convexité n°5 semble pouvoir être considérée comme un knickpoint utilisable dans le bassin de la Lienne, puisqu'elle se situe dans la zone de raccord probable entre la terrasse principale et la plaine alluviale actuelle. Néanmoins, cette convexité nous semble trop peu marquée pour correspondre à la phase d'incision majeure que nous étudions. Elle a donc elle aussi été rejetée.

Ces observations semblent montrer que, dans la vallée de la Lienne, la face du knickpoint se serait inclinée en progressant vers l'amont, pour quasiment se confondre avec la plaine alluviale actuelle probablement entre la confluence avec la Chavanne et celle avec le ruisseau de la Follerie. Cette probable atténuation du knickpoint nous empêche de le localiser précisément.

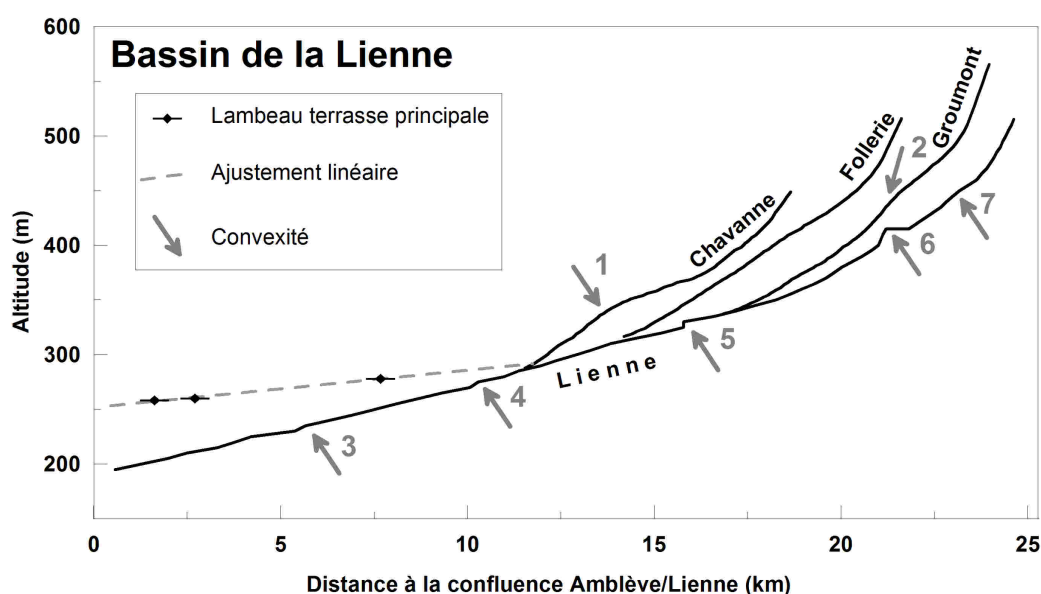


FIGURE 4.20 – Profils en long de la Lienne et de ses principaux affluents (en traits noirs) et profil hypothétique de la terrasse principale d’après la position de trois lambeaux détectés par Rixhon (Demoulin *et al.*, 2009), d’après les travaux de Vaneetveld (1959). L’ajustement linéaire permet d’estimer l’altitude minimale que devrait avoir la terrasse principale dans cette vallée. Le profil en long de la Lienne a été réalisé à partir des courbes de niveau des cartes topographiques de l’IGN à l’échelle 1/10 000, alors que les profils des affluents sont issus du MNT.

Le bassin de la Salm

Le même graphique a été réalisé pour le bassin de la Salm (figure 4.21). Si on se base sur l’ajustement linéaire réalisé sur les cinq lambeaux de terrasse identifiés, la partie amont de la Salm semble s’y raccorder au niveau de la convexité « amont », située à la confluence avec le ruisseau des Fanges. L’absence d’autre convexité majeure à proximité nous permet de valider cette dernière comme un véritable knickpoint marquant la progression de la vague d’érosion post-terrasse principale.

Concernant les affluents, aucune convexité présente sur leurs profils ne peut être validée avec certitude. Premièrement, le ruisseau des Fanges ainsi que le ruisseau de la Ronce (non représenté) confluent avec la Salm à proximité de la lèvre du knickpoint, si bien qu’il est peu probable que la vague d’érosion régressive considérée ici ait pénétré dans les vallées de ces deux affluents. Ensuite, bien qu’il soit possible qu’une des deux convexités du cours inférieur du ruisseau de Petit-Thier soit le knickpoint que nous cherchons, l’incertitude quant à la position de la terrasse principale entre le dernier lam-

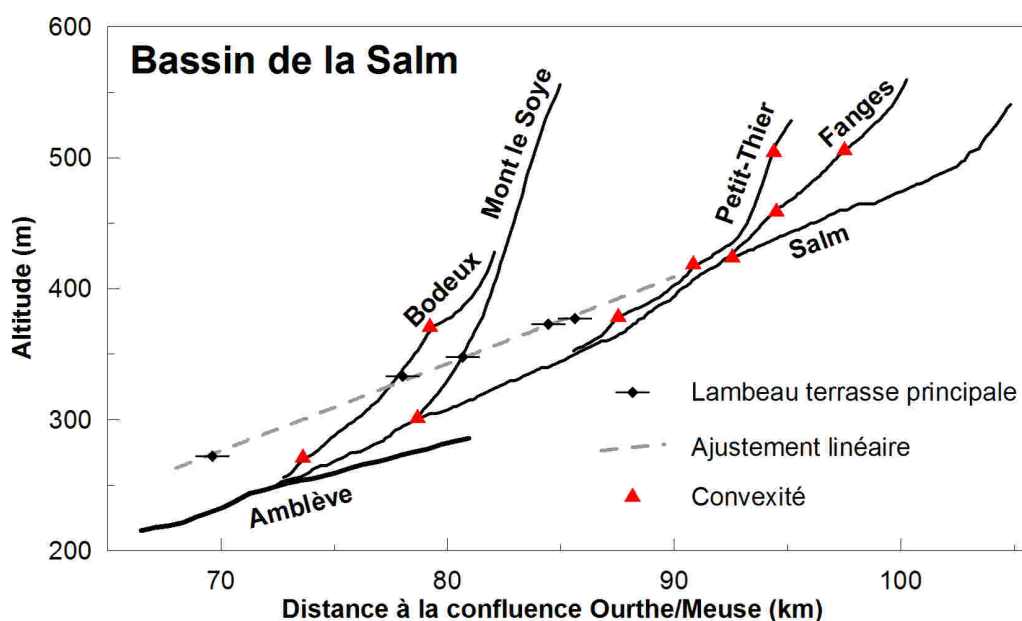


FIGURE 4.21 – Profil en long de la Salm, de ses principaux affluents (traits noirs) et profil hypothétique de la terrasse principale (trait gris discontinu), d'après la position de cinq lambeaux détectés par Rixhon dans la vallée de la Salm (Demoulin *et al.*, 2009), sur base des travaux de Fourrier (1960). Les profils ont été réalisés à partir d'un MNT.

beau de terrasse observé et le knickpoint de la Salm nous empêche de trancher en faveur de l'une ou l'autre convexité. Enfin, la dernière convexité n'ayant pas été discutée est la convexité du ruisseau de Bodeux située à proximité de la confluence avec la Salm. Son altitude bien inférieure à celle de la terrasse principale permet de l'exclure avec certitude.

Les autres affluents de l'Amblève

Le profil de l'Amblève et de ses terrasses réalisé par Rixhon et Demoulin (sous presse) permet de comparer l'altitude des knickpoints visibles sur trois petits affluents avec l'altitude de la terrasse principale. Celle-ci correspond, d'après les auteurs, aux niveaux T5 ou T6 de la figure 4.19. Un niveau unique n'a pu être identifié car l'allure typique du profil transversal, qui permet d'identifier la terrasse principale dans l'ensemble du MSR, ne se retrouve plus clairement dans la vallée de l'Amblève en amont des fonds de Quareux (Rixhon, com. pers.).

Quoi qu'il en soit, les knickpoints du Ninglinspo et de la Chefna se situent à une altitude bien supérieure à ces deux niveaux, puisqu'on les observe

respectivement à 335 et 310 mètres d'altitude, alors que ces deux niveaux, identifiés en aval et en amont des fonds de Quareux, culminent à environ 260 mètres d'altitude (T6) à proximité de la confluence avec la Lienne.

Enfin, le troisième knickpoint pour lequel une comparaison est possible est celui qui suspend la vallée du ruisseau de Bouen. Il se situe à 280 mètres d'altitude, ce qui correspond à l'altitude du niveau T5 à cet endroit.

Par conséquent, aucun de ces trois knickpoints ne peut être considéré avec certitude comme postérieur à la vague d'érosion post-terrasse principale puisqu'ils se situent tous à une altitude supérieure ou égale au niveau de terrasse de l'Amblève qui constitue notre repère. Nous n'en avons donc rejeté aucun.

Les affluents de l'Ourthe en amont de Noisieux

Les observations de Alexandre (1957) ont permis de comparer la position des knickpoints du fond de Royen et du ry de Bronze avec celle des lambeaux de la terrasse principale de l'Ourthe. Les trois knickpoints considérés se situent tous à une altitude nettement supérieure à celle des lambeaux, qui dominent la plaine alluviale actuelle de l'Ourthe d'environ 35 mètres. Aucun n'a donc été rejeté, ce qui ne signifie pas pour autant qu'ils correspondent avec certitude à la vague d'érosion post-terrasse principale.

4.5.6 Rivières présentant deux knickpoints non rejetés

Malgré les nombreuses méthodes qui viennent d'être utilisées pour valider les knickpoints et vallées suspendues détectés et présentés à la figure 4.14, certaines rivières présentent deux knickpoints successifs sur leur profil longitudinal sans qu'un des deux ait pu être exclu. Ce sont la Helle, la Hoëgne, le Bayehon, le Wayai et le fond de Royen. Il va de soi que, si l'origine régressive de ces knickpoints est avérée, ceux situés à l'amont correspondent à une ou plusieurs phase(s) d'incision plus ancienne(s) que ceux situés à l'aval.

Une hypothèse est que les knickpoints « amont » correspondent à la transition Tertiaire/Quaternaire, alors que les knickpoints « aval » correspondent à la vague d'incision qui nous intéresse. Il nous paraît difficile de démontrer cette hypothèse pour les knickpoints « amont ». Par contre, au vu du profil transversal typique des vallées du MSR présenté au chapitre 3 (figure 3.2), il nous semble possible d'affirmer qu'un knickpoint « aval » correspond à la vague d'incision post-terrasse principale s'il marque une transition nette entre une vallée évasée à l'amont et une vallée encaissée à l'aval.

Cette configuration a été observée dans les vallées de la Hoëgne et de la Helle et permet de valider leurs knickpoints « aval ». Aucune transition

nette n'a été observée dans les vallées du Wayai et du fond de Royen, leurs knickpoints ont donc été rejetés.

Concernant le Bayehon, la convexité la plus élevée délimite une transition nette entre une vallée évasée à l'amont et une vallée encaissée à l'aval (figure 4.22), alors que la convexité située dans la partie inférieure de la vallée se situe dans le fond des gorges initiées au niveau de la convexité supérieure. La représentation des pentes des versants des vallées affluentes de la Warche (figure 4.22, à gauche) confirme cette interprétation. C'est donc probablement la convexité du Bayehon la plus élevée qui constitue le knickpoint que nous recherchons.

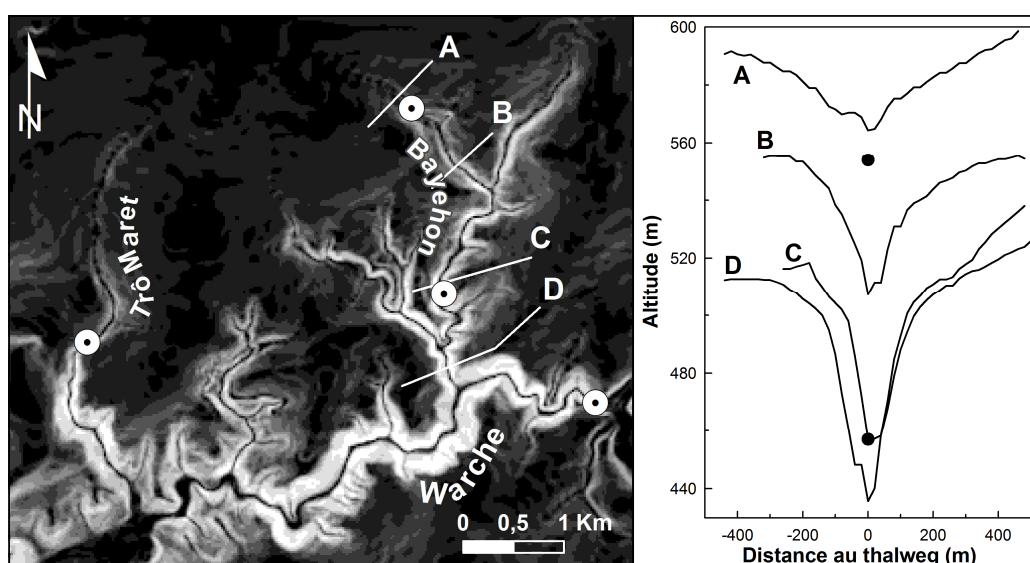


FIGURE 4.22 – Cartographie de la pente dans les vallées du Trô Maret et du Bayehon. Noir : 0 à 5° ; gris : 5 à 30° ; blanc : 30 à 65°. A droite, profils transversaux de la vallée du Bayehon (traits) et localisation altimétrique des convexités (points).

4.5.7 Conclusion : les données retenues

Parmi les 34 knickpoints et vallées suspendues identifiés initialement, 18 ont été rejetés par les méthodes de validation. Celles-ci ont également permis de considérer comme knickpoints véritables 5 convexités classées initialement comme « autres ». Cela donne finalement un ensemble de données comprenant 21 knickpoints et vallées suspendues, présenté à la figure 4.23.

Ce nombre peut sembler faible au regard du nombre trois fois plus élevé de cours d'eau analysés. Néanmoins, la figure 4.14 montre que, parmi les 64 cours d'eau que rassemble notre échantillon, seuls neuf présentent un profil

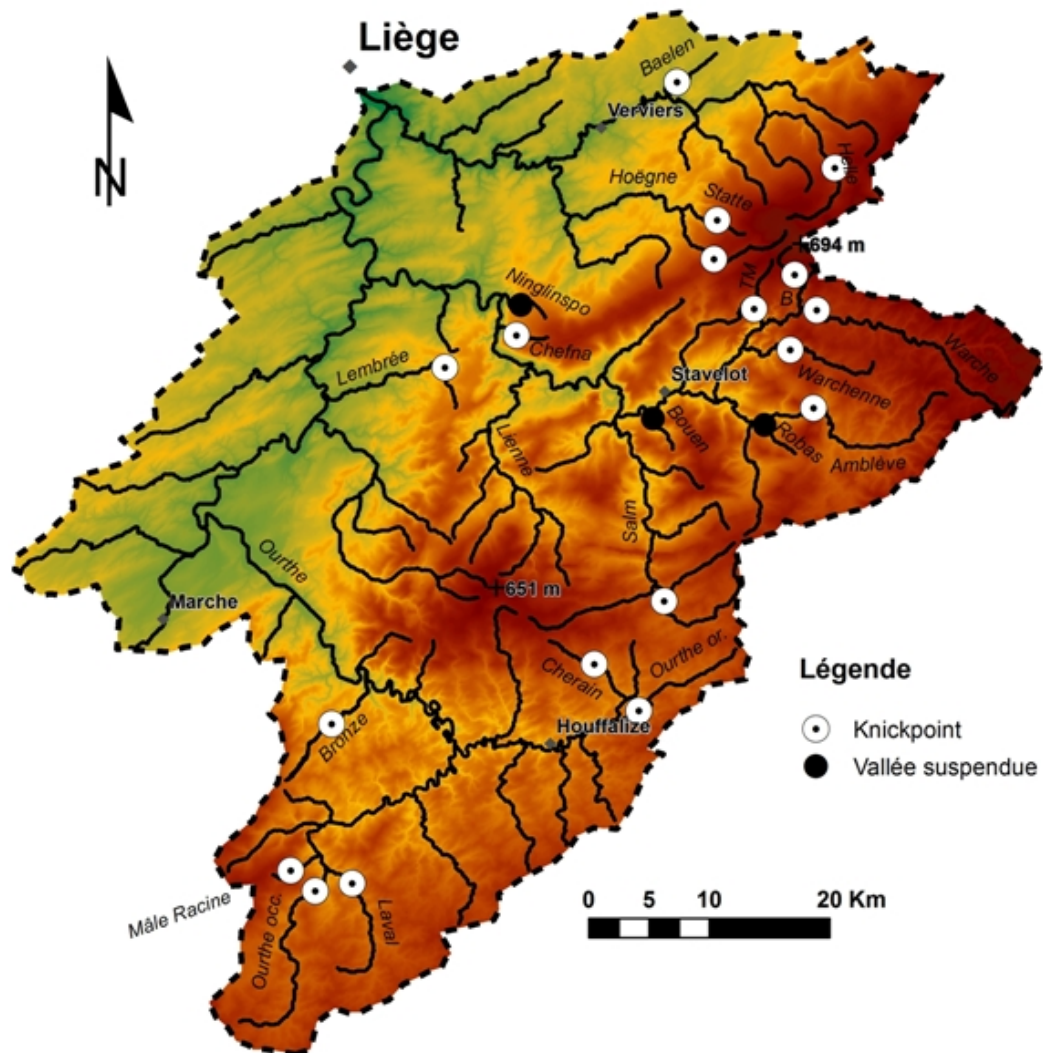


FIGURE 4.23 – Répartition des 21 knickpoints et vallées suspendues identifiés dans le bassin versant de l’Ourthe marquant très probablement l’avancée de la vague d’érosion responsable de l’abandon de la terrasse principale. TM = Trô Maret, B = Bayehon.

ajusté, dans lequel aucune convexité n'apparaît. Soit ces cours d'eau n'ont pas encore été atteints par la vague d'érosion régressive post-terrasse principale, soit un knickpoint s'y est propagé rapidement en raison d'un substratum plus tendre et a réajusté l'ensemble du profil longitudinal (c'est probablement le cas du Roannay), soit enfin la face du knickpoint s'est inclinée au point de ne plus être visible dans le profil longitudinal actuel, comme nous l'avons proposé pour la Lienne.

Les autres cours d'eau exploitables de l'échantillon présentent tous un profil en long non ajusté, soit par la présence d'une ou plusieurs convexités (47 cours d'eau), soit par un profil en long linéaire ou irrégulier (5 cours d'eau). Cette absence d'ajustement du profil a pu être mise en relation avec la vague d'érosion post-terrasse principale dans 21 cours d'eau, mais il n'est pas exclu que cette même vague d'érosion soit aussi responsable de l'absence d'ajustement du profil en long d'autres cours d'eau, pour lesquels la démonstration de cette influence est plus difficile.

La distribution spatiale des knickpoints et des vallées suspendues retenus mérite d'être commentée. Tout d'abord, cinq knickpoints ont été détectés sur des cours d'eau descendant du plateau des Hautes Fagnes. Ils marquent tous une transition vers une vallée fortement encaissée. Cependant, nous ne pensons pas qu'ils marquent la limite de la surface d'érosion pré-sénonienne, car des knickpoints plus anciens ont été observés plus à l'amont dans deux cas (sur la Hoëgne et la Helle).

Trois autres knickpoints ont été détectés en Haute Ardenne : sur la Warche, sur la Warchenne et sur l'Amblève. L'origine des deux premiers a été mise en relation avec la capture de la Warche, tout comme deux des knickpoints du plateau des Hautes Fagnes : celui du Trô Maret et celui du Bayehon.

Dans le bassin de l'Amblève, nous avons identifié trois vallées suspendues. Il s'agit des ruisseaux de Robas, de Bouen et du Ninglinspo. Ce sont tous de petits affluents directs de l'Amblève, dont la superficie du bassin versant varie entre neuf et dix kilomètres carrés. Le knickpoint de la Chefna a également été retenu. Il donne au profil en long de ce ruisseau une allure très proche d'une vallée suspendue, bien que le secteur à l'aval du knickpoint soit concave. La superficie du bassin versant de la Chefna est d'ailleurs proche de celle des vallées suspendues (8 km²). Un knickpoint de ce type a également été identifié dans la vallée d'un affluent de la Vesdre, le ruisseau de Baelen, dont le bassin versant couvre 26 kilomètres carrés. Enfin, un dernier knickpoint identifié dans le bassin de l'Amblève est celui de la Salm, situé six kilomètres en amont de Vielsalm.

Etrangement, nous n'avons pas détecté de knickpoints pouvant correspondre à la vague d'érosion post-terrasse principale en périphérie du plateau

des Tailles, qui constitue pourtant le second point culminant de notre zone d'étude. Un knickpoint a été détecté dans la vallée du ruisseau de Groumont, mais il semble plus ancien.

Si l'on se dirige vers l'Ourthe, en aval du barrage de Nisramont, deux knickpoints sont bien visibles dans des vallées affluentes ; il s'agit de la Lembrée et du ry de Bronze. Aucun knickpoint n'a pu être décelé dans les profils en long des affluents condruziens. Bien qu'ils soient marqués par de nombreuses convexités, les variations lithologiques liées à la structure plissée du Condroz incitent à la prudence lorsqu'il s'agit de les interpréter.

Enfin, cinq knickpoints ont été détectés en Ardenne centrale, aux extrémités supérieures des bassins versants de l'Ourthe occidentale et de l'Ourthe orientale. La distribution spatiale des knickpoints de l'Ourthe occidentale et des ruisseaux de Mâle Racine et de Laval nous semble tout à fait cohérente avec la progression vers l'amont d'une vague d'érosion régressive. Par contre, celle des knickpoints du ruisseau de Cherain et de l'Ourthe orientale est plus étrange. Bien qu'aucune méthode de validation n'ait conduit à son exclusion, le knickpoint du ruisseau de Cherain a peut-être une origine plus ancienne que celui de l'Ourthe orientale.

Remarquons pour terminer qu'aucune méthode n'a permis de valider l'âge des knickpoints identifiés dans le bassin de l'Ourthe occidentale, ni dans celui de l'Ourthe orientale. En effet, la terrasse principale n'a pas été identifiée dans ces vallées par des travaux précédents, si bien que nous ne sommes pas certains qu'elle ne rejoigne pas la plaine alluviale actuelle de ces deux rivières avant d'atteindre les knickpoints détectés. Néanmoins, l'allure des profils en long des rivières marquées par ces knickpoints nous a poussés à les conserver dans notre ensemble de données.

Chapitre 5

Observations de terrain

5.1 Introduction

Parmi les 21 knickpoints et vallées suspendues que nous avons identifiés et mis en relation avec la vague d'érosion régressive post-terrasse principale, cinq ont été validés sur le terrain. Nous présenterons dans ce chapitre nos observations relatives à chacun de ces knickpoints.

Des mesures de la largeur du lit mineur ont été effectuées sur quatre des cinq cours d'eau visités. Elles ont été réalisées à l'aide d'un décamètre et nous estimons leur précision à 30 centimètres.

5.2 Observations

5.2.1 Les knickpoints de la Hoëgne

Nous avons parcouru la Hoëgne sur huit kilomètres, depuis sa source jusqu'à proximité de la cascade Léopold II, dans le but d'observer les deux knickpoints détectés à partir de l'analyse des profils de pente. Précisons que la Hoëgne n'est nommée comme telle qu'en aval de Hockai. En amont, elle porte le nom de Polleur.

Le knickpoint « amont »

Le knickpoint le plus ancien ne se démarque pas sur le terrain des secteurs qui l'entourent. Il ne marque pas une transition, comme on aurait pu le penser, entre une surface d'érosion subhorizontale et un thalweg, mais est situé en aval d'un secteur où la vallée du Polleur est déjà bien marquée. En effet, sur environ 800 mètres, le ruisseau coule dans une vallée asymétrique

marquée par un versant raide en rive gauche, haut d’une vingtaine de mètres (l’escarpement de Beaulou, en orange sur la figure 5.1). Cet abrupt est le plus important du plateau des Hautes Fagnes, et son origine est attribuée à des processus périglaciaires (Collard et Bronowski, 2007). Le lit du ruisseau est formé de graviers auxquels s’ajoutent des blocs de quartzite non émoussés, que ce soit au pied de l’abrupt ou au niveau du knickpoint.

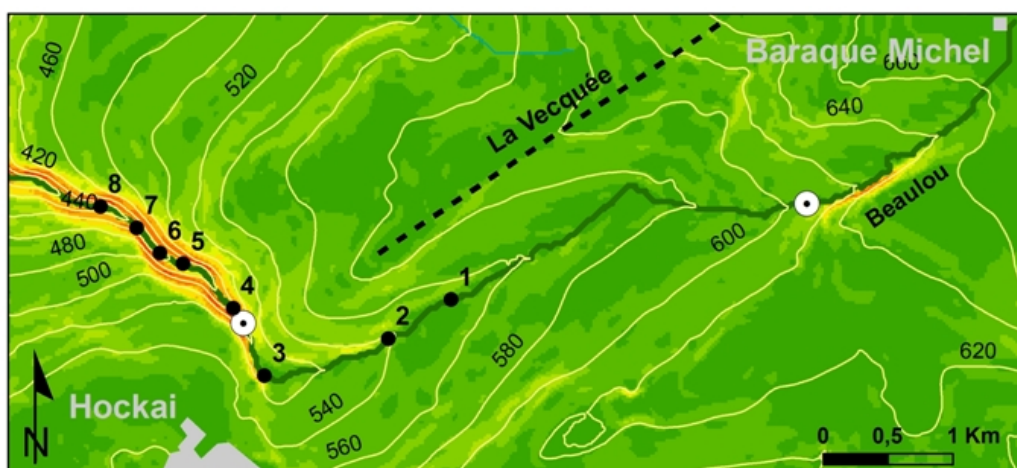


FIGURE 5.1 – La Hoëgne (trait vert foncé) de sa source à la cascade Léopold II (non représentée). La couleur représente l’intensité de la pente. Vert : 0 à 10° ; jaune : 10 à 17° ; orange : 17 à 60°. Ronds blancs et noirs : knickpoints ; ronds noirs : points de mesure.

Le knickpoint « aval »

Le knickpoint le plus récent est le knickpoint que nous avons retenu dans notre ensemble de données. Il marque une transition nette entre une vallée évasée à l’amont et des versants beaucoup plus raides à l’aval. Nous avons mesuré la largeur de la rivière sur environ 2 kilomètres de part et d’autre du knickpoint, dans le but de voir si ce type de mesure permet de le détecter et de le caractériser (figure 5.2). Nous allons décrire ces mesures ainsi que les caractéristiques morphologiques de la rivière de l’amont (point 1 sur la figure 5.1) à l’aval (point 8).

Du point 1 au point 3, le fond de la vallée est relativement plat et est encombré d’un dépôt hétérogène, attribué à une coulée boueuse (Collard et Bronowski, 2007). Le ruisseau est incisé de 0.5 à 2 mètres dans ce dépôt, dans lequel sont visibles des blocs de quartzite (figure 5.3 A), particulièrement nombreux entre les points 2 et 3, et donnant au fond de la vallée une allure de

pierrier. La largeur du lit mineur dans ce secteur est relativement constante et comprise entre 7 et 8 mètres. Au niveau du point 3, le ruisseau marque un coude et sa pente longitudinale commence à augmenter. Entre les points 3 et 4, la Hoëgne entre en contact direct avec ses versants et son lit est encombré de blocs atteignant jusqu'à 4 mètres de longueur (figure 5.3 B). Au niveau du point 4, la rivière coule sur la roche en place sur un secteur en pente forte de 60 mètres de longueur (figure 5.3 C). Ce secteur correspond à la position du knickpoint tel que nous l'avons détecté sur le profil de pentes (voir figure 5.2). La largeur du lit de la rivière diminue fortement et est inférieure à 4 mètres au niveau du knickpoint. En aval du point 4, la Hoëgne présente toujours une pente élevée et son lit est toujours encombré de blocs, néanmoins moins nombreux qu'entre les points 3 et 4. La largeur de la rivière est variable, notamment en fonction de l'importance de l'encombrement par les blocs. La roche en place n'affleure qu'en quelques secteurs, sous la forme de bancs relativement étroits en comparaison avec l'affleurement majeur observé au point 4. En aval du point 7, le style fluvial de la Hoëgne semble proche du *step-pool-system* (figure 5.3 D). Remarquons qu'un autre affleurement majeur est présent moins d'un kilomètre en aval du point 8, et consiste en une cascade de 5 mètres de hauteur (cascade Léopold II).

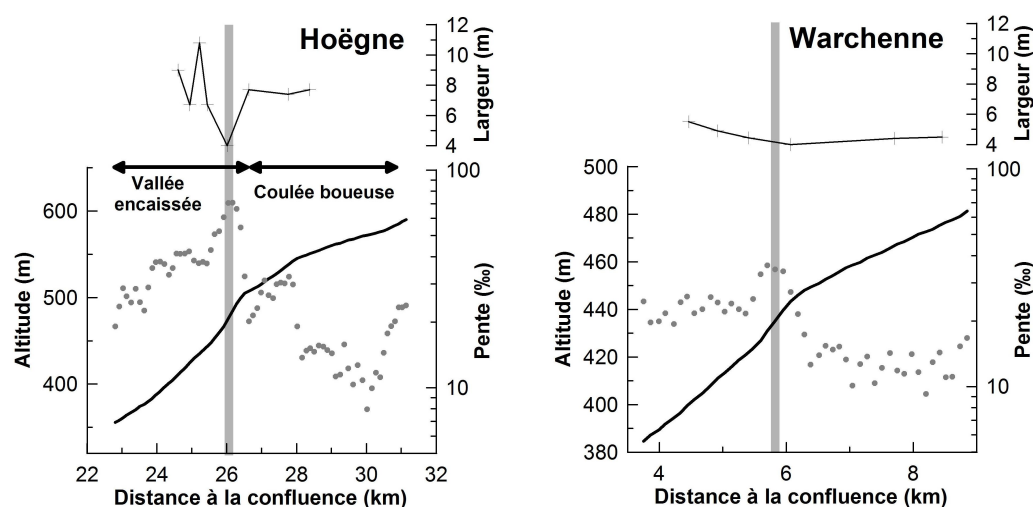


FIGURE 5.2 – Pente, altitude et largeur de la rivière à proximité du knickpoint de la Hoëgne et de celui de la Warchenne. Le rectangle gris marque la position du knickpoint.

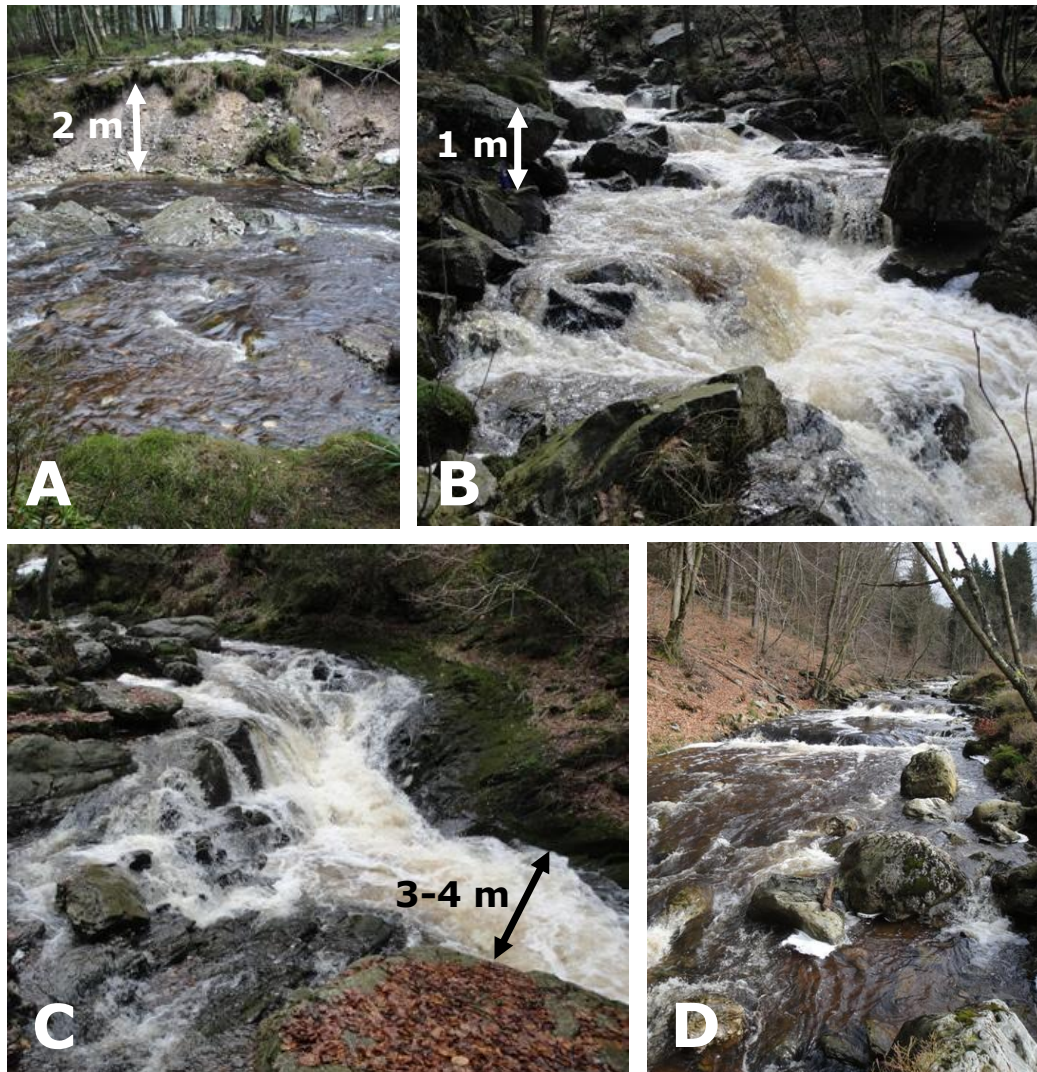


FIGURE 5.3 – La Hoëgne. A : en amont du knickpoint, le lit est incisé dans des dépôts de type coulée boueuse (point 1 sur la figure 5.1). B : secteur à blocs juste à l’amont du knickpoint. C : knickpoint. D : lit de type *step-pool-system*, 1.5 km en aval du knickpoint.

5.2.2 Le knickpoint du Bayehon

La vallée du Bayehon est remarquable en plusieurs points. Tout d'abord, 3 kilomètres en aval de la source du ruisseau, la vallée est encombrée d'une imposante coulée pierreuse. Cette coulée constitue un bourrelet de 750 mètres de longueur et de 80 à 100 mètres de largeur, bordé de chaque côté d'un ruisseau (figure 5.4 A). Le Bayehon coule du côté oriental et est un véritable torrent se frayant un chemin parmi les blocs de quartzite tombés du versant ou de la coulée. La roche en place apparaît par endroit dans le fond du lit. Ensuite, environ 150 mètres en amont de l'extrémité de la coulée, le Bayehon s'incise fortement dans le substratum (phyllades) sous la forme d'une cascade, sous laquelle se trouve un *plunge pool* (figure 5.4 B). La dénivelée entre le fond du *plunge pool* et le sommet de la cascade atteint 9 mètres (Collard et Bronowski, 2007). Il s'agit du knickpoint le plus marqué que nous ayons rencontré. En aval du knickpoint, la vallée est fortement encaissée jusqu'à la confluence avec la Warche.

5.2.3 Le knickpoint de la Warchenne

Le knickpoint de la Warchenne se situe au niveau de la « carrière de la Warchenne », sur la commune de Waimés. Le site étant privé, nous n'avons pas pu y accéder. Nous avons néanmoins parcouru la vallée en amont et en aval du knickpoint, en effectuant quelques mesures de largeur. Aussi bien en amont qu'en aval du knickpoint, la Warchenne est une rivière alluviale à méandres. Ceux-ci sont néanmoins plus développés en amont qu'en aval. D'après la carte topographique à l'échelle 1/10 000, la rivière pourrait être en contact direct avec les versants au niveau du knickpoint. La largeur de la rivière est à peu près constante sur les 2.5 kilomètres parcourus en amont du knickpoint, où elle vaut entre 4.0 et 4.5 mètres. En aval, la largeur augmente régulièrement et passe de 4.0 à 5.5 mètres (figure 5.2).

Un trait marquant, déjà évoqué au chapitre précédent, est le contrôle que semble exercer le substratum sur la position du knickpoint. En effet, la vallée de la Warchenne est traversée, au niveau de son knickpoint, par des roches correspondant à la base du Lochkovien (figure 5.5), qui est composée d'arkose. Cette arkose marque une véritable ligne de crête dans le paysage (trait tireté), qui pourrait bien avoir arrêté le knickpoint dans sa progression vers l'amont. Cet aspect nous a particulièrement marqué sur le terrain ; c'est pour cette raison que nous en faisons mention dans ce chapitre.



FIGURE 5.4 – Le Bayehon. A : coulée boueuse vue depuis l’aval, en direction du nord. La Bayehon coule le long du versant derrière la coulée, en rive gauche. Le knickpoint (non visible) est localisé à l’extrême droite du cliché. B : la cascade du Bayehon.

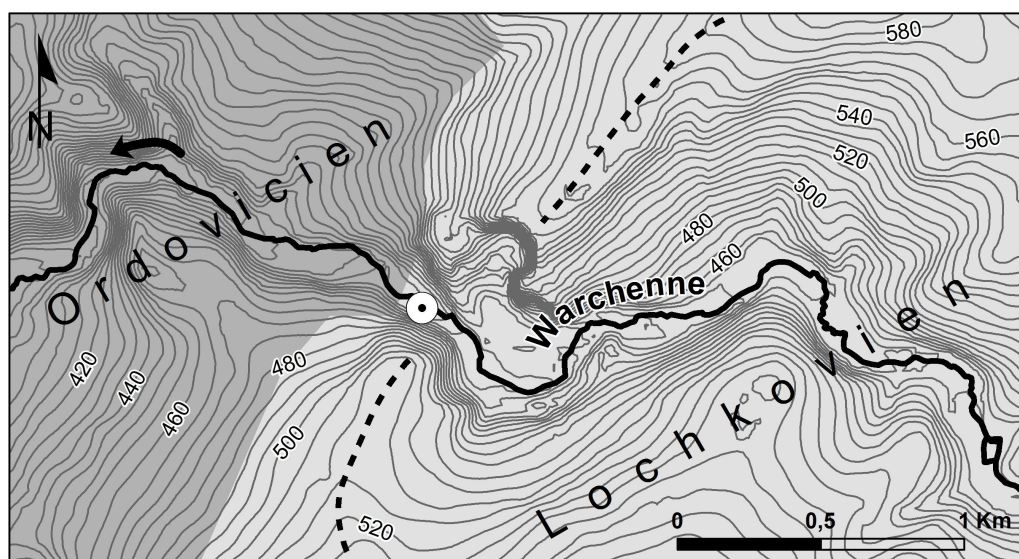


FIGURE 5.5 – Relation entre relief et substratum au niveau du knickpoint (rond blanc et noir) de la Warchenne. La flèche montre le sens d'écoulement ; les traits tiretés marquent la ligne de crête dont la position est contrôlée par le substratum.

5.2.4 Le knickpoint de l'Amblève

Nous avons parcouru le fond de la vallée de l'Amblève sur cinq kilomètres entre Monteneau et le lieu dit « A la Haye », le knickpoint étant situé 3.7 kilomètres en aval de Monteneau. Sur ces cinq kilomètres, la rivière coule au sein d'une plaine alluviale large de plusieurs dizaines de mètres, sans jamais être en contact avec le substratum. Le fond du lit est constitué de galets ainsi que, par endroits, de blocs de quartzite peu émousés dépassant rarement deux mètres de longueur. La largeur, mesurée sur huit sites, évolue vers l'aval de manière irrégulière, passant de 9.3 mètres à Monteneau à 8.8 mètres au niveau du knickpoint et atteignant 10.5 mètres au lieu dit « A la Haye ».

5.2.5 Le knickpoint de l'Ourthe occidentale

Le knickpoint de l'Ourthe occidentale se situe au niveau du village de Tonny, moins d'un kilomètre en amont d'Amberloup. A cet endroit, la rivière s'écoule dans une plaine alluviale de 200 mètres de largeur. En amont et en aval du knickpoint, le style fluvial de l'Ourthe occidentale correspond à de l'anabranchement. En effet, la rivière présente fréquemment deux ou trois bras, bien individualisés dans la plaine alluviale. A l'endroit même du knickpoint,

la plaine alluviale est trop anthropisée (présence d'un pont et d'un camping) pour identifier si la faible augmentation de pente caractérisant le knickpoint provoque ou non un changement dans le style fluvial. Néanmoins, il est certain que la rivière n'est pas en contact avec le bedrock à cet endroit.

5.2.6 Le knickpoint du ruisseau de Laval

Le knickpoint du ruisseau de Laval se situe à proximité du hameau de Fosset, 3.2 kilomètres en amont de la confluence avec l'Ourthe occidentale. Nous avons parcouru la vallée sur 2.5 kilomètres en amont du knickpoint et 1.5 kilomètre en aval. En amont du knickpoint, le ruisseau décrit de nombreux méandres dans sa plaine alluviale, dont la largeur varie entre 70 et 300 mètres. De l'anabranchement est également présente sur certains tronçons. Au niveau du knickpoint, le lit est subrectiligne sur une centaine de mètres et des blocs dépassent du fond du lit (figure 5.6). Le bedrock ne semble pas



FIGURE 5.6 – Le knickpoint du ruisseau de Laval. A titre d'échelle, la largeur de la rivière à cet endroit vaut 7.3 m.

être apparent. La vallée forme à cet endroit une cluse, probablement liée à

la présence de bancs de roche résistante comme dans le cas du knickpoint de la Warchenne, mais une plaine alluviale est toujours présente. En aval du knickpoint, la plaine alluviale s'élargit pour atteindre ~ 100 mètres de largeur, mais le ruisseau ne développe plus des méandres aussi marqués qu'en amont du knickpoint.

5.3 Synthèse

Le tableau 5.1 permet de comparer les caractéristiques des 5 knickpoints, observées et mesurées sur le terrain (affleurement du bedrock et largeur du lit mineur) ou calculées à partir du MNT (pente et aire drainée).

Tableau 5.1 – Synthèse des mesures et observations réalisées sur les cinq knickpoints. Les mesures de largeur en amont et en aval des knickpoints ont été effectuées à ~ 1 km de part et d'autre de ceux-ci.

Knickpoint	Aire drainée (km ²)	l amont (m)	l KP (m)	l aval (m)	Pente (/1000)	Bedrock
Hoëgne	15	7.4	4.0	6.7-10.8	71	oui
Bayehon	4	-	-	-	27	oui
Warchenne	17	4.2	-	5.5	36	-
Amblève	123	9.3	8.8	10.5	13	non
Ourthe oc.	96	8.5	7.9	8.4	11	non
Laval	70	7.3	7.4	7.7	10	non

Deux groupes bien distincts se dessinent.

Le premier rassemble des knickpoints où affleure la roche en place. Ils sont caractérisés par une pente forte, une aire drainée faible et une variabilité de la largeur du chenal en aval du knickpoint. Les knickpoints de la Hoëgne et du Bayehon font assurément partie de cette catégorie.

Le second groupe est caractérisé par des pentes faibles, un lit non rocheux et une largeur du lit mineur relativement peu variable aux alentours du knickpoint, souvent légèrement plus faible à son niveau qu'en amont et en aval. L'aire drainée au niveau de ces knickpoints est plus élevée que dans le groupe précédent. Nous rassemblons dans ce groupe les knickpoints de l'Amblève, de l'Ourthe occidentale et du ruisseau de Laval.

Le knickpoint de la Warchenne semble occuper une position intermédiaire. Sa pente forte et sa faible aire drainée le rapprochent des knickpoints de la Hoëgne et du Bayehon. Néanmoins, nous avons montré que la largeur du lit mineur varie peu et de manière très régulière à l'aval du knickpoint

(figure 5.2). De plus, bien que nous n'ayons pas pu prospecter un tronçon de 500 mètres de longueur où se situe le knickpoint, une plaine alluviale a été observée partout, y compris aux extrémités de ce tronçon.

5.4 Conclusion

Les observations de terrain ont permis d'observer des différences marquées entre les knickpoints. Certains sont de véritables knickpoints rocheux, traduisant probablement une érosion active du fond du lit, alors que d'autres semblent fossilisés sous une nappe alluviale, et donc totalement inactifs à l'heure actuelle. Ces différences pourraient traduire un contraste régional entre, d'une part, des knickpoints rocheux actifs ceinturant le plateau des Hautes Fagnes et, d'autre part, des knickpoints « fossiles » ailleurs. Néanmoins, nos observations concernent un nombre beaucoup trop faible de knickpoints, d'ailleurs trop peu dispersés dans l'espace, pour permettre de valider cette hypothèse.

Chapitre 6

Modélisation par le modèle d'incision *stream power*

6.1 Introduction

6.1.1 Objectif

L'objectif de la modélisation est de calculer une distribution théorique des knickpoints du bassin de l'Ourthe, à partir d'une équation simple, basée sur des processus physiques, pour ensuite la comparer avec leur distribution réelle. Il sera ainsi possible de mesurer un résidu d'ajustement pour chaque knickpoint. Ces résidus seront, au chapitre suivant, mis en relation avec différents indices pour tenter d'établir une corrélation entre d'une part le retard ou l'avance des knickpoints observés par rapport à la distribution théorique que nous aurons développée et, d'autre part, le rôle des confluences.

6.1.2 Calage temporel du démarrage de l'incision

Les seules données précises dont nous disposons pour estimer l'époque à laquelle la vague d'érosion régressive post-terrasse principale a franchi l'exutoire du bassin de l'Ourthe, c'est-à-dire la confluence entre la Meuse et l'Ourthe, sont les datations de Rixhon, présentées au chapitre 3, page 38. Elles permettent d'affirmer que le knickpoint, puisque c'est de lui dont il s'agit, a franchi cette confluence il y a 400 ka à ~ 630 ka.

6.2 Méthode

6.2.1 Equation utilisée

L'équation utilisée donne la vitesse instantanée de recul d'un knickpoint en fonction de l'aire drainée. Il s'agit de l'équation (2.9) présentée au chapitre 2, page 19. Pour rappel, cette équation est issue du modèle d'incision des rivières *stream power* ($E = KA^m S^n$), auquel on attribue une valeur unitaire à l'exposant n . Ainsi, le modèle devient

$$\frac{\delta z}{\delta t} = KA^m \frac{\delta z}{\delta x}, \quad (6.1)$$

ce qui permet, selon Berlin et Anderson (2007) notamment, de trouver la vitesse instantanée de recul du knickpoint (c) telle que

$$c = KA^m. \quad (6.2)$$

Le choix d'attribuer une valeur unitaire à n implique que le knickpoint ait reculé parallèlement à lui-même, sans se dégrader (Crosby *et al.*, 2007). Cette condition semble avoir été respectée dans le bassin de l'Ourthe. En effet, (1) les datations de Rixhon montrent clairement que l'incision dans le bassin de l'Ourthe depuis l'époque de la terrasse principale s'est réalisée selon une vague d'érosion régressive, et (2), l'allure de nombreux profils longitudinaux actuels montre que le knickpoint est toujours visible aujourd'hui, et donc qu'il ne s'est probablement pas estompé significativement au cours de sa progression vers l'amont.

Pour rappel, les coefficients K et m ont une signification bien distincte. Le coefficient K rassemble l'influence de nombreux facteurs : la forme du chenal, la rugosité, la relation magnitude/fréquence relative à la notion de débit dominant et la résistance des roches à l'érosion. L'exposant m incorpore lui l'effet du relief sur les précipitations et par conséquent sur le débit ainsi que le taux d'évolution de la largeur du chenal lorsque l'on progresse vers l'aval (Sklar et Dietrich, 1998).

Enfin, remarquons que le modèle *stream power* est un modèle de type *detachment limited*. Cela signifie qu'il ne s'applique qu'à des rivières à lit rocheux, où la capacité de transport du chenal dépasse la charge sédimentaire qui lui est imposée. Pour la majorité des rivières ardennaises, ces conditions ne sont pas remplies aujourd'hui et ne l'ont probablement jamais été pendant la majeure partie du Quaternaire. Néanmoins, comme les vallées ardennaises le démontrent, une incision a bien eu lieu. Par conséquent, pendant les courtes périodes où elle fut active, les rivières ont nécessairement dû être en contact avec le substrat rocheux, du moins en ce qui concerne la face du knickpoint. C'est pourquoi nous pensons que le modèle *stream power* est applicable ici.

6.2.2 Principe

L'équation (6.2) implique que la vitesse d'un knickpoint diminue au fur et à mesure que celui-ci progresse vers l'amont. La diminution de l'aire drainée n'étant pas continue (voir figure 6.1), il est impossible d'en rendre compte analytiquement. La modélisation numérique permet, elle, de rendre compte du caractère discontinu de cette diminution en extrayant une valeur d'aire drainée pour un nombre fini de segments du cours d'eau. On peut ainsi calculer, par l'équation (6.2), la vitesse instantanée d'un knickpoint en chaque segment et modéliser sa progression dans un réseau hydrographique.

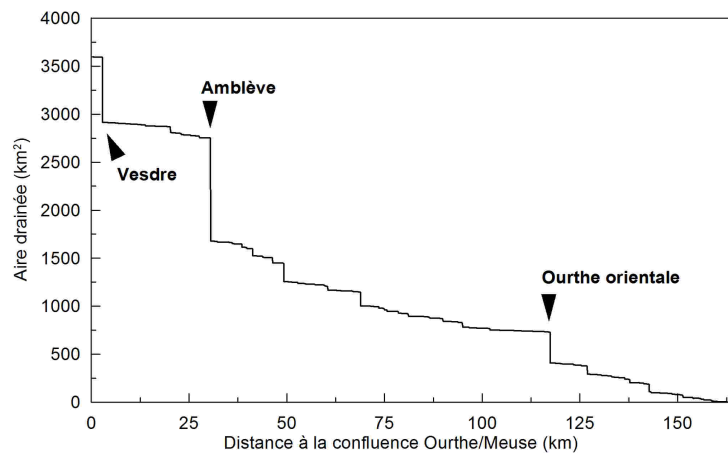


FIGURE 6.1 – Diminution non continue de l'aire drainée le long d'un cours d'eau. Exemple de l'Ourthe, prolongée vers l'amont par l'Ourthe occidentale. Les triangles indiquent les principales confluences, qui correspondent à des sauts majeurs d'aire drainée.

Dans notre cas, l'aire drainée a été extraite du MNT lors de la production des profils en long (voir section 4.2). La longueur de chaque segment correspond donc à la longueur du cours d'eau sur chaque pixel traversé, et varie donc entre 20 mètres (traversée selon une direction nord-sud ou est-ouest) et 28.3 mètres (traversée selon la diagonale du pixel).

6.2.3 Paramétrisation

La paramétrisation consiste à déterminer la combinaison des paramètres K et m permettant de rendre compte de la manière la plus satisfaisante possible de la distribution des knickpoints du bassin de l'Ourthe, en fonction de leur localisation réelle et du calage temporel de la vague d'incision. Nous commencerons par décrire la méthode renseignée dans la littérature, puis expliciterons la méthode que nous avons utilisée.

Méthode présentée dans la littérature : paramétrisation basée sur les écarts de distance

La méthode généralement utilisée est appelée *brute force two-parameters search* (Stock et Montgomery, 1999 ; Berlin et Anderson, 2007). Elle consiste, dans le cas de l'équation (6.2), à faire varier K et m et à calculer la position des knickpoints pour chaque couple de valeurs différentes (K, m) , sur base du même temps de parcours, défini *a priori* à partir des données de terrain. Par exemple, si l'on utilise 100 valeurs différentes pour K et 20 valeurs différentes pour m , on obtient 2000 distributions spatiales des knickpoints différentes, issues de 2000 modélisations. Le principe est de mesurer, pour chacune, l'écart entre la position observée et la position modélisée de chaque knickpoint. On calcule alors, pour chaque modélisation, la somme des carrés de ces écarts. La meilleure combinaison de valeurs pour K et m est celle qui minimise la somme des carrés de ces écarts.

Méthode utilisée : paramétrisation basée sur les écarts temporels

Alors que la méthode précédente est basée sur la minimisation des écarts de distance entre les positions réelles et les positions modélisées des knickpoints, l'approche que nous allons utiliser se base sur leurs temps de parcours. Le principe est le suivant : puisque les knickpoints sont tous actuels ($t = 0$) et que l'on suppose qu'ils sont tous issus d'une même vague d'incision ayant franchi la confluence Meuse/Ourthe il y a un temps T_{vrai} , ils ont tous mis exactement le même temps pour atteindre leurs positions actuelles. Dans ce cas, la meilleure combinaison de valeurs pour K et m est celle qui minimisera les écarts entre les temps de parcours modélisés pour que chaque knickpoint arrive à sa position réellement observée. Nous n'allons donc pas calculer la distance que ces derniers auraient dû parcourir en un temps T_{vrai} depuis la confluence Meuse/Ourthe, mais bien le temps qu'ils auraient chacun dû mettre pour atteindre leurs positions actuelles.

Le temps t_i nécessaire à un knickpoint pour traverser un pixel i d'aire drainée A_i sur une distance Δx_i vaut, selon l'équation (6.2) :

$$t_i = \frac{1}{K A_i^m} \Delta x_i.$$

Ainsi, le temps de parcours modélisé total du knickpoint j , entre la confluence Meuse/Ourthe et sa position actuelle, vaut

$$T_j = \sum_{i=1}^n \frac{1}{K A_i^m} \Delta x_i \quad (j = 1, \dots, p) \quad (6.3)$$

où n est le nombre de pixels traversés par le knickpoint j et p le nombre de knickpoints dont on désire modéliser la position. Puisque l'on considère que K est constant dans l'ensemble du bassin, on peut écrire (6.3) sous la forme

$$T_j = \frac{1}{K} \sum_{i=1}^n \frac{1}{A_i^m} \Delta x_i.$$

Pour faciliter l'écriture, définissons pour chaque knickpoint j le « temps brut » (Tb_j), tel que

$$Tb_j = \sum_{i=1}^n \frac{1}{A_i^m} \Delta x_i. \quad (6.4)$$

Ce temps brut correspond au temps de parcours modélisé pour une valeur unitaire de K , et est relié au temps de parcours modélisé T_j par la relation

$$Tb_j = K \times T_j. \quad (6.5)$$

Ensuite, les knickpoints ayant tous le même âge, on recherche les valeurs de K et m telles que la variabilité des T_j soit minimale. Pour mesurer cette variabilité, nous n'allons pas calculer la variance des T_j pour chaque couple (K, m) . En effet, la variance est dépendante de la moyenne, c'est-à-dire du temps de parcours modélisé moyen des knickpoints. Or ce temps de parcours modélisé moyen varie de plusieurs ordres de grandeur selon que l'on utilise pour K et m par exemple $(10^{-7}, 0.2)$ ou $(10^{-7}, 1.3)$. Nous avons donc choisi de calculer non pas la variance des T_j mais bien celle des T_j divisés par leur moyenne. Cette variance des temps de parcours standardisés (σ_{stand}^2) mesure ainsi la variabilité relative des T_j pour chaque couple (K, m) , et non leur variabilité absolue. Elle nous semble être un paramètre adéquat pour résoudre notre problème.

La paramétrisation consiste donc à minimiser l'expression

$$\sigma_{stand}^2 = \frac{1}{p} \sum_{j=1}^p \left[\frac{T_j}{\overline{T}} - \overline{\left(\frac{T}{\overline{T}} \right)} \right]^2. \quad (6.6)$$

On peut montrer que $\overline{\left(\frac{T}{\overline{T}} \right)} = 1$. En utilisant (6.5), l'expression (6.6) devient

$$\sigma_{stand}^2 = \frac{1}{p} \sum_{j=1}^p \left(\frac{\frac{1}{K} Tb_j}{\frac{\sum_{j=1}^p \frac{1}{K} Tb_j}{p}} - 1 \right)^2. \quad (6.7)$$

On peut voir que les paramètres K dans l'équation (6.7) se simplifient, si bien que l'expression à minimiser ne contient plus qu'un paramètre à

déterminer, m , conditionnant la valeur des temps bruts. La variance des temps de parcours standardisés peut donc s'écrire

$$\sigma_{stand}^2 = \frac{1}{p} \sum_{j=1}^p \left(\frac{Tb_j}{\overline{Tb}} - 1 \right)^2. \quad (6.8)$$

Pratiquement, la minimisation de l'expression (6.8) consiste d'abord à calculer un temps brut Tb_j pour chaque knickpoint et pour m variant sur, par exemple, vingt valeurs entre 0.2 et 1.3, fourchette choisie d'après les valeurs habituellement rencontrées dans la littérature. On obtient alors, pour chaque valeur de m , p temps bruts Tb_j suivant l'équation (6.4). On calcule ensuite σ_{stand}^2 pour chaque valeur de m via l'équation (6.8). La valeur retenue est celle qui minimise σ_{stand}^2 .

Une fois que le paramètre m est ajusté, nous pouvons ensuite déterminer la valeur de K . A partir de l'équation (6.5), on peut écrire pour un knickpoint j donné

$$K = \frac{Tb_j}{T_j}$$

Puisque, d'une part, nous considérons que K est constant dans la zone d'étude et que, d'autre part, la moyenne des temps modélisés doit être égale au temps de parcours réel T_{vrai} , on a

$$K = \frac{\overline{Tb}}{\overline{T}} = \frac{\overline{Tb}}{T_{vrai}} \quad (6.9)$$

K est donc, dans l'étape de paramétrisation, un simple facteur de proportionnalité dépendant uniquement de T_{vrai} , c'est-à-dire du calage temporel du démarrage de l'incision.

6.2.4 Identification des résidus du modèle

Tout comme la paramétrisation, la mesure des résidus peut être réalisée sur base des distances modélisées pour un T_{vrai} donné, ou sur base de temps de parcours modélisés pour des distances réelles D_j .

Le premier type de mesure consiste à mesurer, pour chaque knickpoint, la distance entre sa position observée et sa position modélisée. Cette mesure nous semble inappropriée pour comparer l'ajustement des différents knickpoints. En effet, dans le cas de deux knickpoints drainant des superficies très différentes (par exemple ceux de la Chefna (4.65 km²) et de l'Ourthe occidentale (95.9 km²)), un même écart spatial entre les positions observées et modélisées correspond à des intervalles de temps très différents, puisque la

vitesse de propagation des knickpoints est, d'après le modèle utilisé, fonction de A . Or nous cherchons à démontrer le rôle des confluences comme élément retardant les knickpoints au cours de leur propagation. La mesure correcte de temps de retard est donc essentielle.

Nous avons donc privilégié la mesure d'intervalles de temps, qui consiste théoriquement à calculer pour chaque knickpoint la différence entre T_{vrai} et T_j . Puisque nous avons imposé que $\bar{T}$ soit égal à T_{vrai} , nous pouvons mesurer, pour chaque knickpoint, l'écart entre la moyenne des temps de parcours modélisés $\bar{T}$ et son temps de parcours modélisé propre T_j . Au vu de l'incertitude pesant sur la calage temporel (section 6.1.2), nous avons préféré mesurer des écarts relatifs, exprimés en pour cent, plutôt que des écarts absolus. Ces écarts e_j sont tels que

$$e_j = \frac{\bar{T} - T_j}{\bar{T}} \times 100. \quad (6.10)$$

L'équation (6.5) nous permet d'écrire (6.10) sous la forme

$$e_j = \frac{K \times \bar{T}b - K \times T_j b}{K \times \bar{T}b} \times 100,$$

d'où

$$e_j = \frac{\bar{T}b - T_j b}{\bar{T}b} \times 100. \quad (6.11)$$

L'équation (6.11) montre que les écarts relatifs que nous avons choisis de mesurer sont indépendants du calage temporel de l'incision, puisqu'ils sont indépendants de K qui est le seul paramètre prenant en compte le calage temporel T_{vrai} . m est donc le seul paramètre indispensable dans l'équation de la vitesse c (6.2) pour déterminer les écarts temporels relatifs e_j associés aux knickpoints.

6.3 Résultats

6.3.1 Paramétrisation

Les résultats de la recherche du paramètre m sont présentés à la figure 6.2. Pour m variant par pas de 0.1 unité, le meilleur ajustement a lieu pour $m = 0.5$. Un ajustement plus précis a été réalisé en faisant varier m par pas de 0.01 unité, et donne le meilleur ajustement pour $m = 0.51$.

A partir de ce résultat, nous avons ajusté le paramètre K . Deux valeurs ont été ajustées : l'une correspond à la valeur maximale de T_{vrai} , c'est-à-dire 630 ka, l'autre à sa valeur minimale, c'est-à-dire 400 ka.

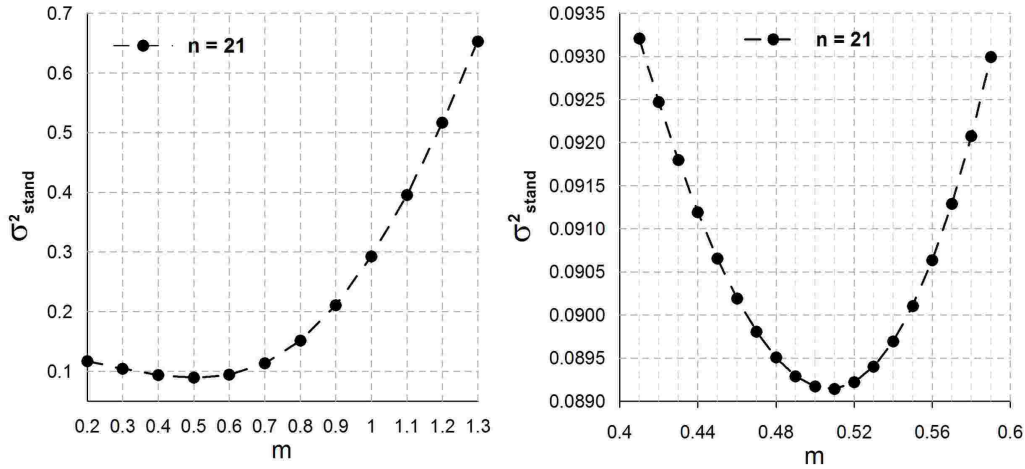


FIGURE 6.2 – Variance des temps de parcours modélisés bruts Tb_j standardisés, en fonction de m . A gauche, variation de m par pas de 0.1 unité entre 0.2 et 1.3. A droite, variation de m par pas de 0.01 unité entre 0.41 et 0.59.

Les temps bruts pour $m = 0.51$ sont présentés au tableau 6.1. Leur moyenne $\overline{Tb}$ vaut $3.37 \text{ m}^{-0.02}$. L'unité de ces temps bruts est surprenante et consiste en des mètres à la puissance $(1 - 2m)$. Elle est expliquée par notre définition des temps bruts (voir équation (6.4)). C'est le facteur K , par ses unités, qui permet de transformer les temps bruts en véritables mesures de temps, exprimées dans la même unité que T_{vrai} .

Tableau 6.1 – Temps bruts modélisés pour les 21 knickpoints avec $m = 0.51$. L'unité est le $\text{m}^{(1-2m)}$, soit dans le cas présent $\text{m}^{-0.02}$. Cette unité est arbitraire puisqu'elle fait abstraction de K . Pour avoir T exprimé en années, étant donné que $T = \frac{Tb}{K}$, K est exprimé en $\text{m}^{-0.02} \text{ an}^{-1}$.

Knickpoint	Tb	Knickpoint	Tb	Knickpoint	Tb
Baelen	2.04	Warchenne	3.41	Lembrée	3.10
Helle	4.13	Amblève	2.80	Bronze	3.09
Hoëgne	3.77	Robas	2.69	Mâle racine	5.01
Statte	3.83	Bouen	1.82	Ourthe occ.	4.11
Trô Maret	3.13	Salm	3.10	Laval	4.20
Bayehon	4.20	Chefna	1.70	Ourthe or.	4.33
Warche	3.14	Ninglinspo	1.89	Cherain	5.22

Enfin, une fois $\overline{Tb}$ connu, l'équation (6.9) a permis de calculer les valeurs extrêmes de K , valant $5.34 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-0.02} \text{ ans}^{-1}$ pour $T_{vrai} = 630 \text{ ka}$ et $8.42 \cdot 10^{-6}$

$\text{m}^{-0.02} \text{ans}^{-1}$ pour $T_{\text{vrai}} = 400 \text{ ka}$. Dans la suite de ce chapitre, lorsque nous exprimerons les temps de parcours modélisés en valeur absolue, nous utiliserons pour simplifier l'écriture une valeur unique pour K , associée à une valeur intermédiaire de T_{vrai} égale à 500 ka, soit $K = 6.73 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-0.02} \text{ans}^{-1}$.

Les paramètres K et m étant connus, il a été possible de calculer, à partir de l'aire drainée, la vitesse modélisée des knickpoints (c) en tous points du réseau hydrographique (figure 6.3).

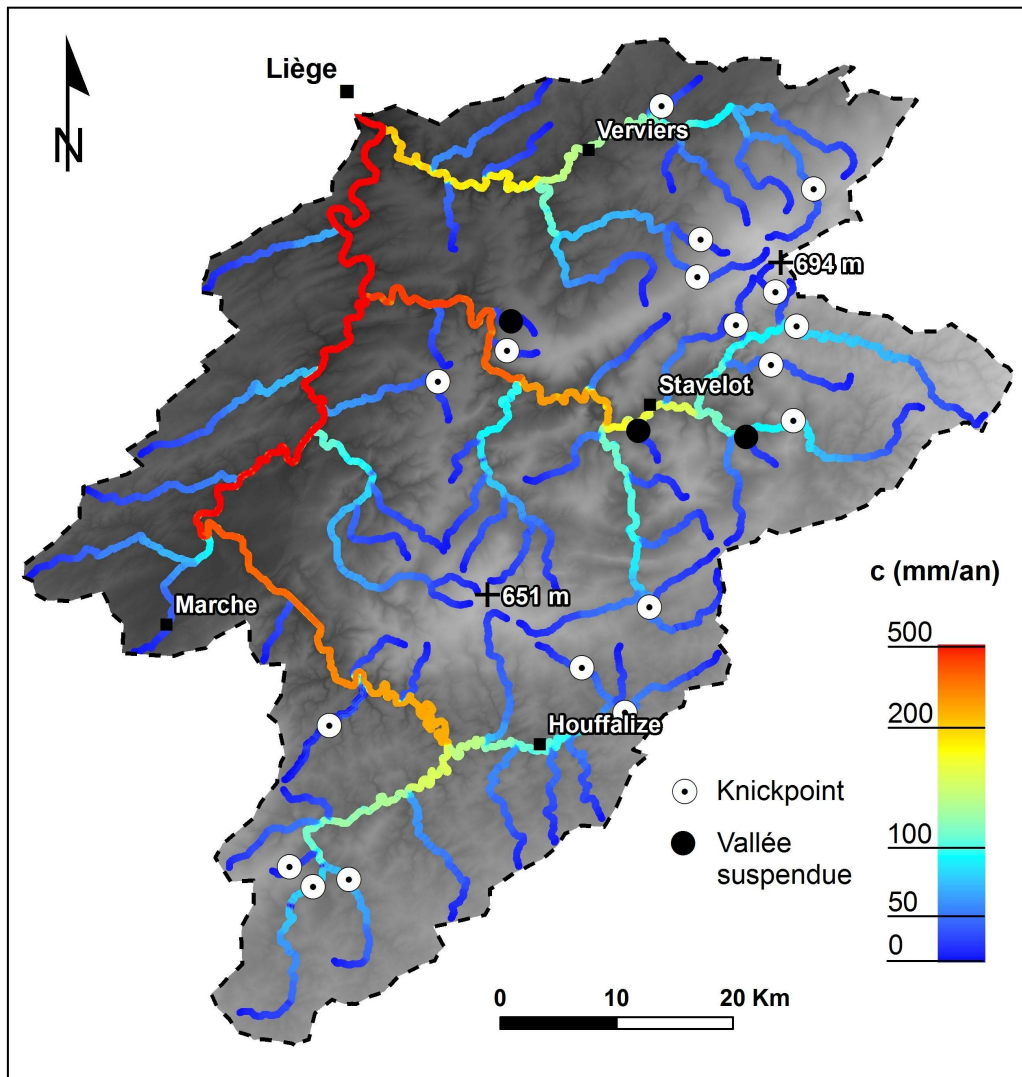


FIGURE 6.3 – Vitesse modélisée des knickpoints selon l'équation $c = K A^m$, pour $T_{\text{vrai}} = 500 \text{ ka}$.

6.3.2 Résidus du modèle

A partir des temps de parcours bruts, un écart à la moyenne a pu être calculé pour chaque knickpoint suivant l'équation (6.11). Un écart positif correspond à un knickpoint dont le temps de parcours modélisé est inférieur à la moyenne. Le modèle prédit donc qu'il aurait fallu à ce knickpoint un temps inférieur à la moyenne pour atteindre sa position actuelle. La moyenne des temps de parcours modélisés étant égale au temps de parcours réel des knickpoints, ce knickpoint est en retard par rapport à la prédiction du modèle. Inversement, un knickpoint ayant un écart négatif à la moyenne est en avance par rapport à la prédiction du modèle.

Ces écarts à la moyenne constituent les résidus de la modélisation. Ils peuvent être exprimés soit en pour cent, soit en années. Comme nous l'avons dit à la section précédente, le fait de les exprimer en années induit un choix arbitraire d'une valeur pour T_{vrai} , que nous avons fixée à 500 ka. Cela implique que les écarts au modèle exprimés en années, rassemblés dans le tableau 6.2, ne sont que des estimations.

Lorsqu'un modèle prédit de manière satisfaisante un phénomène observé, la distribution des résidus entre les observations et le modèle est proche d'une loi normale. La figure 6.4 présente la distribution des résidus de notre modélisation. Un test de Shapiro-Wilk a été réalisé et montre qu'on ne peut pas rejeter l'hypothèse selon laquelle la distribution des résidus suit une loi normale ($W = 0.958, p = 0.476$). Cependant, la normalité de la distribution des résidus est une condition nécessaire mais pas suffisante pour considérer qu'un modèle est satisfaisant. Au vu de la grande étendue de la distribution des résidus (de -55% à $+50\%$ par rapport au temps de parcours moyen), nous considérons que la prévision du modèle n'est pas satisfaisante.

Tableau 6.2 – Résidus de la modélisation par le modèle $c = K A^m$, exprimés en ka pour $T_{vrai} = 500$ ka.

Knickpoint	$\bar{T} - T_j$	Knickpoint	$\bar{T} - T_j$	Knickpoint	$\bar{T} - T_j$
Baelen	197	Warchenne	-6	Lembrée	39
Helle	-114	Amblève	85	Bronze	41
Hoëgne	-60	Robas	101	Mâle racine	-245
Statte	-69	Bouen	230	Ourthe occ.	-110
Trô Maret	35	Salm	39	Laval	-124
Bayehon	-123	Chefna	248	Ourthe or.	-143
Warche	34	Ninglinspo	219	Cherain	-275

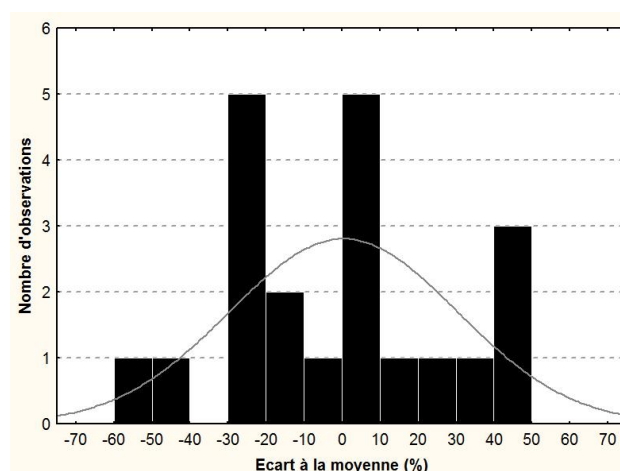


FIGURE 6.4 – Histogramme des écarts à la moyenne des temps bruts pour les 21 knickpoints. Ces écarts constituent les résidus de la modélisation. La courbe grise présente la distribution normale associée.

La figure 6.5 présente la distribution spatiale des écarts à la moyenne des temps de parcours. Ces écarts ne semblent pas se distribuer aléatoirement dans l'espace. En effet, des ensembles se dessinent en fonction des principaux bassins versants.

Dans le bassin de la Vesdre, les trois knickpoints situés en bordure du plateau des Hautes Fagnes sont en avance par rapport à la moyenne.

Dans le bassin de l'Amblève, tous les knickpoints sont en retard, à l'exception de celui du Bayehon. Les retards les plus importants (entre 20 et 50 pour cent du temps de parcours moyen, soit entre 100 ka et 250 ka) concernent les knickpoints marquant une vallée suspendue (Ninglinspo, Bouen et Robas) ou une configuration fort similaire (Chefna). Dans le bassin de la Vesdre, le retard du knickpoint du ruisseau de Baelen, ainsi que la forme du profil en long du ruisseau, le classent dans la même famille.

Dans les bassins de l'Ourthe occidentale et de l'Ourthe orientale, les temps de parcours modélisés des knickpoints sont tous plus longs que la moyenne. Le knickpoint du ruisseau de Cherain est caractérisé par la plus grande avance. En effet, le modèle prévoit qu'il n'atteigne sa position actuelle que 275 ka après la moyenne.

6.3.3 Essai sur un ensemble de données réduit

Au vu de l'importance des résidus, nous avons voulu paramétrer l'équation (6.2) sur base d'un sous-échantillon de knickpoints, en excluant ceux dont la

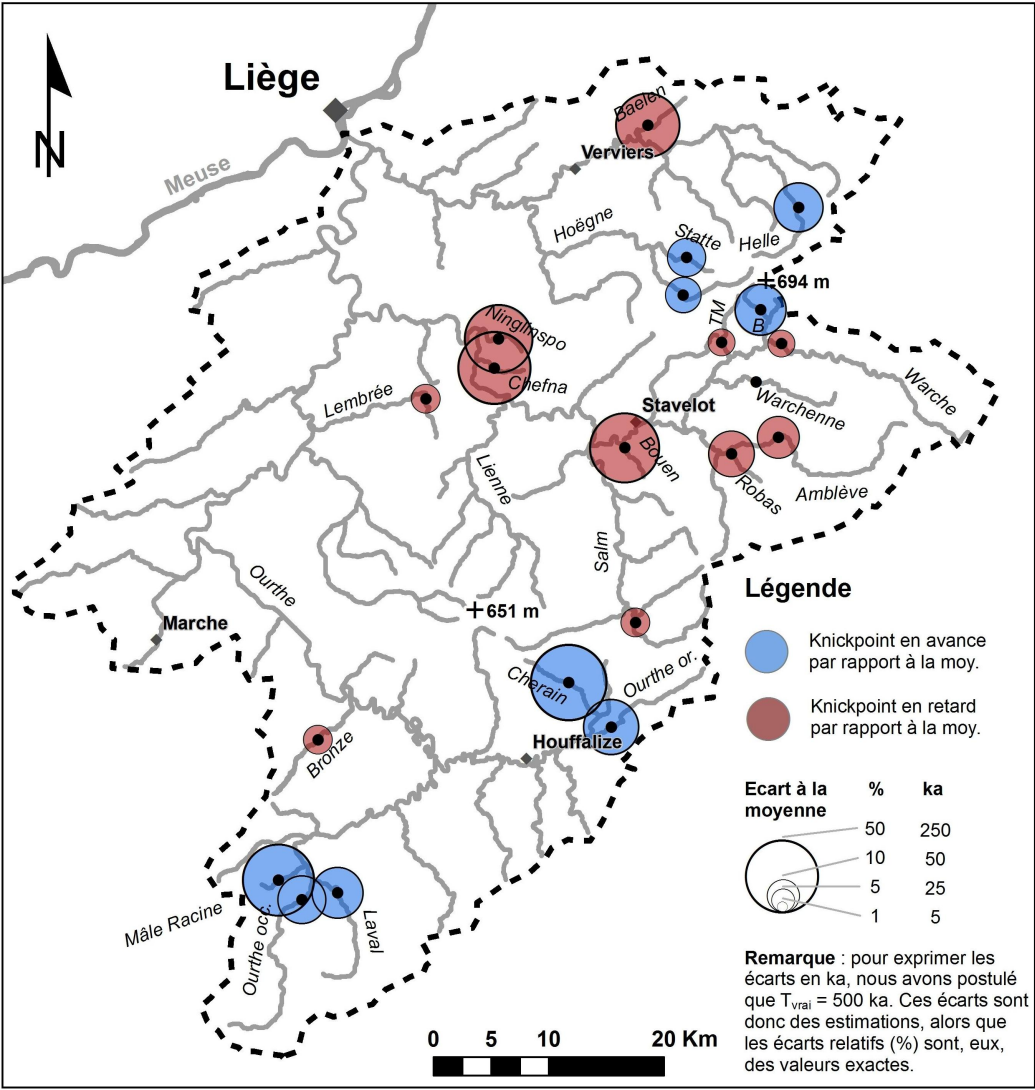


FIGURE 6.5 – Ecart entre le temps de parcours modélisé pour chaque knickpoint et le temps de parcours moyen, correspondant au temps de parcours réel.

localisation pouvait être influencée par d'autres facteurs que ceux considérés dans le modèle *stream power*. Ainsi, cinq knickpoints ont été exclus pour réaliser cette nouvelle paramétrisation. Il s'agit des knickpoints situés sur les cours d'eau suivants.

- Le ruisseau de Cherain : l'étude des résidus confirme notre remarque à la fin du chapitre 4; ce knickpoint semble bien appartenir à une génération plus ancienne que celle que nous étudions.
- Le Bayehon et la Warche : la capture de la Warche a permis à ces knickpoints de se propager très rapidement, et cette augmentation de la vitesse n'est pas prise en considération dans le modèle.
- La Warchenne et l'Amblève : leur knickpoint se situe, tout comme celui de la Warche d'ailleurs, dans les roches résistantes du Lochkovien, qui ont probablement freiné voire même arrêté leur progression.

Les résultats de cette seconde paramétrisation sont présentés, en ce qui concerne le paramètre m , à la figure 6.6. Les valeurs de σ_{stand}^2 obtenues pour

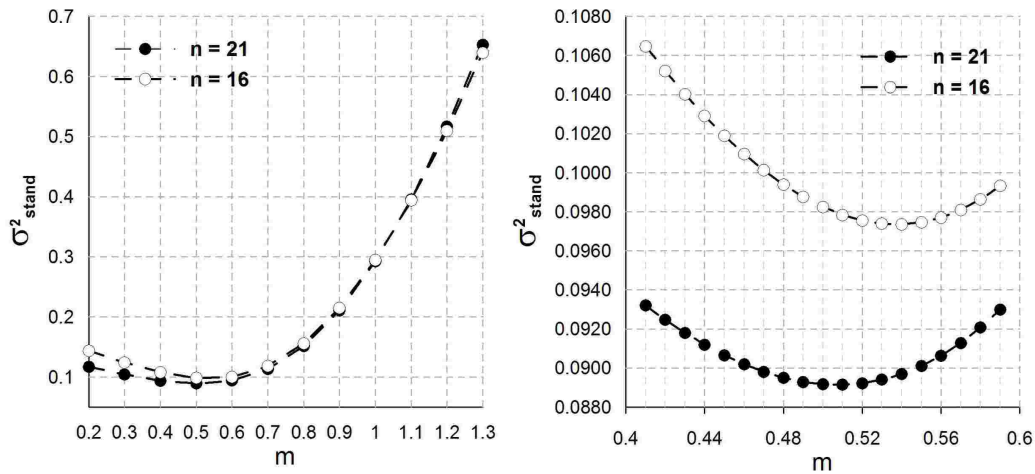


FIGURE 6.6 – Comparaison entre les ajustements du paramètre m réalisés avec 21 et 16 knickpoints. Les graphiques représentent la variance des temps de parcours modélisés bruts Tb_j standardisés, en fonction de m . À gauche, variation de m par pas de 0.1 unité entre 0.2 et 1.3. À droite, variation de m par pas de 0.01 unité entre 0.41 et 0.59.

les deux paramétrisations y sont comparées. Il ressort deux éléments de cette comparaison. Premièrement, la valeur de m minimisant σ_{stand}^2 ne change pas significativement entre les deux paramétrisations ($m = 0.54$ pour $n = 16$ et $m = 0.51$ pour $n = 21$), ce qui signifie que la modification de l'ensemble de données que nous avons testée n'a pas d'influence sur la recherche des paramètres K et m . Deuxièmement, pour m variant entre 0.4 et 0.6, les valeurs de σ_{stand}^2 sont plus élevées pour $n = 16$ qu'avec l'ensemble comprenant

21 knickpoints. En retirant cinq données, nous avons donc augmenté la variabilité relative des temps de parcours modélisés de notre échantillon. Ces deux observations permettent de ne pas remettre en cause la paramétrisation initiale, et confirment ainsi la validité des résultats exposés dans les sections 6.3.1 et 6.3.2.

6.4 Conclusion

La modélisation a permis d'aboutir à plusieurs résultats. Tout d'abord, les paramètres K et m ont été ajustés pour le bassin de l'Ourthe, et y valent respectivement $\sim 6.73 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-0.02} \text{ ans}^{-1}$ et 0.51. Une paramétrisation réalisée en excluant cinq knickpoints pouvant potentiellement biaiser l'ajustement a conduit à des résultats similaires. Ensuite, un résidu a pu être calculé pour chaque knickpoint. Bien que la distribution de ces résidus ne soit pas statistiquement différente d'une loi normale, il semble au vu de leur importance que le modèle *stream power* ne permette pas, à lui seul et en considérant ses paramètres constants sur la zone d'étude, d'expliquer la répartition spatiale des knickpoints du bassin de l'Ourthe. Cette hypothèse est renforcée par l'examen de la carte de répartition des résidus, qui montre que des ensembles relativement homogènes s'individualisent, notamment dans les bassins de l'Ourthe occidentale et de l'Ourthe orientale, ainsi qu'autour du plateau des Hautes Fagnes.

Ainsi, une ou plusieurs logiques spatiales faisant intervenir d'autres paramètres que l'aire drainée semblent contrôler la distribution des knickpoints. Le chapitre suivant s'attache à démontrer, via l'analyse des résidus du modèle, que les confluences pourraient bien être le paramètre principal permettant de comprendre la répartition spatiale de ces knickpoints.

Chapitre 7

Analyse des résidus : mise en évidence du rôle des confluences

7.1 Introduction

La modélisation que nous avons réalisée a permis de mettre en évidence une distribution des résidus méritant plus ample examen. Nous allons dans ce chapitre chercher à l'expliquer. L'hypothèse principale que nous voulons tester étant que les confluences peuvent, en plus des variations de l'aire drainée, jouer un rôle dans la dynamique de propagation des knickpoints, c'est principalement dans cette direction que nous allons chercher. Néanmoins, nous étudierons également d'autres facteurs, afin de vérifier que les confluences sont bien le facteur dominant pour expliquer les résidus de la modélisation.

7.2 Méthode

7.2.1 Méthode de mesure du rôle des confluences

L'hypothèse testée prétend que le franchissement de confluences par un knickpoint tend à retarder sa progression. Cette hypothèse est renforcée par les résultats des travaux menés sur les vallées suspendues, qui tendent à montrer que celles-ci se forment au niveau des confluences lorsqu'elles marquent un certain seuil de perte de débit (Wobus *et al.*, 2006).

Pour quantifier cette influence des confluences pour chaque knickpoint, des indices de confluences (I_c) ont été calculés sur base de la perte de débit subie par chaque knickpoint lors du franchissement de chaque confluence. Ce

calcul se divise en deux étapes.

La première étape consiste, à chaque confluence, à calculer un rapport de confluence R_c de la manière suivante :

$$R_c = \frac{A1}{A2}$$

où $A1$ est l'aire drainée directement en aval de la confluence et $A2$ est l'aire drainée mesurée directement à l'amont, dans le cours d'eau emprunté par le knickpoint que l'on considère. Il ne nous a pas semblé utile de calculer ce rapport pour toutes les confluences. En effet, il nous semble peu probable que chaque petit ruisseau se jetant dans une rivière affecte la progression d'un knickpoint dans cette dernière. Nous n'avons dans un premier temps considéré que les confluences pour lesquelles l'aire drainée par l'affluent correspond à au moins 10 pour cent de l'aire drainée par le cours d'eau principal avant la confluence. Autrement dit, ce calcul a été réalisé pour toutes les confluences pour lesquelles $R_c \geq 1.1$. La figure 7.1 illustre la méthode pour le Ninglinspo. Dans son cas, trois rapports de confluence ont été calculés.

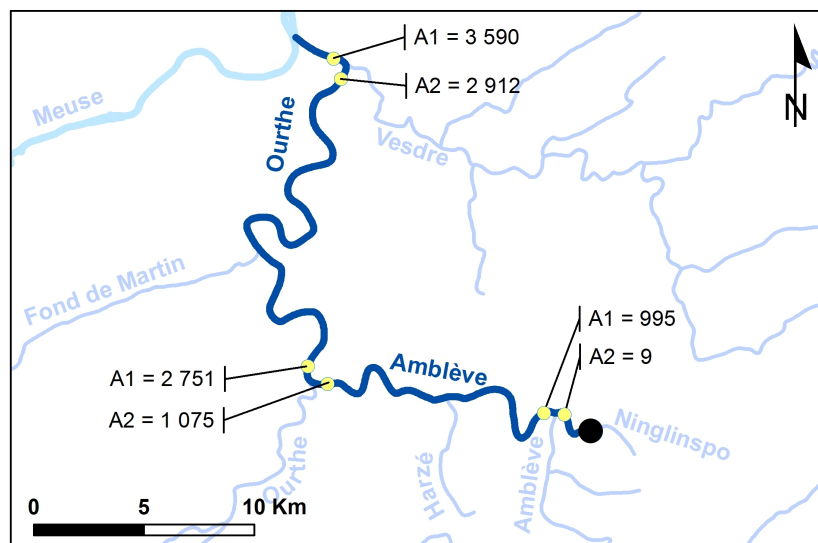


FIGURE 7.1 – Illustration du calcul de l'indice de confluences dans le cas du knickpoint du Ninglinspo. Les nombres indiquent l'aire drainée en km^2 .

Ils concernent les confluences Ourthe/Vesdre ($R_c = 1.23$), Ourthe/Amblève ($R_c = 2.56$) et Amblève/Ninglinspo ($R_c = 105$). Les autres confluences représentées sur la figure 7.1 (Ourthe/Fond de Martin et Amblève/Harzé) sont caractérisées par un rapport de confluence de 1.02 et ont donc été rejetées. Dans un second temps, nous avons modifié ce seuil de 1.1 pour ne

prendre en compte que les confluences pour lesquelles R_c est supérieur à 1.3, 1.5 puis 1.7. En effet, nous n'avons aucune idée du seuil au-delà duquel une confluence pourrait ralentir un knickpoint. Plus le seuil sur R_c est élevé et plus le nombre de confluences prises en compte est faible.

Remarquons que lorsque le knickpoint se propage dans le cours d'eau principal, les rapports de confluences qui lui sont assignés sont toujours compris entre 1 et 2. Par contre, lorsque le knickpoint quitte le cours d'eau principal et entre dans un affluent, le rapport de confluence relatif à cette confluence est toujours supérieur ou égal à 2.

La seconde étape consiste à rassembler, pour chaque knickpoint, tous les R_c le concernant dans un indice synthétique I_c . Nous avons testé deux manières de combiner les rapports de confluence : en les additionnant et en les multipliant. Le résultat est donc la formulation de deux types d'indices de confluences par knickpoint :

$$I_{cs} = \sum_{i=1}^c \frac{A1_i}{A2_i} \text{ et } I_{cp} = \prod_{i=1}^c \frac{A1_i}{A2_i}$$

où c est le nombre de confluences dont le rapport $A1/A2$ est supérieur à un seuil donné (1.1, 1.3, 1.5 ou 1.7) franchies par le knickpoint considéré. Chaque knickpoint est donc caractérisé par huit indices de confluences.

Finalement, nous validerons notre hypothèse s'il existe une corrélation significative entre un de ces huit indices de confluences et les résidus de la modélisation.

7.2.2 Méthode d'évaluation du rôle d'autres facteurs

Des corrélations ont également été recherchées avec d'autres paramètres caractérisant la position des knickpoints dans le réseau. Ces paramètres sont l'aire drainée au niveau des knickpoints, leur distance à la source (approchée par la distance à la ligne de crête), leur distance au point origine du système, c'est-à-dire à Chênée et enfin leur altitude. Ces recherches de corrélations sont purement exploratoires, elles n'ont pas pour objectif de valider une hypothèse particulière.

7.3 Résultats

7.3.1 Les indices de confluences

Huit indices de confluences ont été calculés pour chacun des 21 knickpoints. Ils sont repris dans le tableau 7.1.

Tableau 7.1 – Indices de confluences associés aux 21 knickpoints. Les rapports de confluence ont été additionnés pour les quatre colonnes de gauche et multipliés pour les quatre colonnes de droite.

$R_c :$	I_{cs}				I_{cp}			
	≥ 1.1	≥ 1.3	≥ 1.5	≥ 1.7	≥ 1.1	≥ 1.3	≥ 1.5	≥ 1.7
Amblève	10.7	5.94	4.45	4.45	14.7	7.20	4.85	4.85
Baelen	17.6	16.4	16.4	14.8	101	81.6	81.6	50.1
Bayehon	19.4	14.6	13.1	13.1	134	68.2	45.9	45.9
Bouen	59.0	56.6	55.1	55.1	292	200	135	135
Bronze	21.7	19.3	19.3	17.7	41.1	28.9	28.9	17.6
Chefna	126	125	125	125	386	314	314	314
Cherain	15.9	8.63	5.99	4.35	42.4	13.5	7.75	4.73
Helle	13.9	10.4	10.4	7.20	42.4	25.7	25.7	10.1
Hoëgne	12.6	11.4	11.4	9.70	50.0	41.6	41.6	24.8
Laval	9.47	5.79	5.79	5.79	12.8	6.94	6.94	6.94
Lembrée	31.7	30.5	30.5	28.8	58.3	47.3	47.3	28.8
Mâle Racine	40.2	36.5	36.5	36.5	179	97.3	97.3	97.3
Ninglinspo	109	108	108	108	332	269	269	269
Ourthe oc.	8.85	5.17	5.17	5.17	9.38	5.10	5.10	5.10
Ourthe or.	14.4	8.46	5.82	4.18	28.8	12.4	7.13	4.34
Robas	28.4	23.6	22.1	22.1	261	127	85.7	85.7
Salm	13.3	7.21	7.21	5.62	34.1	12.4	12.4	7.83
Statte	13.4	12.2	12.2	12.2	74.1	61.7	61.7	61.7
Trô Maret	27.0	22.3	20.1	20.1	255	129.7	87.3	87.3
Warche	12.0	6.16	4.70	4.70	17.9	8.06	5.42	5.42
Warchenne	15.7	12.1	10.6	10.6	78.5	48.0	32.3	32.3

7.3.2 Corrélation entre les résidus de la modélisation et les indices de confluences

Les coefficients de corrélation caractérisant les relations entre, d'une part les résidus de la modélisation, c'est-à-dire les écarts à la moyenne des temps de parcours modélisés, et d'autre part les indices de confluences sont rassemblés dans le tableau 7.2.

Remarque : le coefficient de corrélation est indépendant des unités utilisées pour exprimer les deux grandeurs que l'on compare. Ainsi, les valeurs de r mentionnées dans le tableau 7.2 correspondent aussi bien aux résidus exprimés en pour cent par rapport à la moyenne qu'aux résidus exprimés en différence de temps par rapport à la moyenne.

Comme pour la paramétrisation du modèle (chapitre 6), nous avons établi ces corrélations sur base de deux ensembles de données. Le premier rassemble les 21 knickpoints, tandis que le second ne comprend pas les cinq knickpoints dont la localisation semble être influencée par des facteurs particuliers. Il s'agit, pour rappel, des knickpoints du ruisseau de Cherain, de la Warche, du Bayehon, de la Warchenne et de l'Amblève.

Tableau 7.2 – Corrélations entre les résidus de la modélisation et les indices de confluences.

$R_c :$	I_{cs}				I_{cp}			
	≥ 1.1	≥ 1.3	≥ 1.5	≥ 1.7	≥ 1.1	≥ 1.3	≥ 1.5	≥ 1.7
n = 21	0.59	0.60	0.60	0.60	0.58	0.65	0.63	0.60
n = 16	0.65	0.65	0.65	0.65	0.67	0.73	0.68	0.65

Toutes les relations sont significatives ($p < 0.05$), ce qui signifie qu'il existe bien une relation entre les retards des knickpoints et le nombre et l'importance (en termes de perte de débit) des confluences qu'ils ont franchies. Le signe positif des coefficients de corrélation indique que plus l'indice de confluences d'un knickpoint est élevé, plus l'écart entre le temps de parcours moyen et son temps de parcours modélisé propre est positif. Or, un écart positif signifie que le knickpoint est en retard par rapport à la prévision du modèle. Le signe de la corrélation démontre donc que l'hypothèse peut être validée : les confluences jouent bien un rôle retardant significatif sur la propagation des knickpoints. Plus un knickpoint franchit de confluences et plus celles-ci marquent une chute de débit importante, plus le knickpoint prend du retard par rapport au modèle.

Nous pourrions nuancer ce résultat en rappelant qu'une corrélation significative entre deux variables ne signifie pas pour autant que l'une explique

l'autre. En effet, ce type de corrélation pourrait aussi traduire le fait que ces deux variables sont simplement corrélées avec une même troisième qui, elle, expliquerait une part significative de la variabilité des deux premières. Néanmoins, nous savons par l'observation de vallées suspendues non glaciaires que le franchissement d'une confluence peut causer un retard dans la propagation d'un knickpoint. Sur cette base, il nous semble possible d'interpréter la corrélation comme un lien de causalité entre les confluences et les temps de retard.

La corrélation la plus significative a été observée pour l'indice de confluences qui agrège les rapports de confluences supérieurs à 1.3 en les multipliant (nous l'appellerons $I_{cp1.3}$), pour l'ensemble de données réduit ($n=16$). Cette corrélation vaut 0.728 et correspond à $r^2 = 0.53$ ($p\text{-value} = 0.0014$). Elle est représentée à la figure 7.2, que nous discuterons au chapitre suivant.

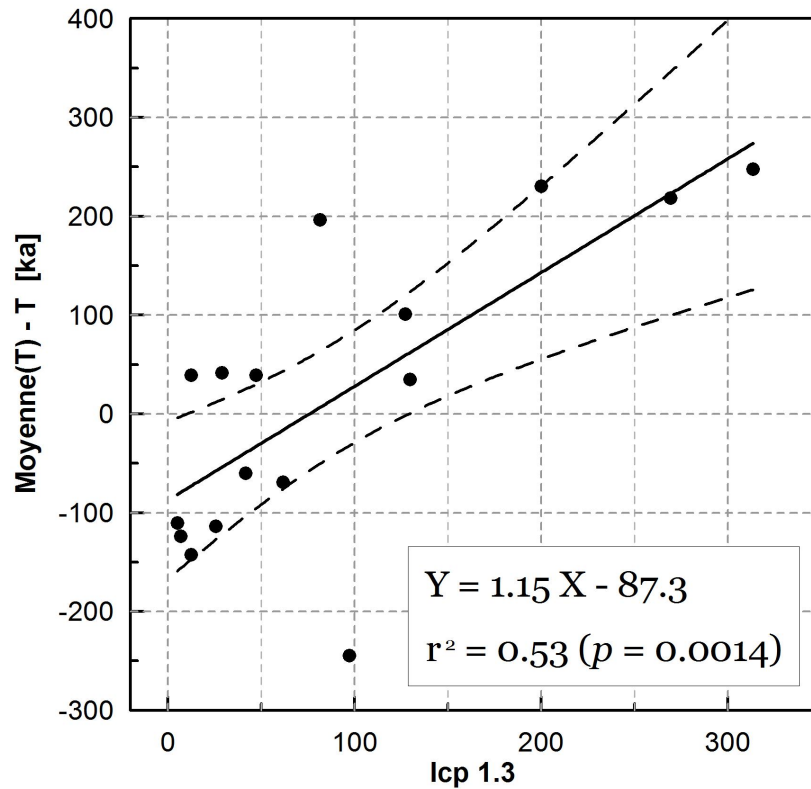


FIGURE 7.2 – Corrélation entre, d'une part, les écarts entre la moyenne des temps de parcours modélisés des knickpoints et leur temps de parcours modélisé propre, et d'autre part l'indice de confluences $I_{cp1.3}$ relatif à chaque knickpoint. Les courbes tiretées représentent l'intervalle de confiance à 95 %.

7.3.3 Estimation des temps de retard

Alors que le problème précédent consistait à rechercher une relation entre deux variables, nous allons maintenant utiliser l'une pour essayer d'estimer l'autre. Il ne s'agit donc plus d'un problème de corrélation mais bien d'un problème de régression.

Pour les knickpoints dont le temps de parcours modélisé est inférieur à la moyenne, il est tentant de quantifier leur retard lié aux passages de confluences en utilisant l'équation de la droite de régression représentée à la figure 7.2. Ainsi, ce temps vaudrait

$$Tconf_j = 1.15 \text{ ka} \times I_{cp1.3_j} - 87.3 \text{ ka}.$$

Cette valeur $Tconf_j$ correspond à la part des résidus du modèle expliquée par les confluences. Il reste donc, pour chaque knickpoint j , une part de retard inexpliquée égale à $(\bar{T} - T_j) - Tconf_j$. Celle-ci est comparée avec les résidus initiaux de la modélisation dans le tableau 7.3 pour les 16 knickpoints utilisés afin d'établir la droite de régression.

Tableau 7.3 – Résidus $(\bar{T} - T_j)$ de la modélisation par le modèle $c = K A^m$, exprimés en ka pour $T_{vrai} = 500$ ka (rés. 1), et part de ces résidus, toujours exprimée en ka, non expliquée par l'indice de confluences $I_{cp1.3}$ (rés. 2).

Knickpoint	Rés. 1	Rés. 2	Knickpoint	Rés. 1	Rés. 2
Baelen	197	190	Chefna	248	-25
Helle	-114	-56	Ninglinspo	219	-4
Hoëgne	-60	-21	Lembrée	39	72
Statte	-69	-53	Bronze	41	96
Trô Maret	35	-27	Mâle racine	-245	-269
Robas	101	42	Ourthe occ.	-110	-29
Bouen	230	88	Laval	-124	-44
Salm	39	112	Ourthe or.	-143	-70

Cependant, ce calcul des $Tconf_j$ conduirait à des temps de retard négatifs pour les knickpoints dont la position témoigne d'une avance par rapport au modèle. Ces temps de retard négatifs auraient un sens géomorphologique extrêmement ambigu. De plus, tous les knickpoints du bassin de l'Ourthe ont franchi plusieurs confluences pour lesquelles R_c est supérieur à 1.3. Si c'est bien ce type de confluence qui provoque un retard dans la propagation des knickpoints, on doit donc leur attribuer à tous un temps de retard nécessairement positif, différent de $Tconf$.

La présence de temps de retard négatifs est liée au fait que nous avons comparé les temps de parcours modélisés de chaque knickpoint avec leur moyenne. Une manière de calculer les vrais temps de retard liés aux confluences serait de comparer les temps modélisés à des temps imaginaires pour lesquels chaque knickpoint aurait franchi la distance entre Chênée et sa position actuelle sans rencontrer une seule confluence, mais ces temps nous sont évidemment inconnus.

Tableau 7.4 – Temps de retard attribué au franchissement des confluences pour chaque knickpoint, exprimé en ka. a est une constante positive non connue.

Knickpoint	Rconf	Knickpoint	Rconf	Knickpoint	Rconf
Baelen	$88 + a$	Warchenne	$49 + a$	Lembrée	$49 + a$
Helle	$24 + a$	Amblève	$2 + a$	Bronze	$27 + a$
Hoëgne	$42 + a$	Robas	$140 + a$	Mâle racine	$106 + a$
Statte	$65 + a$	Bouen	$224 + a$	Ourthe occ.	$0 + a$
Trô Maret	$143 + a$	Salm	$8 + a$	Laval	$2 + a$
Bayehon	$72 + a$	Chefna	$355 + a$	Ourthe or.	$8 + a$
Warche	$3 + a$	Ninglinspo	$304 + a$	Cherain	$10 + a$

Une autre façon de poser le problème consiste à dire qu'il faudrait connaître le temps de retard lié aux confluences qu'a subi le knickpoint ayant la plus petite valeur de $I_{cp1.3}$, c'est-à-dire celui dont la propagation a été la moins perturbée par les confluences. Il s'agit, en toute logique, du knickpoint de l'Ourthe occidentale ($I_{cp1.3} = 5.10$), qui a franchi trois confluences pour lesquelles R_c est supérieur à 1.3 : les confluences Ourthe/Amblève ($R_c = 1.64$), Ourthe occidentale/Ourthe orientale ($R_c = 1.79$) et Ourthe occidentale/Laval ($R_c = 1.73$). Son temps de retard lié aux confluences calculé par la droite de régression vaut $Tconf_j = 1.15 \text{ ka} \times 5.10 - 87.3 \text{ ka} = -81.4 \text{ ka}$. Son retard réel dû aux confluences nous est inconnu. Nous supposons seulement qu'il est positif et non nul, puisque le knickpoint a franchi trois confluences qui auraient pu le retarder, et le nommerons a .

Sur cette base, on peut dire que les vrais temps de retard dûs aux confluences $Rconf_j$ valent, pour chaque knickpoint j

$$Rconf_j = Tconf_j + 81.4 \text{ ka} + a. \quad (7.1)$$

Cette manière d'écrire permet d'évaluer des temps de retards tous positifs, à une constante inconnue mais positive près (a), qui est le plus court temps de retard dû aux confluences présent dans notre set de données. Les valeurs de $Rconf$ pour chaque knickpoint, y compris pour les cinq knickpoints non utilisés pour établir la droite de régression, sont reprises dans le tableau 7.4.

7.3.4 Relations entre les résidus et d'autres facteurs caractérisant les knickpoints

Les corrélations testées à titre exploratoire ont donné les résultats suivants (tableau 7.5).

Tableau 7.5 – Corrélations entre les résidus de la modélisation et quatre caractéristiques géométriques des knickpoints. z = altitude, Upstream = distance à la ligne de crête, Downstream = distance à Chênée, Bassin = bassin versant.

	z	Upstream	Downstream	Bassin
$n = 21$	-0.35	0.17	0.31	0.23
$n = 16$	-0.22	0.17	0.29	0.20

Aucune de ces corrélations n'est significative selon le seuil $\alpha = 5\%$.

7.4 Conclusion

Le résultat essentiel présenté dans ce chapitre est la validation de la principale hypothèse que nous cherchions à tester. En effet, une corrélation significative a été observée entre, d'une part, les résidus de la modélisation développée au chapitre précédent et, d'autre part, un indice traduisant la difficulté de franchissement des confluences. Grâce à la droite de régression établie entre ces deux variables, une estimation des temps de retard dûs à la difficulté de franchissement des confluences a été réalisée. Les valeurs exactes de ces temps sont difficiles à mesurer car nous ne disposons pas de temps de référence pour lequel aucune confluence ne serait intervenue. En effet, nous estimons que tous les knickpoints du bassin de l'Ourthe ont subi un retard dans leur progression vers l'amont, lié à la difficulté de franchissement des confluences.

Chapitre 8

Discussion

8.1 Le modèle d'estimation de la vitesse

8.1.1 Comparaison des valeurs de vitesse avec celles fournies par d'autres études

Nous avons utilisé un modèle qui considère que la vitesse d'un knickpoint est une fonction de l'aire drainée. Elle diminue donc lorsque le knickpoint progresse vers l'amont. Comme nous l'avons mentionné dans le second chapitre, d'autres études ont utilisé le même modèle de vitesse ; l'une concerne par exemple la Nouvelle-Zélande (Crosby et Whipple, 2006) et une autre le Colorado (Berlin et Anderson, 2007). Le tableau 8.1 rassemble les valeurs des paramètres ajustées dans ces deux études ainsi que dans ce travail. Pour comprendre l'influence des valeurs de K et m sur la vitesse de recul des knickpoints, nous avons calculé celle-ci dans les trois cas (les deux études précitées et notre travail) pour des valeurs d'aires drainées de 1000 km² et 15 km². Ces valeurs correspondent respectivement à l'aire drainée par l'Ourthe à proximité de Noisieux et à l'aire drainée par la Hoëgne au niveau de son principal knickpoint. Elles permettent de se rendre compte de la valeur de la vitesse de propagation des knickpoints évaluée par les modèles au niveau d'une rivière « principale » et en tête de bassin.

Le tableau 8.1 met en évidence la forte variabilité du paramètre K d'une région à l'autre. Cette variabilité est liée aux différences de climat, de relief, de taux de soulèvement et de résistance des roches entre les zones d'étude, qui induisent des taux d'érosion très différents. La valeur de K est nettement plus élevée dans le bassin de l'Ourthe que dans les zones étudiées en Nouvelle-Zélande et dans le Colorado. Néanmoins, la vitesse de propagation des knickpoints est la plus élevée dans le bassin de la Waipaoa, en raison

Tableau 8.1 – Comparaison des valeurs ajustées pour les paramètres du modèle de vitesse d’un knickpoint $c = K A^m$, ainsi que des vitesses associées, dans trois contextes géomorphologiques différents : la Waipaoa (Nouvelle-Zélande), la Parachute Creek et la Roan Creek (Colorado) et l’Ourthe. Voir le texte pour les références. T : âge estimé de l’initiation de l’incision ; c_x : vitesse pour $A = x \text{ km}^2$.

Rivière	T (ka)	K $(\text{m}^{2m-1} \text{ an})^{-1}$	m	c_{1000} (m/an)	c_{15} (mm/an)
Waipaoa River	18	$7.9 \cdot 10^{-9}$	1.125	105.3	935
Parachute + Roan Creek	8000	$1.37 \cdot 10^{-7}$	0.54	0.00992	1.03
Ourthe	500	$6.73 \cdot 10^{-6}$	0.51	0.262	30.4

d’une plus forte dépendance de la vitesse à l’aire drainée ($m = 1.125$).

Les valeurs de m dans le plateau de Roan (Colorado) et dans le bassin de l’Ourthe sont similaires et approximativement égales à 0.5. Puisque nous avons postulé que le paramètre n du modèle *stream power* est égal à 1 (car nous supposons que l’érosion régressive s’est réalisée sous la forme d’un knickpoint reculant parallèlement à lui-même), le fait d’obtenir le meilleur ajustement avec $m = 0.5$ signifie que l’érosion est proportionnelle à la puissance spécifique de la rivière (Codilean *et al.*, 2006). Comme nous l’avons montré, c’est bien sûr sur ce principe que le modèle d’incision *stream power* a été initialement développé. Mais son ajustement avec des paramètres n et m différents de 1 et 0.5 aurait impliqué que l’érosion réponde à d’autres lois physiques que la puissance spécifique. Par exemple, le modèle *stream power* répond plutôt à la tension de cisaillement dans le fond du lit pour $m \simeq 0.33$ et $n \simeq 0.67$, ou à la puissance par unité de longueur pour $m = n = 1$ (Codilean *et al.*, 2006).

Les vitesses les plus faibles ont été modélisées sur le plateau de Roan. De manière surprenante, elles sont environ 30 fois inférieures aux vitesses modélisées dans le bassin de l’Ourthe, dont l’énergie du relief est pourtant bien plus faible que ne l’est celle des profonds canyons découpant le plateau de Roan. Cette différence pourrait être attribuée aux durées de propagation des knickpoints, très différentes entre les deux régions. En effet, les knickpoints du plateau de Roan se propagent depuis environ 8 Ma (Berlin et Anderson, 2007). Ils correspondraient actuellement, d’après cet âge, au dernier « train d’onde » du modèle de Loget et Van Den Driessche (2009), c’est-à-dire que leur déplacement ne serait plus, d’après ce modèle, gouverné par des processus fluviaux, mais bien par des processus de transport en masse générés en tête de bassin. Ce changement dans les processus d’érosion pourrait alors

induire une diminution de la vitesse de retrait. Les knickpoints du bassin de l'Ourthe ont, eux, une origine plus récente (entre ~ 630 et ~ 400 ka), qui les situe de manière intermédiaire dans le modèle de Loget et Van Den Driessche, entre les knickpoints de la seconde catégorie, incisant activement le bedrock (processus actifs approximativement entre 10^4 et 10^5 ans), et ceux dont l'évolution suit celle des versants (> 1 Ma). Cette explication par des différences dans les processus responsables du recul des knickpoint n'est bien sûr qu'une hypothèse, car nous n'avons pas connaissance des processus actuellement actifs au niveau des knickpoints du plateau de Roan.

Il serait également possible d'expliquer les différences de vitesse entre le bassin versant de l'Ourthe et celui de la Waipaoa par la différence de durée de propagation, induisant un changement dans les processus d'érosion. En effet, les knickpoints du bassin de la Waipaoa appartiennent clairement à la seconde catégorie de « trains d'onde » de Loget et Van Den Driessche (2009), c'est-à-dire ceux qui sont responsables d'une incision rapide du bedrock par des processus fluviaux, tandis que ceux du bassin de l'Ourthe sont probablement arrivés, comme nous venons de le dire, dans une situation intermédiaire de moindre vigueur.

Néanmoins, à côté des différences de durée des phénomènes, les contextes climatiques, tectoniques et lithologiques permettent eux aussi d'expliquer une partie des différences de vitesse entre les knickpoints du bassin de la Waipaoa et ceux de l'Ourthe. Ainsi, le bassin versant de la Waipaoa se soulève actuellement de 0.5 à 1.1 mm an⁻¹ (Crosby et Whipple, 2006), tandis que le taux de soulèvement de l'Ardenne depuis l'époque de la terrasse principale vaut au maximum environ 0.2 mm an⁻¹, d'après la carte présentée à la figure 3.4 p. 37, en ajoutant 50 mètres de soulèvement d'origine non tectonique et en attribuant un âge moyen de 800 ka à la terrasse principale. Du point de vue climatique, les précipitations annuelles moyennes calculées par interpolation sur l'ensemble du bassin de la Waipaoa valent 1400 mm (Hicks *et al.*, 2000), alors que cette valeur correspond à la valeur ponctuelle maximale pour le bassin versant de l'Ourthe, c'est-à-dire la moyenne annuelle mesurée dans les Hautes Fagnes. Enfin, la résistance des roches diffère également entre les bassins, et est favorable à une plus grande érodibilité des roches du bassin de la Waipaoa. Celui-ci est en effet composé de roches sédimentaires secondaires et tertiaires, dominées par des siltites et argilites, tandis que le bassin de l'Ourthe est formé de roches beaucoup plus anciennes, consolidées et globalement plus résistantes à l'érosion.

Enfin, nous avons voulu comparer les vitesses modélisées dans les trois études (tableau 8.1) avec des valeurs de vitesses instantanées de recul de knickpoints rocheux renseignées dans la littérature. Malheureusement, des données de ce type sont rares. En effet, ce sont généralement des vitesses

moyennes, calculées sur de longs intervalles de temps et de distance, qui sont renseignées dans la littérature. Or, il est maintenant démontré que la vitesse instantanée d'un knickpoint est fonction de l'aire drainée au niveau de celui-ci (Bishop *et al.*, 2005 ; Loget et Van Den Driessche, 2009), et peut donc différer fortement de la valeur moyenne, calculée en rapportant la distance totale parcourue par le knickpoint à la durée totale de la propagation de l'incision. Pour contrer ce problème, nous avons rassemblé des valeurs de vitesse moyenne de knickpoints rocheux calculées sur de faibles distances (< 8 km), en estimant que l'aire drainée n'y varie pas assez pour que la vitesse instantanée en tout point des secteurs considérés soit significativement différente de la vitesse moyenne. Ces vitesses sont rassemblées dans le tableau 8.2. Nous n'y avons pas intégré les vitesses de recul des grandes chutes d'eau dont les eaux s'écoulent verticalement, sans contact avec le bedrock (par exemple les chutes du Niagara), car leur recul est lié à des processus différents.

Tableau 8.2 – Vitesses moyennes de knickpoints rocheux issues de la littérature. Ces vitesses ont été calculées sur des secteurs dont l'aire drainée varie peu, et donnent ainsi, selon nous, une bonne approximation des vitesses instantanées. T : durée de propagation, D : distance parcourue, A_{max} : aire drainée initiale au niveau du knickpoint, A_{min} : aire drainée finale au niveau du knickpoint, c : vitesse.

Rivière	T (ka)	D (m)	A_{max} (km ²)	A_{min} (km ²)	c (mm/an)	Source
Warche	75 – 82	7000	138	113	85 – 93	ce travail
Bilsdean Burn	14	225	-	6.5	10	Bishop <i>et al.</i> (2005)
Glasslin Burn	14	290	-	4.2	20	Bishop <i>et al.</i> (2005)
Milldown Burn	14	660	-	8.3	50	Bishop <i>et al.</i> (2005)
Denfinella	14	1170	-	19.9	80	Bishop <i>et al.</i> (2005)
Abbey Burn	14	1255	-	6.5	90	Bishop <i>et al.</i> (2005)
Catterline Burn	14	1920	-	20.6	130	Bishop <i>et al.</i> (2005)
Romanche*	20	30	10	-	1.5	Valla (2007)
Romanche*	20	4000	400	-	200	Valla (2007)
Romanche*	20	250	2	-	12.5	Valla (2007)
Chutes Ito-fudo**	6.15	8	-	-	1.3	Hayakawa et M. (2003)
Chutes Sanogawa-no**	0.299	80	-	-	270	Hayakawa et M. (2003)
Chutes Soho**	0.050	6.4	-	-	130	Hayakawa et M. (2003)
Chutes Zenzen**	2	200	-	-	100	Hayakawa et M. (2003)

* Valeurs extrêmes en termes de c et A_{max} pour 30 rivières du bassin de la Romanche incisant des vallées suspendues glaciaires.

** Valeurs extrêmes en termes de c et D pour neuf cascades sur *mudstone* cénozoïques au Japon.

En comparaison avec ces valeurs, les vitesses modélisées dans les bassins de l'Ourthe, de la Parachute Creek et de la Roan Creek pour des aires drainées de 1000 et 15 km² nous semblent potentiellement réalistes. Cependant, le contexte climatique et lithologique de chaque bassin versant mentionné dans les tableaux 8.1 et 8.2 est unique, et rend difficiles les comparaisons de vitesses de recul des knickpoints entre bassins versants différents. Par contre, la vitesse modélisée de 105 mètres par an dans le bassin de la Waipaoa, pour une aire drainée de 1000 km², est tout à fait aberrante. D'après Crosby et Whipple (2006), elle traduirait le fait que les knickpoints du bassin versant de la Waipaoa ne se sont pas formés à l'exutoire du bassin, mais bien plus en amont, au niveau de confluences caractérisées par une certaine perte de débit. Ils auraient donc parcouru une distance inférieure à celle utilisée dans la modélisation, et se seraient par conséquent propagés moins rapidement que ce qu'a prédit le modèle. La vitesse de recul modélisée de ces mêmes knickpoints de 935 mm an⁻¹ pour un bassin versant de 15 km² nous semble, elle aussi, élevée par rapport à celles renseignées au tableau 8.2 et est probablement aussi la conséquence de la surestimation des distances parcourues par ces knickpoints.

8.1.2 Qualité du modèle

Nous avons montré que le modèle de vitesse $c = K A^m$ n'a pas permis de rendre compte de manière tout à fait satisfaisante de la répartition spatiale des knickpoints dans le bassin de l'Ourthe. Pourtant, ce même modèle a été considéré comme satisfaisant par les auteurs des deux études auxquelles nous faisons référence. C'est d'ailleurs suite à leurs résultats que nous avons appliqué ce même modèle au bassin versant de l'Ourthe. Comment expliquer ces différences ? Plusieurs hypothèses peuvent être avancées.

Tout d'abord, Crosby et Whipple (2006) et Berlin et Anderson (2007) estiment la qualité de leurs modèles sur base de résidus qui consistent en des distances entre les positions observées et les positions modélisées des knickpoints. Dans notre cas, nous avons préféré mesurer ces résidus en termes d'écart de temps de parcours. On pourrait penser que notre méthode conduit à des résidus plus importants que ceux estimés en termes d'écart de distance. Nous avons donc réalisé le même calcul que Crosby et Whipple (2006) et Berlin et Anderson (2007) et obtenons un écart moyen entre la distance parcourue observée et la distance parcourue modélisée de 2.14 ± 6.51 km (1σ). Cet écart nous semble satisfaisant au regard de la distance moyenne parcourue par les knickpoints depuis Chênée, qui vaut, elle, 93.3 km. Néanmoins, l'écart-type de nos résidus est 4 fois supérieur à celui mesuré sur le plateau de Roan, et plus de 6 fois supérieur à celui mesuré dans le bassin de la Wai-

paoa. Bien que les bassins versants étudiés dans ces deux régions soient moins étendus que celui de l'Ourthe (voir chapitre 2), cette différence ne peut expliquer de tels écarts. L'efficacité du modèle est donc réellement meilleure dans ces deux régions par rapport au bassin de l'Ourthe.

Concernant le plateau de Roan, il nous semble que la lithologie permette d'expliquer la meilleure efficacité du modèle dans cette région par rapport à l'Ardenne. En effet, le substratum du plateau de Roan est composé de roches sédimentaires crétacées et paléogènes, disposées selon une structure tabulaire et affectées par des plis de faible amplitude (Berlin et Anderson, 2007). Cette structure est parfaitement la même en tous points des deux bassins versants étudiés par Berlin et Anderson (2007), conférant à leur zone d'étude une résistance à l'érosion spatialement homogène. Ce n'est pas le cas pour l'Ardenne, dont l'hétérogénéité des structures et des roches a été présentée dans les chapitres 3 et 4. Par conséquent, l'utilisation d'une valeur constante pour K est une bonne approximation pour le plateau de Roan, mais aboutit à des résidus plus importants en Ardenne.

Par contre, des variations spatiales de résistance des roches sont également nombreuses dans le bassin de la Waipaoa (Crosby et Whipple, 2006). Nous ne pouvons donc pas invoquer ce facteur pour expliquer la meilleure efficacité du modèle dans ce bassin versant par rapport à l'Ardenne. Cependant, nous avons mis en évidence que le contexte tectonique, climatique et lithologique du bassin de la Waipaoa est plus favorable à l'érosion que le contexte ardennais. Or, Pazzaglia *et al.* (1998) ont montré, en comparant les profils en long de plusieurs rivières d'Amérique du nord et d'Amérique centrale, que le comportement et la localisation des knickpoints dans un réseau hydrographique varient fortement selon qu'ils se trouvent dans un contexte tectonique et climatique favorable à l'érosion (principalement au niveau des chaînes de montagnes dans les zones de convergence entre plaques tectoniques) ou dans un contexte tectonique plus calme où les pentes sont plus faibles et couvertes d'une certaine épaisseur de régolithe. Dans le premier contexte, l'état d'équilibre dynamique d'une rivière est généralement réalisé par la formation d'un profil en long concave, et les perturbations de cet équilibre prennent la forme de knickpoints se propageant rapidement dans le réseau hydrographique. Par contre, dans le second contexte, qui pourrait correspondre au contexte ardennais, la puissance érosive des rivières est plus faible et se manifeste par des cours d'eau au profil parfois convexe ou rectiligne, incapables d'inciser le socle rocheux. Dans ce cas, des knickpoints se forment principalement là où les rivières traversent des roches résistantes, et se propagent lentement, pouvant nécessiter 1 Ma pour se propager à travers l'ensemble du système (Pazzaglia *et al.*, 1998). Ainsi, la lithologie semble jouer un rôle plus important dans un contexte érosif « calme », comme l'Ardenne, que dans des

régions où l'érosion est plus active. Puisque nous avons considéré, dans notre modélisation, que la résistance des roches est constante dans tout le bassin de l'Ourthe (en fixant une valeur unique pour K), la moindre efficacité du modèle en Ardenne pourrait être expliquée par le rôle accru de la lithologie sur la localisation des knickpoints. Nous montrerons plus loin plusieurs exemples qui tendent à confirmer cette hypothèse.

8.2 Les confluences, seul facteur explicatif?

Malgré cette incapacité relative du modèle, considéré seul et en lui attribuant des paramètres constants, de rendre compte de la répartition spatiale des knickpoints, nous avons montré qu'y intégrer la difficulté de franchissement des confluences permet d'expliquer 53 % de la variance des résidus initiaux de la modélisation, si on exclut cinq knickpoints dont la localisation pourrait être contrôlée par d'autres facteurs. Ce rôle des confluences permet d'expliquer de manière satisfaisante les résidus de la modélisation pour certains knickpoints, mais pas pour tous, comme le montre la figure 8.1.

La figure 8.1 est une représentation plus complète de la corrélation mise en évidence au chapitre 7 (figure 7.2 p. 120). Les axes des ordonnées indiquent les temps de parcours modélisés en ka, rapportés à la moyenne (axe de gauche) ou de manière absolue (axe de droite). En relation avec ces axes, la couleur indique l'importance du retard (en rouge) ou de l'avance (en bleu) des knickpoints par rapport à la moyenne. L'axe des abscisses indique, quant à lui, la valeur de l'indice de confluences $I_{cp1.3}$ pour chaque knickpoint. Les points noirs correspondent aux knickpoints utilisés pour établir la corrélation, tandis que les gris sont les cinq knickpoints qui en ont été écartés. Enfin, les traits tiretés indiquent l'intervalle de confiance à 95 %.

Le graphique permet d'obtenir deux informations, par ailleurs déjà mentionnées au chapitre précédent (tableau 7.3). Tout d'abord, l'ordonnée des points renseigne sur l'efficacité du modèle $c = K A^m$ pour expliquer la position des knickpoints. Ensuite, la différence d'ordonnée entre un point et la valeur qui lui correspond sur la droite de régression permet de connaître l'écart à la moyenne qui n'a pas pu être estimé par le rôle des confluences. Par exemple, le knickpoint du ruisseau de Bouen est en retard de 230 ka par rapport à la moyenne, dont 88 ka n'ont pas pu être attribués au retard provoqué par le franchissement des confluences.

Nous allons, à partir des figures 6.5 (p. 112) et 8.1, analyser la variabilité des temps de parcours, déjà présentée brièvement au chapitre 6.

Tout d'abord, nous avons remarqué que les trois knickpoints du bassin de la Vesdre ceinturant le plateau des Hautes Fagnes étaient en avance par

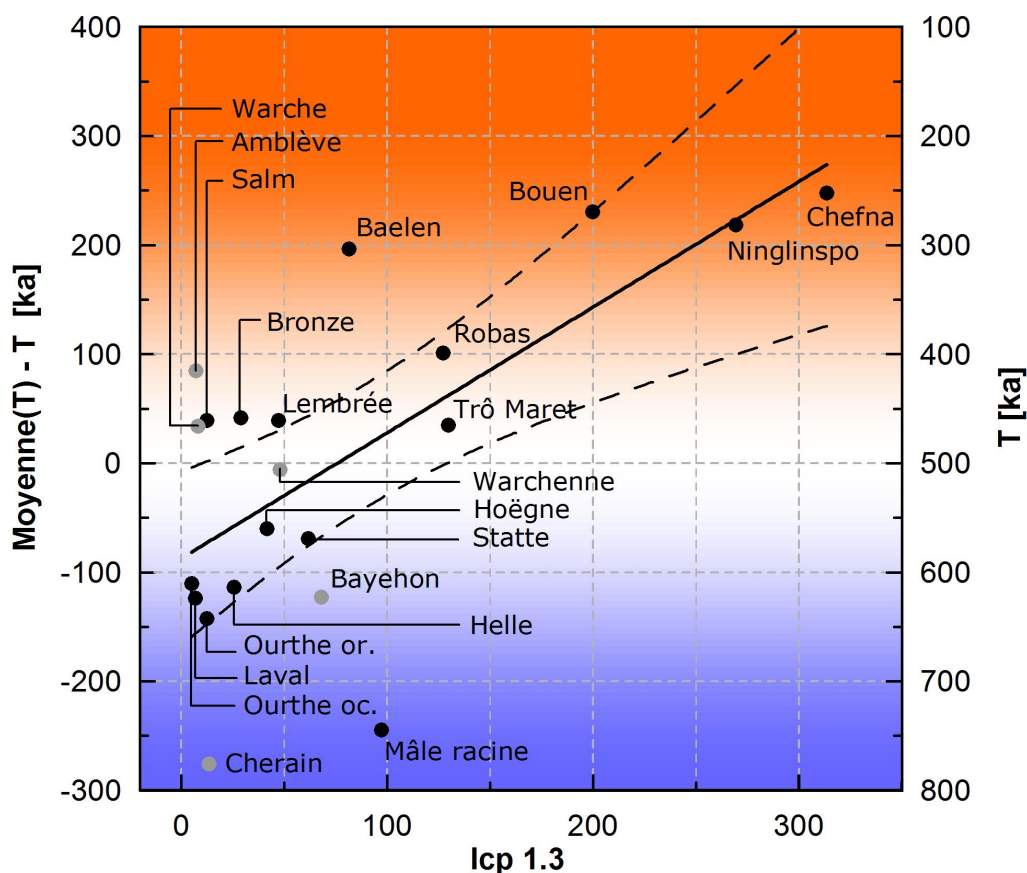


FIGURE 8.1 – Corrélation entre les temps de parcours modélisés des knickpoints et l'indice de confluences $I_{cp}1.3$. Voir le texte pour les explications.

rapport à la majorité des knickpoints proches, et notamment ceux du bassin supérieur de l'Amblève (Warche, Warchenne, Amblève, Trô Maret). La figure 8.1 permet de voir que l'indice de confluences ne permet pas d'expliquer cette différence, sauf pour le knickpoint du Trô Maret, dont l'indice de confluences est nettement plus élevé que ceux des knickpoints de la Hoëgne, de la Statte et de la Helle. Nous attribuons cette avance relative des knickpoints du bassin de la Vesdre à la lithologie. En effet, les knickpoints de la Warche, de la Warchenne et de l'Amblève sont situés sur les arkoses du Lochkovien. Comme nous l'avons envisagé au chapitre 4, il semble que la forte résistance à l'érosion de ces roches ait bloqué ces trois knickpoints dans leur progression, permettant à ceux du bassin de la Vesdre de prendre une avance relative, non expliquée par la difficulté de franchissement des confluences. L'inclusion de l'influence des confluences dans le modèle (droite de régression, figure 8.1)

confirme cette idée. En effet, les knickpoints de la Helle, de la Hoëgne et de la Statte n'ont pratiquement plus d'avance (< 60 ka) lorsque l'on tient compte des confluences, et se situent tous les trois dans la bande de confiance à 95% de la droite de régression. Par contre, les knickpoints de l'Amblève et de la Warche présentent, eux, un retard supérieur à 100 ka par rapport au temps de parcours estimé par la droite de régression. L'écart relatif entre les knickpoints de la Helle, de la Hoëgne et de la Satte d'une part, et ceux de l'Amblève, de la Warche et probablement de la Warchenne d'autre part, traduit bien un retard de ces trois derniers knickpoints, bloqués sur les arkoses du Lochkovien, et non une avance des knickpoints du bassin de la Vesdre.

Dans cette même région, le knickpoint du Bayehon est en avance de 160 ka par rapport aux knickpoints du Trô Maret et de la Warche, pourtant très proches. Cette avance peut être expliquée par l'indice de confluences pour le Trô Maret, mais pas du tout pour la Warche, dont l'indice de confluences est forcément plus faible que ceux de ses affluents. Là aussi, la lithologie semble être le facteur prépondérant. En effet, la figure 8.2 montre que les knickpoints du Trô Maret, du Bayehon et de la Warche ont tous les trois parcouru une distance similaire entre le dernier contact lithologique qu'ils ont franchi et leur position actuelle (doubles flèches). Ces contacts lithologiques séparent dans les trois cas des roches reconnues comme tendres (le poudingue permien et les phyllades et quartzites du Trémadocien) des roches résistantes sur lesquelles se situent les knickpoints actuellement (arkoses du Lochkovien et quartzites et phyllades du Cambrien). Or, la distance parcourue par les knickpoints dans les roches tendres du Permien et du Trémadocien diffère entre les trois cas, et est maximale pour le Bayehon. Nous pensons que c'est la plus grande longueur du cours du Bayehon sur ces roches tendres qui lui a permis de prendre une telle avance par rapport au knickpoint du Trô Maret, et même par rapport à celui de la Warche, dont la plus grande puissance érosive n'a pas été suffisante pour permettre au knickpoint de traverser les roches du Lochkovien.

Les retards les plus importants ont été mesurés au niveau des vallées suspendues et des knickpoints aux configurations proches, comme ceux de la Chefna et du ruisseau de Baelen. L'indice de confluences explique de manière satisfaisante ces retards pour le ruisseau de Robas, le Ninglinspo et la Chefna, et dans une certaine mesure pour le ruisseau de Bouen (figure 8.1). Par contre, le retard du knickpoint du ruisseau de Baelen s'écarte, lui, fortement de l'ajustement de la figure 8.1. Cela montre qu'un knickpoints proche du type « vallée suspendue », bloqué à proximité d'une confluence, peut aussi se former pour un indice de confluences relativement faible.

Plus au sud, les avances des knickpoints de l'Ourthe occidentale, du ruisseau de Laval et de l'Ourthe orientale semblent, de manière remarquable, être

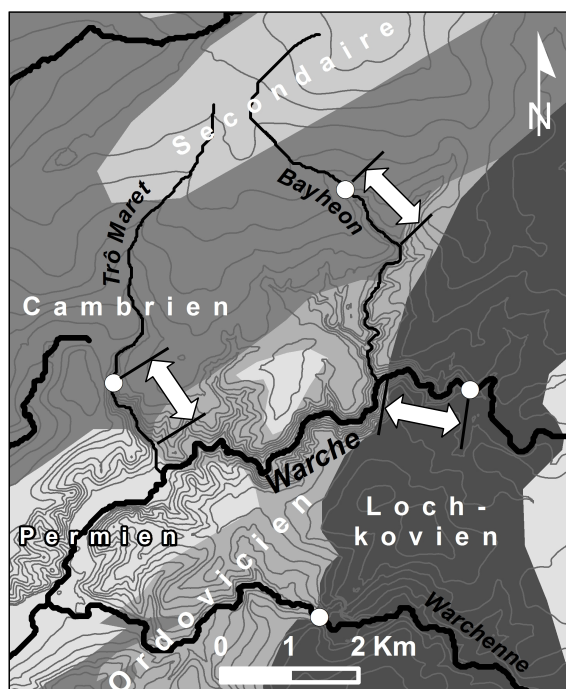


FIGURE 8.2 – Relation entre les distances parcourues par les knickpoints du Trô Maret, du Bayheon et de la Warche et la variabilité de résistance des roches du substratum.

liées à la facilité que ces knickpoints ont eue pour franchir les confluences. Par contre, les knickpoints du ruisseau de Mâle Racine et du ruisseau de Cherain sont tellement en avance par rapport au modèle initial que leurs indices de confluences ne permettent pas d'expliquer cette avance par un temps de retard minimal aux confluences. Les knickpoints de ces deux ruisseaux pourraient donc appartenir à une génération de knickpoints antérieure à celle que nous étudions.

Enfin, remarquons que certains knickpoints dont les temps de parcours modélisés étaient proches de 500 ka, et dont la position était, par conséquent, bien estimée par le modèle $c = K A^m$, se situent hors de l'intervalle de confiance relatif à l'ajustement entre les résidus et les indices de confluences. Il s'agit des knickpoints de la Salm, du ry de Bronze et de la Lembrée. Leurs indices de confluences indiquent que ces knickpoints sont en réalité en retard, c'est-à-dire situés trop près de Chênée, par rapport à la prévision donnée par l'ajustement. Nous manquons d'éléments pour fournir une explication à ces retards.

8.3 Comparaison entre le modèle et les datations de lambeaux de la terrasse principale

Les datations de lambeaux de la terrasse principale réalisées par Rixhon (sous presse) sont à la base de notre travail, puisqu'elles mettent en évidence la propagation d'un knickpoint dans le bassin de l'Ourthe. Il nous semble intéressant de voir si le modèle $c = K A^m$, que nous avons paramétré, fait correspondre la propagation du knickpoint avec les âges fournis par les datations dans le système Meuse-Ourthe-Amblève, et si les écarts entre ces âges et ceux fournis par le modèle peuvent, ou non, être expliqués par le rôle des confluences, comme nous l'avons fait pour expliquer les écarts relatifs aux knickpoints actuels.

La figure 8.3 représente le temps nécessaire aux knickpoints pour se propager dans l'ensemble du bassin de l'Ourthe selon le modèle $c = K A^m$ et suivant un âge initial fixé à 500 ka pour l'entrée du knickpoint dans ce bassin à Chênée, ainsi que les quatre datations réalisées par Rixhon dans le bassin de l'Ourthe.

8.3.1 Le secteur Colonster - La Belle Roche

D'après les datations, le knickpoint s'est propagé pendant au moins 180 ka pour franchir la distance séparant Colonster de La Belle Roche. La figure 8.3 montre, elle, que le temps de parcours modélisé entre ces deux positions est inférieur à 100 ka ; il vaut précisément 54 ka. Bien qu'il existe une incertitude sur la valeur du paramètre K , elle ne peut justifier la différence entre les deux valeurs. Il semble donc, en comparaison avec le modèle, que le knickpoint ait subi un retard minimal d'environ 125 ka sur ce tronçon.

Nous avons montré que les confluences permettent, à propos des positions actuelles des knickpoints, d'expliquer 53 % de la variabilité des temps de parcours modélisés. Il est donc probable que le retard que nous avons mis en évidence puisse être attribué au franchissement de la confluence Ourthe / Amblève. L'indice de confluences que nous avons créé permet-il de rendre compte de ce retard ? Au niveau de Colonster, l'indice de confluences $I_{cp1.3}$ de l'Ourthe est nul. A l'amont de la confluence Ourthe / Amblève, il vaut 2.56 dans l'Amblève et 1.64 dans l'Ourthe. D'après l'équation 7.1, les retards minimums attribués aux confluences et relatifs à ces deux indices valent respectivement -2.9 et -4.0 ka. Cela signifie que le knickpoint entrera dans l'Amblève avec une avance maximale de 2.9 ka par rapport à la moyenne, tandis qu'il continuera sa progression dans l'Ourthe avec une avance à la

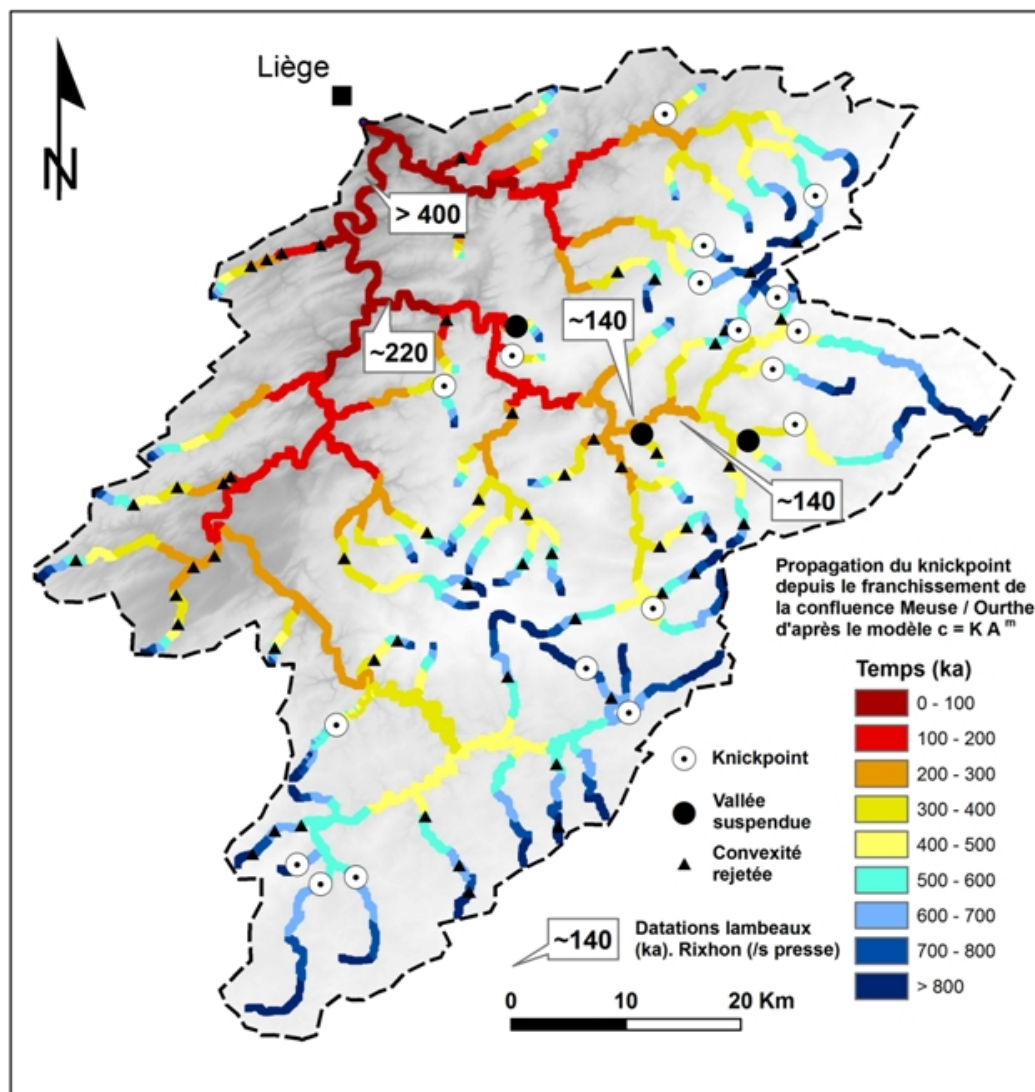


FIGURE 8.3 – Propagation du knickpoint dans les cours d'eau du bassin versant de l'Ourthe selon le modèle $c = K A^m$, et âges d'abandon de la terrasse principale selon Rixhon (sous presse). La position des knickpoints selon le modèle correspond au passage du jaune au bleu. Les convexités rejetées au chapitre 4 sont représentées par les triangles noirs.

moyenne maximale de 4.0 ka. D'après son indice de confluences, le knickpoint entrant dans la vallée de l'Amblève a donc bien un retard par rapport à celui continuant sa progression dans l'Ourthe. Cependant, ce retard relatif n'est que de 1.1 ka, alors que le retard absolu du knickpoint de l'Amblève semble supérieur ou égal à 125 ka.

Deux hypothèses peuvent être avancées pour expliquer cette différence. Tout d'abord, rappelons que les retards absolus des knickpoints, liés au franchissement des confluences, nous sont inconnus, comme nous l'avons expliqué au chapitre 7. Ainsi, au niveau de la confluence Ourthe/Amblève, le knickpoint continuant sa progression dans l'Ourthe a subi un retard absolu $Rconf_{Ourthe}$ inconnu, tandis que celui entrant dans la vallée de l'Amblève a, lui, subi un retard absolu valant $Rconf_{Ourthe} + 1.1$ ka, d'après les valeurs de l'indice $I_{cp1.3}$. La première hypothèse que nous proposons est que les 125 ka déduits des datations de Rixhon correspondent à la valeur de $Rconf_{Ourthe}$. Cela suppose que le knickpoint ait été bloqué dans sa progression, aussi bien dans l'Ourthe que dans l'Amblève, pendant 125 ka au niveau de la confluence entre ces deux rivières. La seconde hypothèse, qui nous semble plus plausible, est que l'indice $I_{cp1.3}$ ne rend pas suffisamment compte du retard subi par le knickpoint qui entre dans la vallée de l'Amblève par rapport à celui qui continue sa progression dans l'Ourthe. Ainsi, le retard relatif du knickpoint entrant dans l'Amblève pourrait être nettement supérieur à 1.1 ka et expliquer ainsi une partie, voir l'ensemble, des 125 ka déduits des datations de Rixhon.

8.3.2 Le secteur La Belle Roche - Stavelot

Selon les âges proposés par Rixhon (sous presse), le knickpoint a eu besoin de 80 ka pour franchir les 45 kilomètres qui séparent La Belle Roche de la région de Stavelot. Le temps de parcours calculé selon le modèle $c = K A^m$ vaut, lui, 190 ka (jusque Stavelot) ou 215 ka (jusque Lodomez). Le knickpoint s'est donc déplacé sur ce tronçon plus de deux fois plus vite que ce que prévoit le modèle. Ce résultat nous semble assez logique. En effet, si le knickpoint a été retardé pendant au moins 125 ka entre Colonster et La Belle Roche, il dispose de moins de temps, par rapport au temps estimé par le modèle, pour atteindre sa position actuelle. Il est donc normal que sa vitesse soit supérieure à celle du modèle à cet endroit. Les temps de parcours calculés par les datations de Rixhon et par le modèle $c = K A^m$ concordent d'ailleurs assez bien lorsque l'on considère le trajet total Colonster - Stavelot. En effet, les datations fournissent un temps supérieur ou égal à 260 ka et le modèle $c = K A^m$ prévoit lui entre 244 et 269 ka.

8.3.3 Conclusion

Par rapport au modèle $c = K A^m$, les datations montrent que le knickpoint a été retardé dans un secteur comprenant la confluence Ourthe / Amblève, puis a accéléré après le franchissement de la confluence. Ces obser-

vations concordent tout à fait avec l'hypothèse d'un retard lié au franchissement des confluences. L'accélération par rapport à la vitesse calculée par le modèle est logique puisque ce modèle ne tient pas compte des retards aux confluences. En effet, nous avons estimé que les knickpoints disposaient d'environ 500 ka pour se propager entre Chênée et leurs positions actuelles. En réalité, ils ont disposé de moins de temps, en raison des retards à certaines confluences, et leur vitesse entre ces confluences a donc été supérieure à celle calculée par le modèle.

Néanmoins, il semble que l'indice $I_{cp}1.3$ sous-estime fortement le retard qui a probablement eu lieu au niveau du passage du knickpoint de la vallée de l'Ourthe à celle de l'Amblève. Cet indice permet donc une bonne prise en compte du rôle des confluences à l'échelle du bassin versant de l'Ourthe considéré dans son ensemble, mais ne semble pas permettre de modéliser précisément ces retards à l'échelle des confluences considérées isolément.

8.4 Interprétation globale des résultats

Pour pouvoir modéliser la propagation des knickpoints, nous avons postulé que ceux-ci s'étaient propagés parallèlement à eux-même, sans se dégrader, depuis Chênée jusqu'à leurs positions actuelles. Nous avons ensuite démontré que les confluences ont exercé un rôle retardant dans cette propagation, et nous venons de mettre en évidence le rôle non négligeable de la lithologie (section 8.2). Ces considérations restent relativement floues quant au déroulement précis de l'incision des rivières du bassin de l'Ourthe depuis le niveau de la terrasse principale. Nous proposons ici une interprétation de nos résultats, basée sur les modèles conceptuels explicités dans le second chapitre, en termes de déroulement de l'incision dans le bassin de l'Ourthe.

Tout d'abord, revenons au démarrage de l'incision. L'accélération du soulèvement de l'Ardenne il y a ~ 800 ka a probablement provoqué une augmentation de la pente des cours d'eau ardennais dont les eaux se dirigent vers la périphérie du massif. Si l'on considère un soulèvement en bloc du massif, cette augmentation des pentes longitudinales fut maximale en bordure du massif ardennais. Concernant la Meuse, l'augmentation maximale de la pente a donc probablement eu lieu au niveau de la transition entre le MSR et le graben de la Roer. Nous estimons ainsi qu'il est possible qu'un knickpoint se soit marqué à cet endroit, non pas sous la forme d'une cascade mais plutôt d'un secteur en pente plus forte, permettant au fleuve de s'inciser dans le bedrock. Puisque des lambeaux de terrasse sont présents dans la vallée de la Meuse sous le niveau de la terrasse principale (d'après les observations de Juvigné et Renard (1992)), il est possible que non pas un seul mais bien plu-

sieurs knickpoints successifs se soient développés et aient incisé le bedrock, en alternance avec des phases de stabilisation. Le climat semble avoir joué un rôle dans cette alternance, puisqu'il semble que les périodes d'aggradation et d'incision de la Meuse correspondent aux principales oscillations climatiques du Quaternaire (Tebbens *et al.*, 2000).

Dans l'Ourthe inférieure également, la présence de lambeaux de terrasse sous le niveau de la terrasse principale, néanmoins peu étendus (Cornet, 1995), suggère que plusieurs knickpoints s'y sont succédés. Au niveau de la confluence avec l'Amblève, la confrontation des datations de Rixhon (sous presse) et de notre modélisation a montré que l'érosion régressive semble avoir été bloquée pendant une longue période, peut-être supérieure à 120 ka. Nous pensons que les knickpoints responsables de l'incision de l'Ourthe inférieure pourraient avoir été bloqués et s'être accumulés au niveau de cette confluence, pour ensuite la franchir et continuer leur progression dans l'Amblève, de manière retardée par rapport à la progression du ou des knickpoints dans l'Ourthe. Ce blocage associé à un possible raidissement du knickpoint au niveau de la confluence Ourthe/Amblève correspond au modèle de propagation proposé par Crosby et Whipple (2006), qui suggèrent qu'un knickpoint peut changer plusieurs fois de forme durant sa progression, et notamment se raidir au passage d'une confluence.

L'importance des confluences comme élément retardant, que nous avons démontrée au chapitre 7, prouve que des retards se sont produits à d'autres confluences. Les retards les plus élevés par rapport à la moyenne, supérieurs à 200 ka, concernent les knickpoints du Ninglinspo, de la Chefna et du ruisseau de Bouen, qui sont actuellement toujours bloqués au niveau de leur confluence avec l'Amblève. Nous avons cependant montré que la méthode que nous avons utilisée pour réaliser la démonstration du rôle majeur des confluences ne permet pas de connaître précisément les temps de retard associés à chaque confluence.

A côté des retards exercés aux confluences, la diminution de l'aire drainée associée à la progression des knickpoints vers l'amont provoque une diminution de leur vitesse (démontrée dans d'autres régions du monde, voir par exemple Bishop *et al.* (2005), Crosby et Whipple (2006) et Loget et Van Den Driessche (2009)) qui, selon notre modélisation, passe de 50 cm par an à Chênée à 1.4 à 7.9 cm par an au niveau des positions actuelles des knickpoints. Des observations de terrain nous ont montré que ces dernières valeurs ne correspondent pas à la réalité actuelle (à l'exception peut-être des knickpoints ceinturant les Hautes Fagnes), puisque la majorité des knickpoints observés sont « fossilisés » sous une épaisse nappe alluviale, et ont donc des vitesses actuelles de recul nulles. Nous justifions cette erreur du modèle par le contrôle climatique de l'incision des rivières ardennaises. Il nous semble en ef-

est probable qu'une partie, voire peut-être la majorité, des knickpoints n'aient pu se déplacer que durant des intervalles de temps relativement courts, correspondant, comme on le pense de plus en plus pour l'incision des rivières ardennaises, aux transitions entre les stades isotopiques chauds et froids. Dans ce cas, les knickpoints ont probablement été à l'arrêt durant une partie des 500 ka que nous étudions, et leurs vitesses instantanées de déplacement, lorsque le climat le permettait, ont certainement été nettement plus élevées que celles qui ont été estimées par le modèle.

Cependant, cette hypothèse suppose alors que les knickpoints se soient propagés à des vitesses atteignant par exemple 5 mètres par an à Chênée, si l'on considère que les knickpoints n'ont été actifs que pendant 10% du temps. Ces vitesses sont du même ordre de grandeur que les vitesses moyennes des knickpoints du Rhône et du Nil, apparus suite à la crise messinienne, mesurées sur un intervalle de temps compris entre 90 et 300 ka (Loget et Van Den Driessche, 2009). Elles peuvent sembler assez élevées pour le bassin de l'Ourthe, ce qui suggère que certains knickpoints ont probablement été capables de poursuivre leur progression durant les périodes de stabilité des rivières. On peut penser que grâce à leur pente élevée, certains knickpoints ont pu éroder le substratum sans être influencés de manière significative par les oscillations climatiques du Quaternaire, tandis que d'autres, moins marqués, n'ont pu progresser que lorsque les conditions climatiques permettaient à l'ensemble des rivières de s'inciser. Cette très probable influence de la forme des knickpoints sur leur dynamique de propagation est renforcée par nos observations de terrain, qui nous ont montré qu'actuellement, seuls certains knickpoints en pente forte sont encore capables de mettre à jour le bedrock.

Nous avons également démontré, par deux exemples, que la lithologie, elle aussi, module les vitesses de propagation des knickpoints. Les arkoses du Lochkovien ont ainsi freiné, voire même bloqué, les knickpoints de la Warche, de la Warchenne et de l'Amblève, qui ont ainsi été retardés par rapport aux knickpoints voisins de la Hoëgne, de la Statte et de la Helle. Inversement, le knickpoint du Bayehon a, lui, parcouru une distance anormalement longue en raison du substratum tendre sur lequel il coule sur les deux tiers de son parcours. De la même manière, la traversée de la Famenne a certainement permis au knickpoint se propageant dans l'Ourthe de prendre une avance supplémentaire par rapport à ceux se propageant dans la Vesdre et l'Amblève. Des influences lithologiques ont probablement aussi joué un rôle en Ardenne centrale, comme le suggère la position du knickpoint du ruisseau de Laval, situé dans une cluse dont l'origine est probablement lithologique.

En conclusion, la propagation des knickpoints dans le bassin de l'Ourthe a certainement été influencée par de nombreux facteurs : la diminution de

l'aire drainée lorsque le knickpoint progresse vers l'amont, les confluences, l'évolution de la forme des knickpoints, les variations de résistance des roches et, enfin, les alternances climatiques.

Chapitre 9

Conclusion et perspectives

Conclusion

L'étude des knickpoints du bassin versant de l'Ourthe a permis d'aboutir à plusieurs résultats.

Tout d'abord, 16 knickpoints et 3 vallées suspendues marquant très probablement l'avancée actuelle de la vague d'érosion régressive post-terrasse principale ont été identifiés, et cinq d'entre eux ont été caractérisés par des observations de terrain. Ce résultat a permis de valider la première hypothèse que nous désirions tester : il existe bien, dans le bassin versant de l'Ourthe, d'autres knickpoints que celui de l'Amblève témoignant de cette vague d'érosion régressive.

Ensuite, une modélisation de la propagation des knickpoints dans le réseau hydrographique du bassin versant de l'Ourthe a été réalisée. Le premier résultat auquel elle a abouti est la détermination des valeurs des paramètres K et m de l'équation de cécilité pour l'Ardenne, qui valent respectivement $5.34 \cdot 10^{-6}$ à $8.42 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{0.02} \text{ ans}^{-1}$ et 0.51.

Huit indices traduisant la difficulté de franchissement des confluences ont également été développés et testés. Une corrélation significative ($p < 0.007$) a été observée entre chacun des indices et les résidus de la modélisation, ce qui permet de valider la seconde hypothèse que nous défendions : les confluences exercent bien un rôle retardant significatif dans la propagation des knickpoints dans un réseau hydrographique. En utilisant la relation la plus significative (indice $I_{cp}1.3$; $r = 0.73$; $p = 0.0014$), une estimation des temps de retard minimums dûs aux confluences a été réalisée pour chaque knickpoint.

De plus, une analyse de la relation entre cet indice et les résidus de la modélisation a montré que la lithologie exerce également un rôle non négligeable dans la localisation de certains knickpoints.

Enfin, une interprétation globale des résultats a été proposée, et suggère

que non pas un mais plusieurs knickpoints se soient propagés dans le réseau hydrographique du bassin versant de l'Ourthe, ce qui permet d'expliquer la présence de lambeaux de terrasse sous le niveau de la terrasse principale, en particulier dans les rivières les plus importantes. Certains de ces knickpoints n'ont peut-être reculé que lors des transitions climatiques entre les stades isotopiques chauds et froids du Quaternaire, ce qui implique des vitesses de recul instantanées nettement plus élevées que celles que nous avons calculées par la modélisation. Néanmoins, il semble également possible que la pente de certains knickpoints leur ait permis de progresser de manière plus ou moins continue, leurs vitesses instantanées étant alors plus proches des vitesses évaluées par la modélisation.

Perspectives

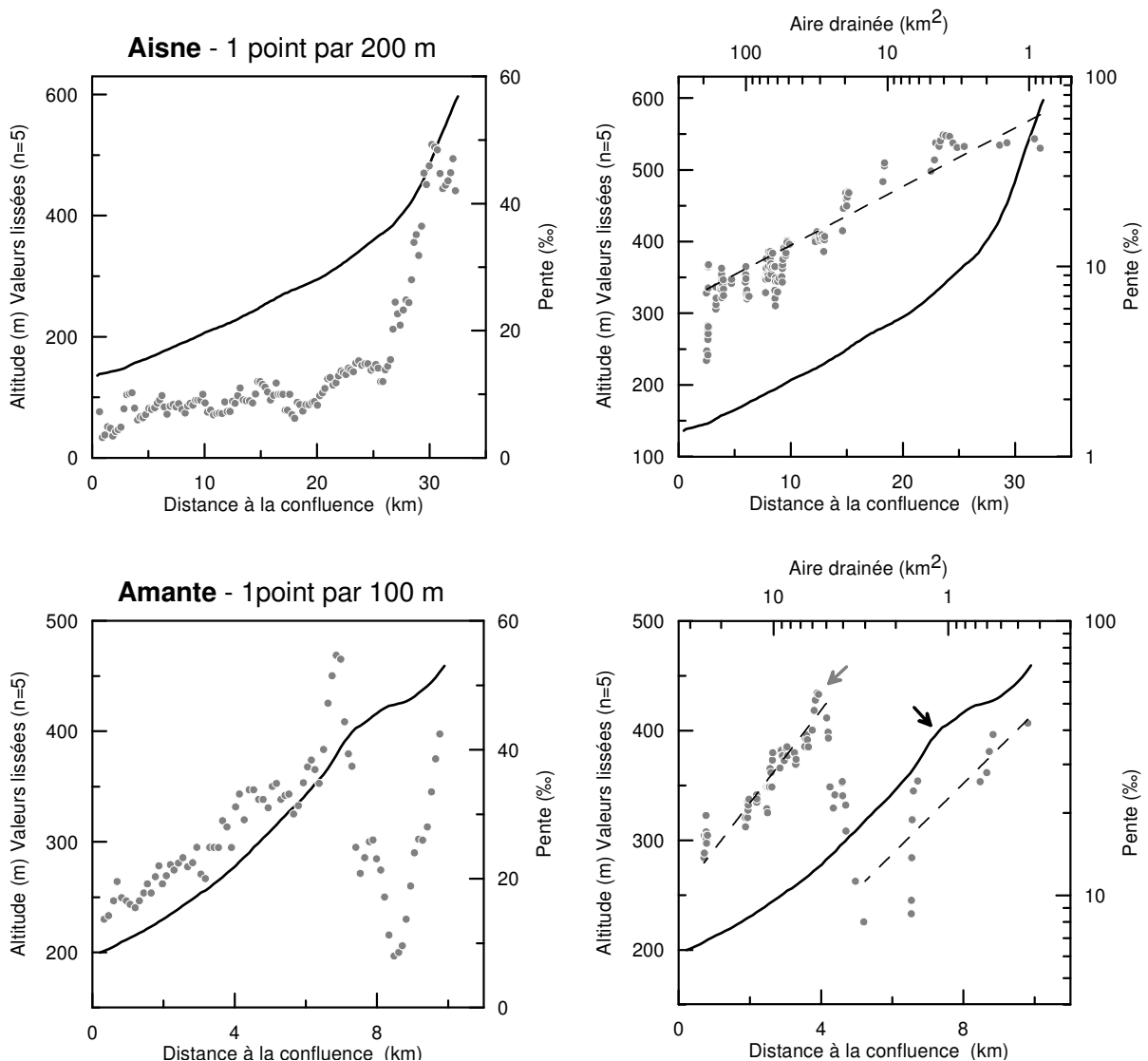
Pour mieux comprendre l'incision quaternaire des rivières du bassin versant de l'Ourthe, il serait intéressant d'étudier plus en profondeur, par des observations de terrain, les knickpoints d'Ardenne centrale dont l'âge reste quelque peu incertain. Il serait également intéressant de mesurer des vitesses de recul actuelles au niveau des knickpoints rocheux, aussi faibles soient-elles, pour permettre des comparaisons avec les vitesses modélisées. Enfin, une meilleure compréhension des événements passe indubitablement par la multiplication des datations absolues de lambeaux de terrasse, qui sont les indications les plus fiables permettant de formuler des hypothèses quant à la manière avec laquelle les rivières ardennaises ont creusé les profondes vallées que nous connaissons.

De plus, nous avons montré que la plupart des convexités que nous avons identifiées ne pouvaient être attribuées de manière certaine à des knickpoints, tant les variations de résistance des roches et les reliefs qui leur sont associés sont nombreux en Ardenne. Par conséquent, il serait intéressant d'étudier les knickpoints dans des massifs où les influences lithologiques sont moins nombreuses ou moins déterminantes, en raison d'une plus grande homogénéité du substratum ou d'un soulèvement tectonique plus prononcé. Nous pensons que cela permettrait de détecter et d'attribuer un âge à un nombre plus élevé de knickpoints, ce qui augmenterait les possibilités d'analyses et la validité des résultats obtenus.

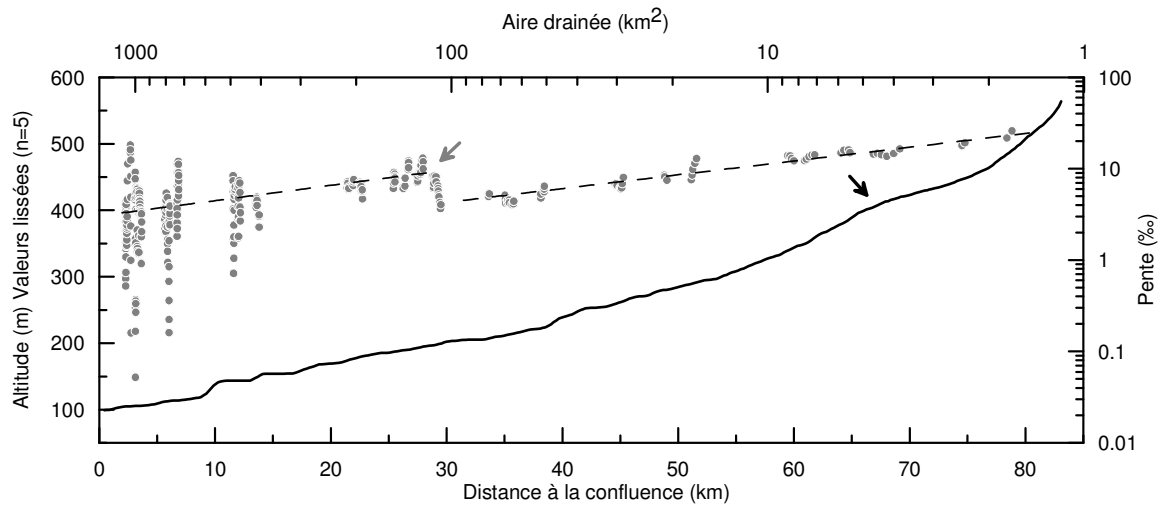
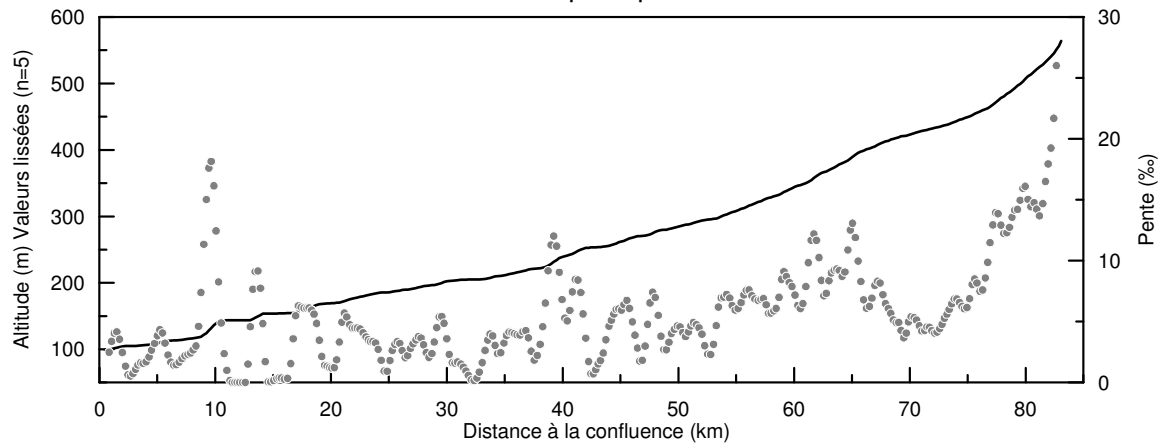
Annexe

Nous rassemblons ici les profils en long et profils de pente réalisés pour les 64 rivières étudiées. Deux graphiques ont été réalisés pour chaque cours d'eau. Le premier (à gauche) représente l'altitude (en trait noir, axe des ordonnées de gauche) et la pente (points gris, axe des ordonnées de droite) en fonction de la distance à l'exutoire du cours d'eau, sur des échelles linéaires. Le second représente l'altitude de la même manière, mais les pentes y sont reportées par rapport à l'aire drainée, sur des axes aux échelles logarithmiques. La pente ne correspond donc pas verticalement avec l'altitude, puisque les deux tracés sont relatifs à des axes des abscisses différents.

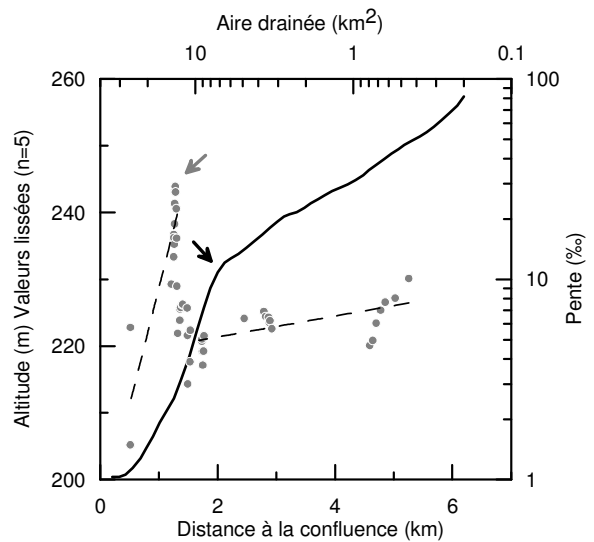
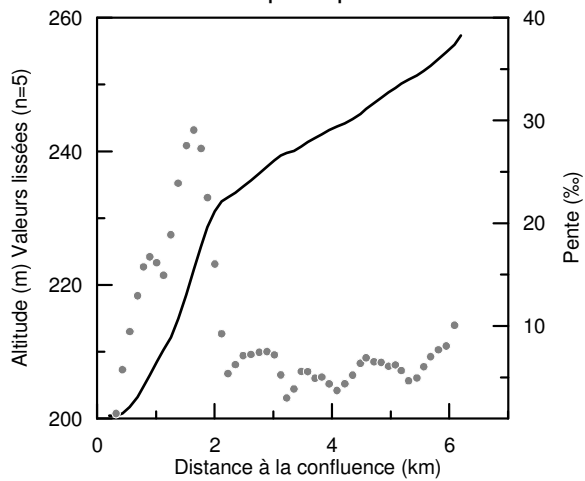
Ce sont les graphiques du second type qui ont été utilisés pour identifier les knickpoints. Néanmoins, l'échelle logarithmique ayant pour effet de rapprocher fortement les points relatifs aux pentes pour des aires drainées élevées, les graphiques de gauche ont souvent été consultés, car la lisibilité des pentes y est meilleure. Les flèches localisent les knickpoints tandis que les cercles localisent les autres types de convexité. Les traits tiretés sont des ajustements effectués sur les pentes selon l'équation $S = k_s A^{-\theta}$, sur les secteurs paraissant ajustés.

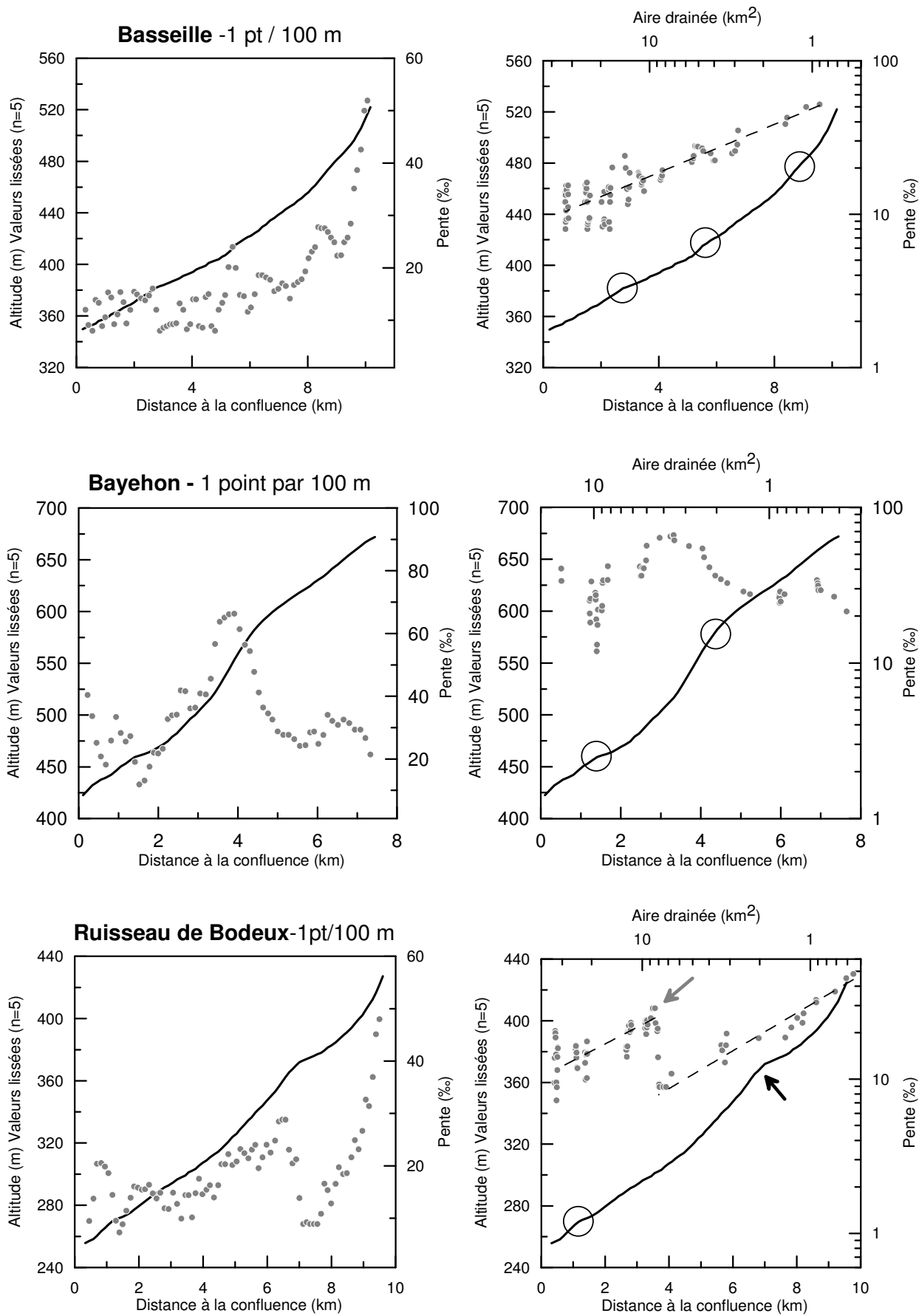


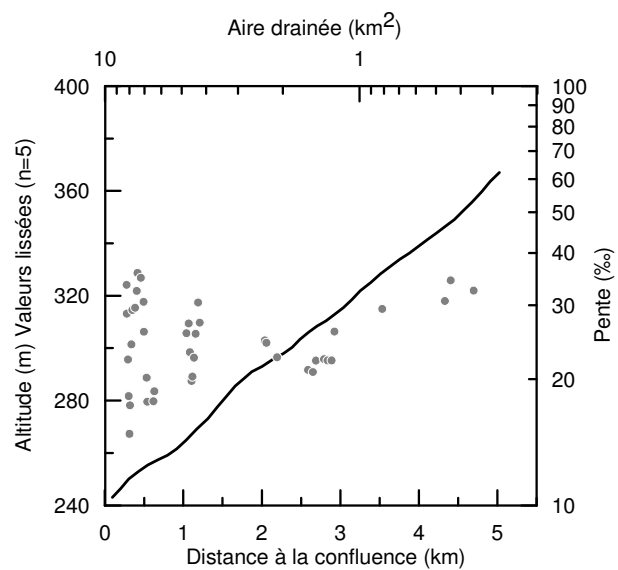
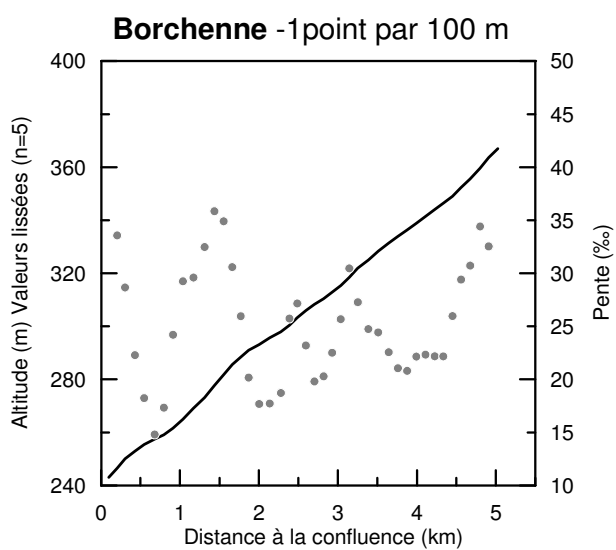
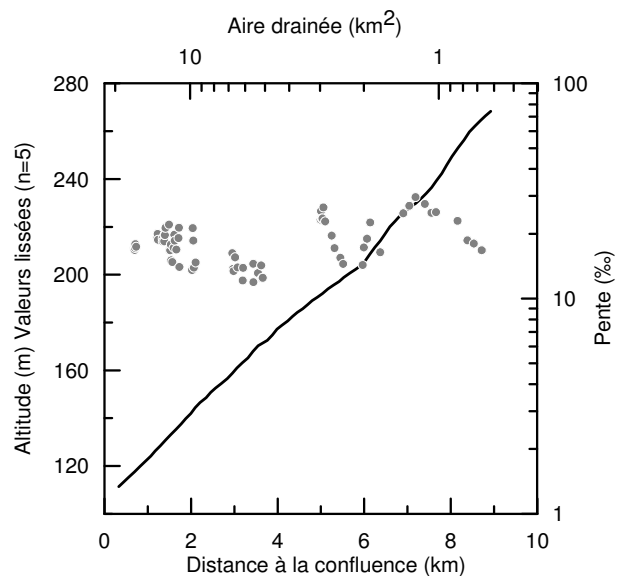
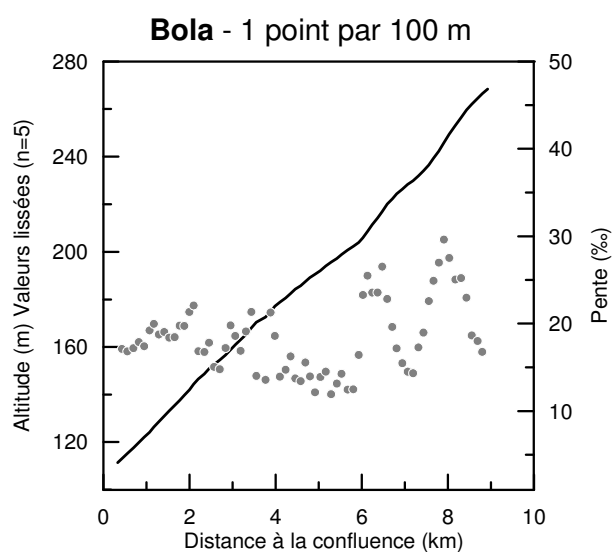
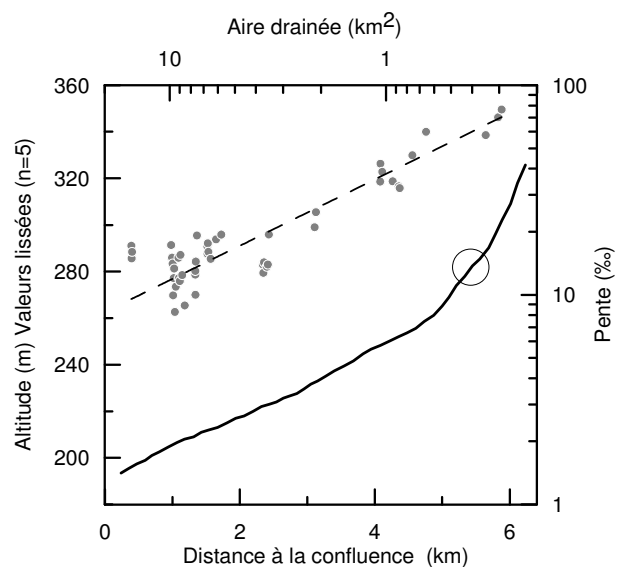
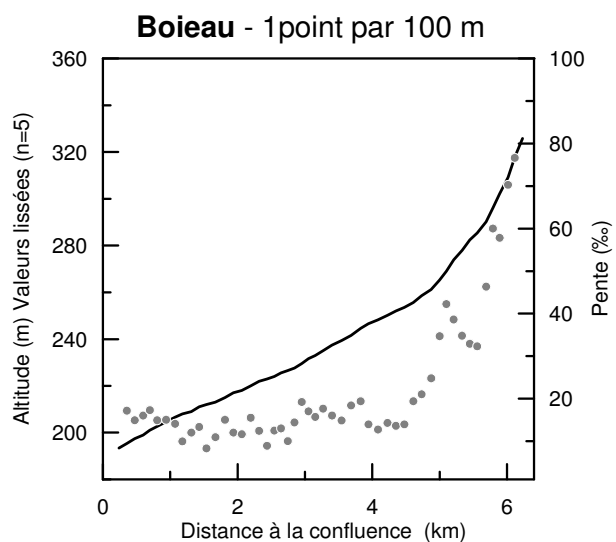
Ambleve - 1 point par 200 m

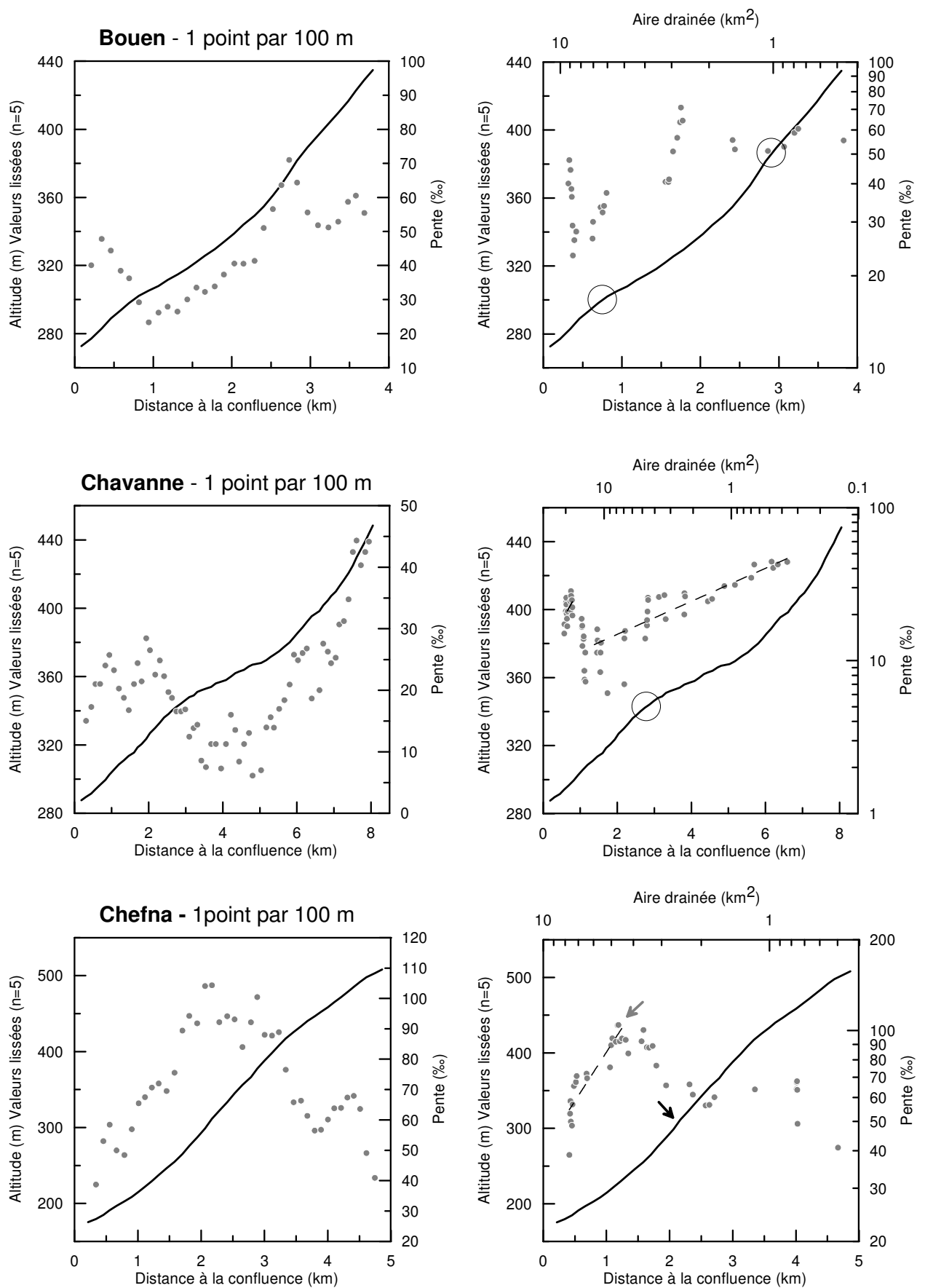


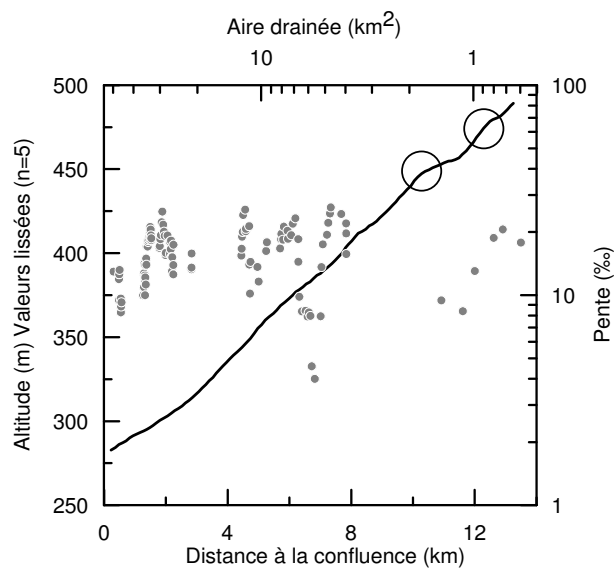
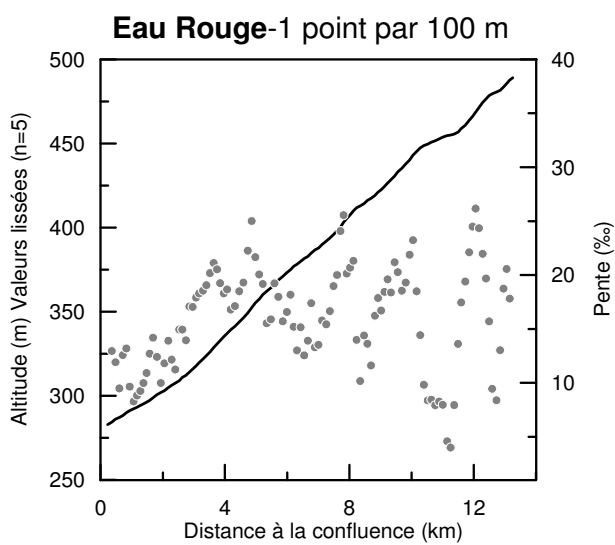
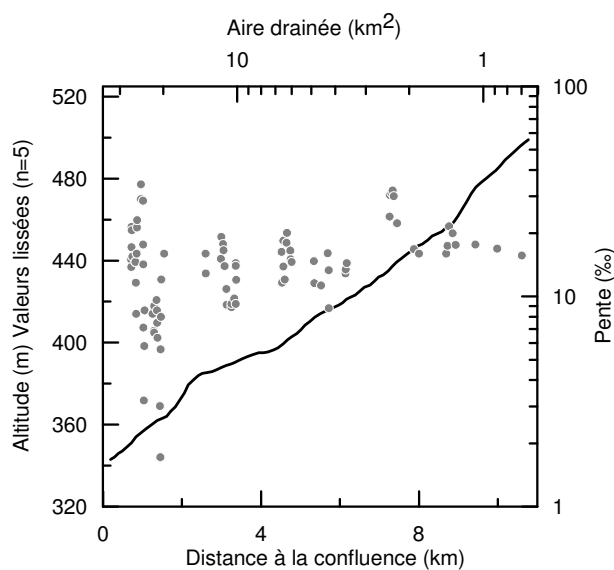
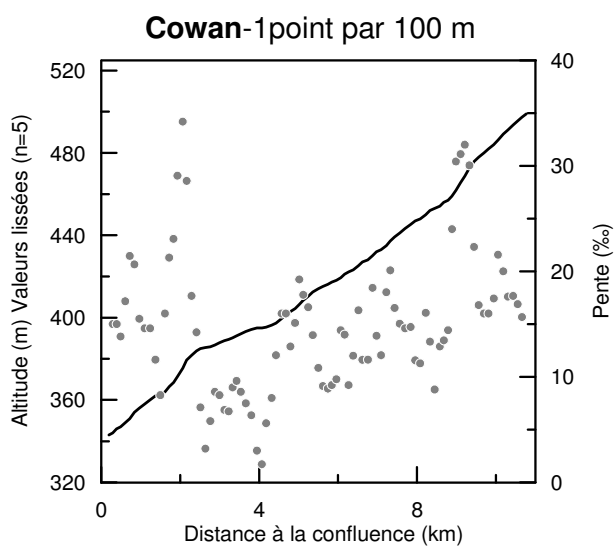
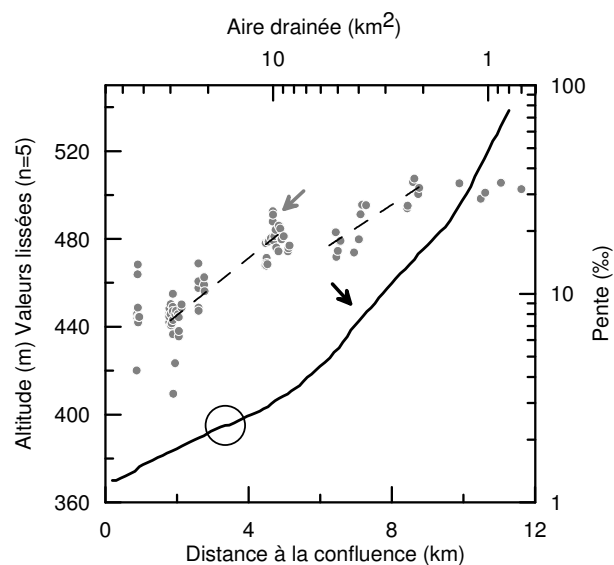
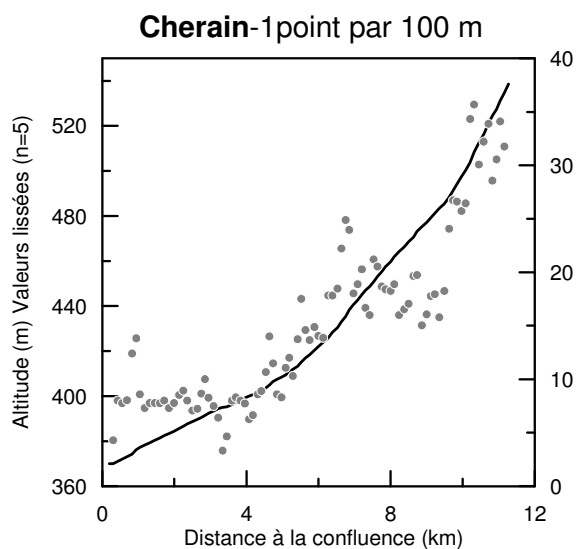
Baelen - 1 point par 100 m

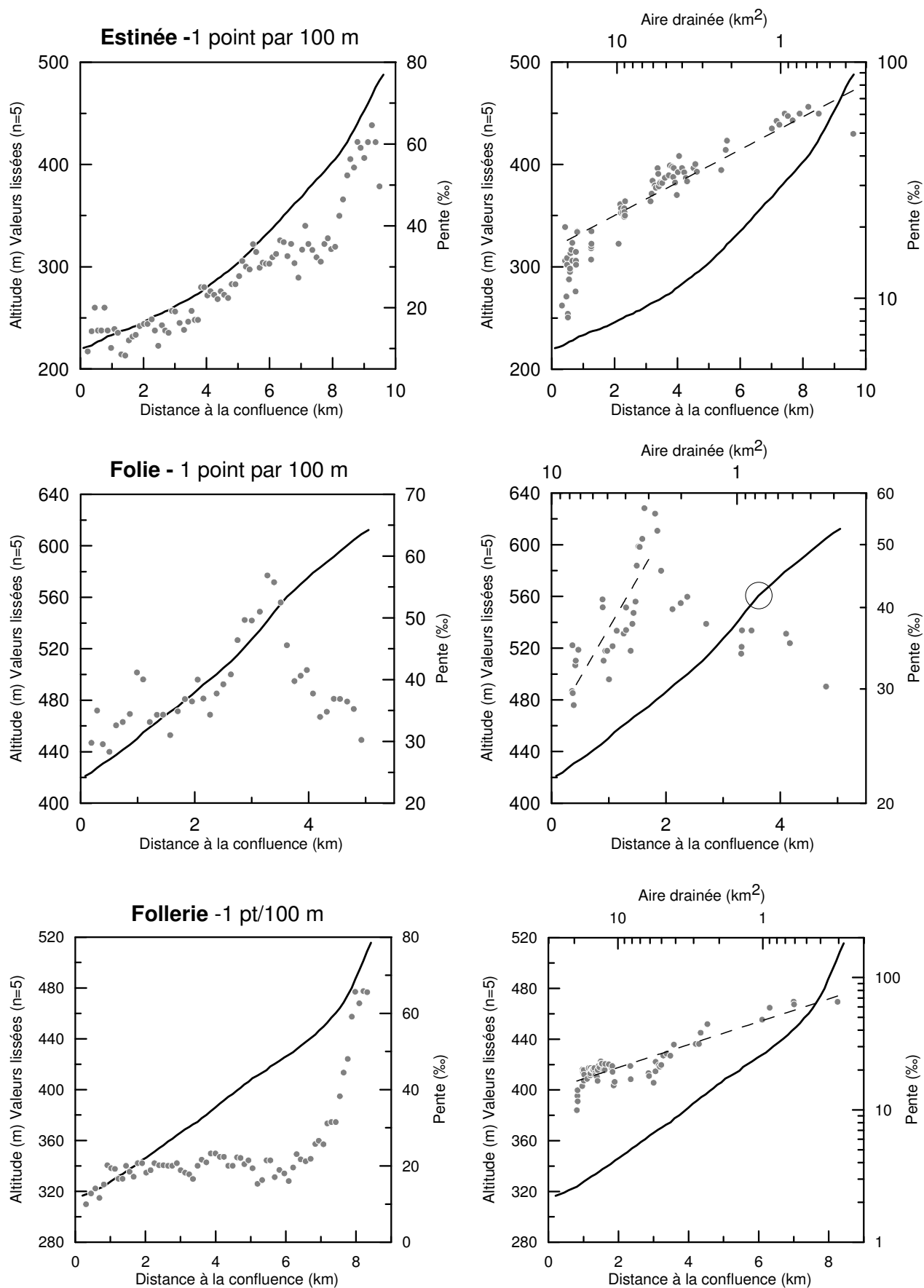


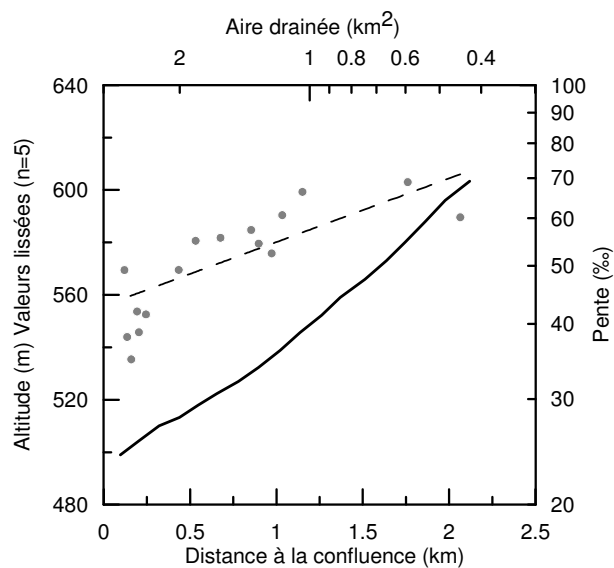
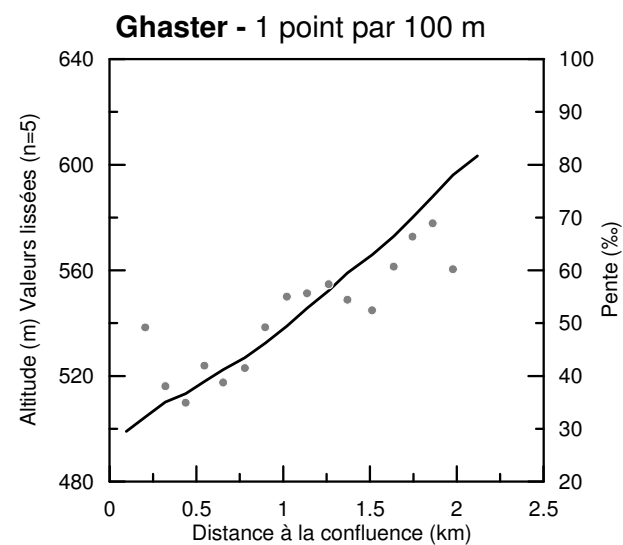
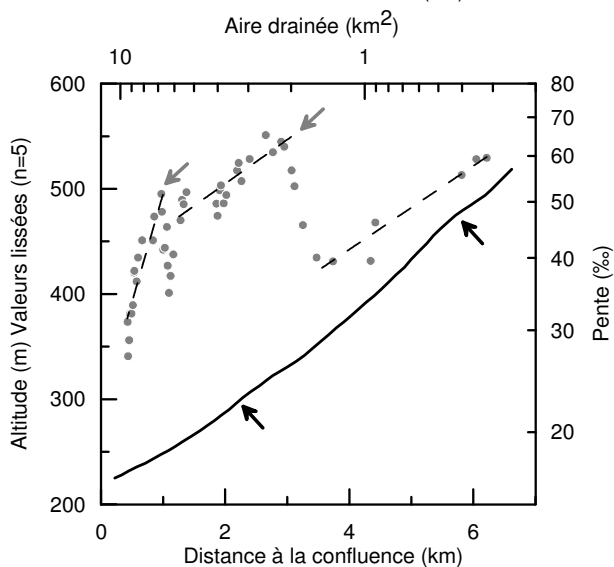
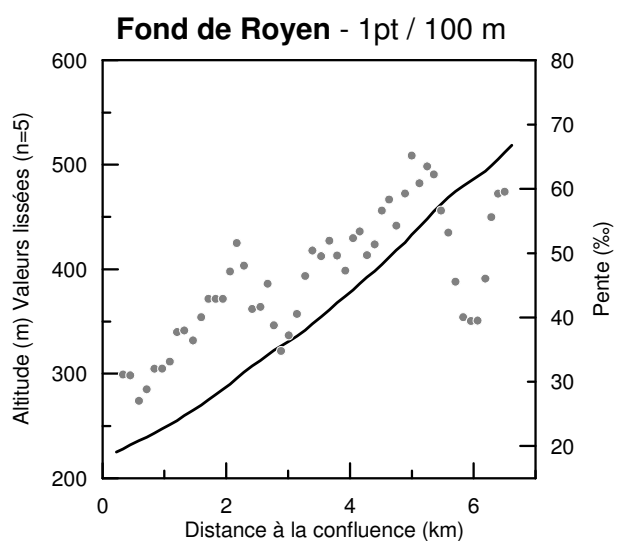
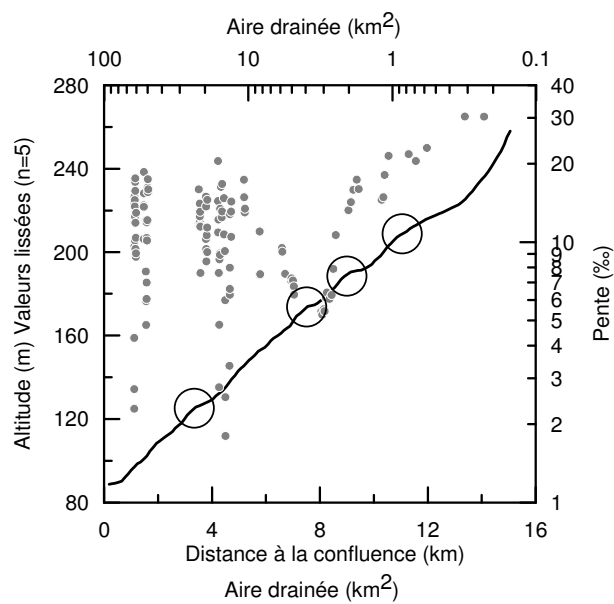
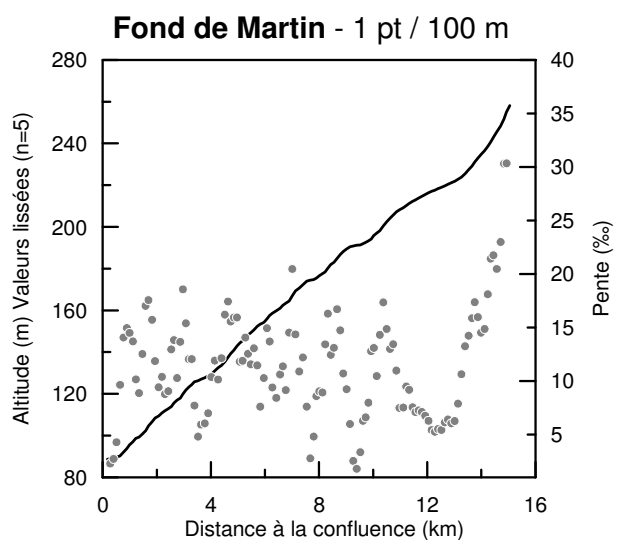


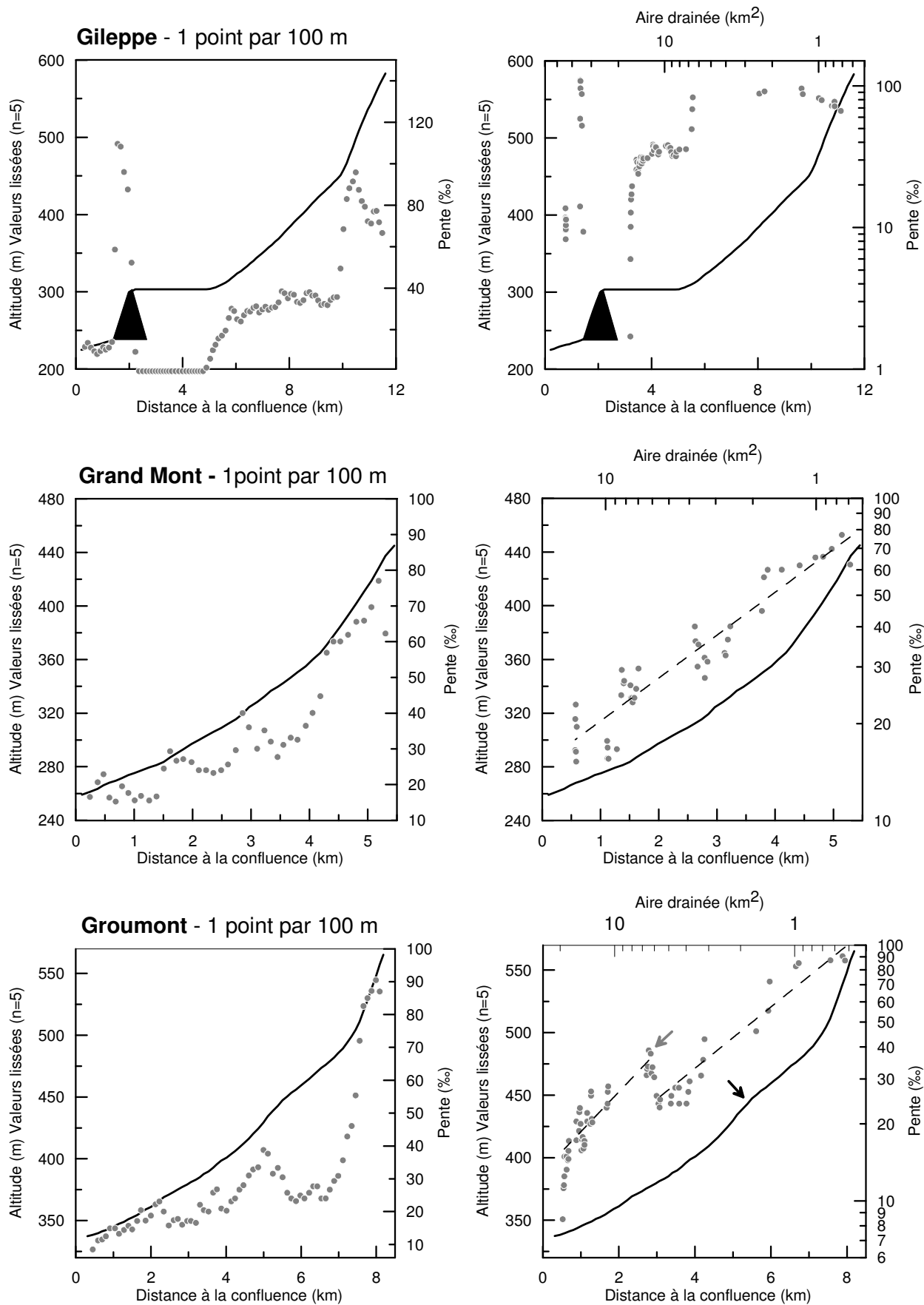


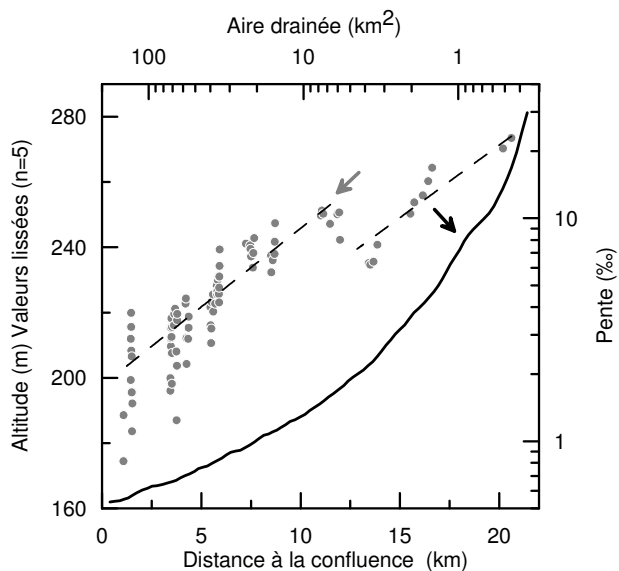
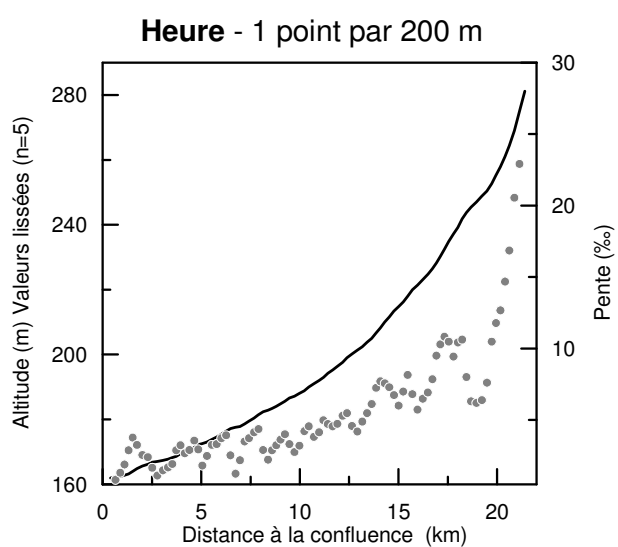
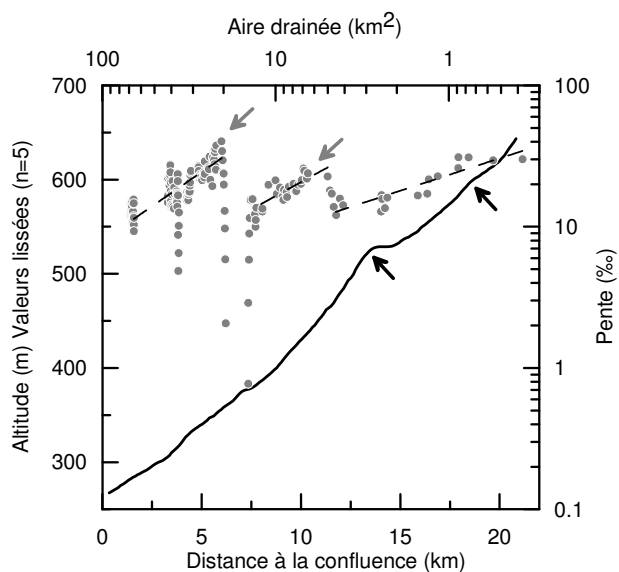
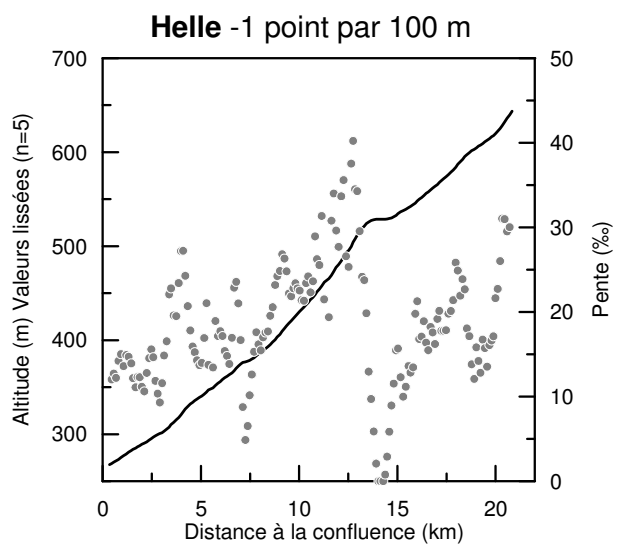
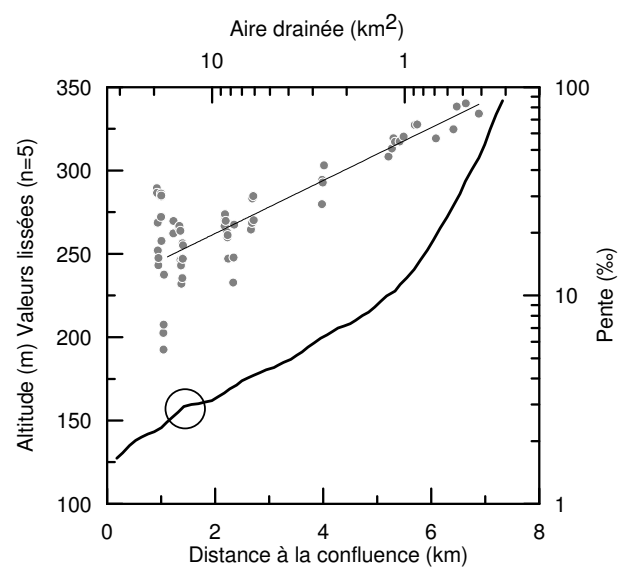
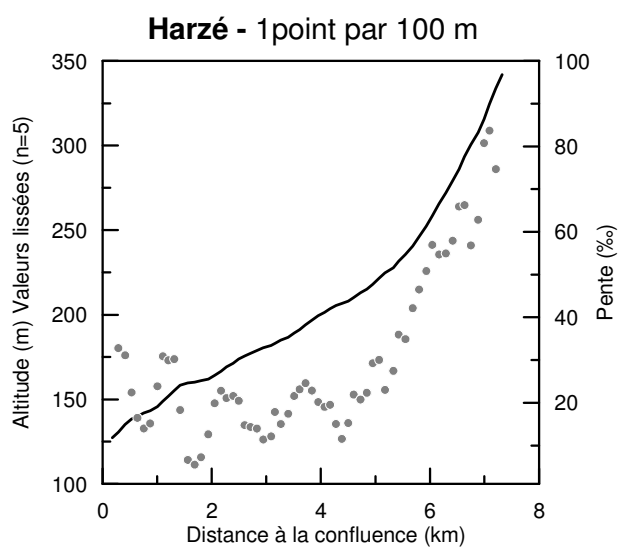


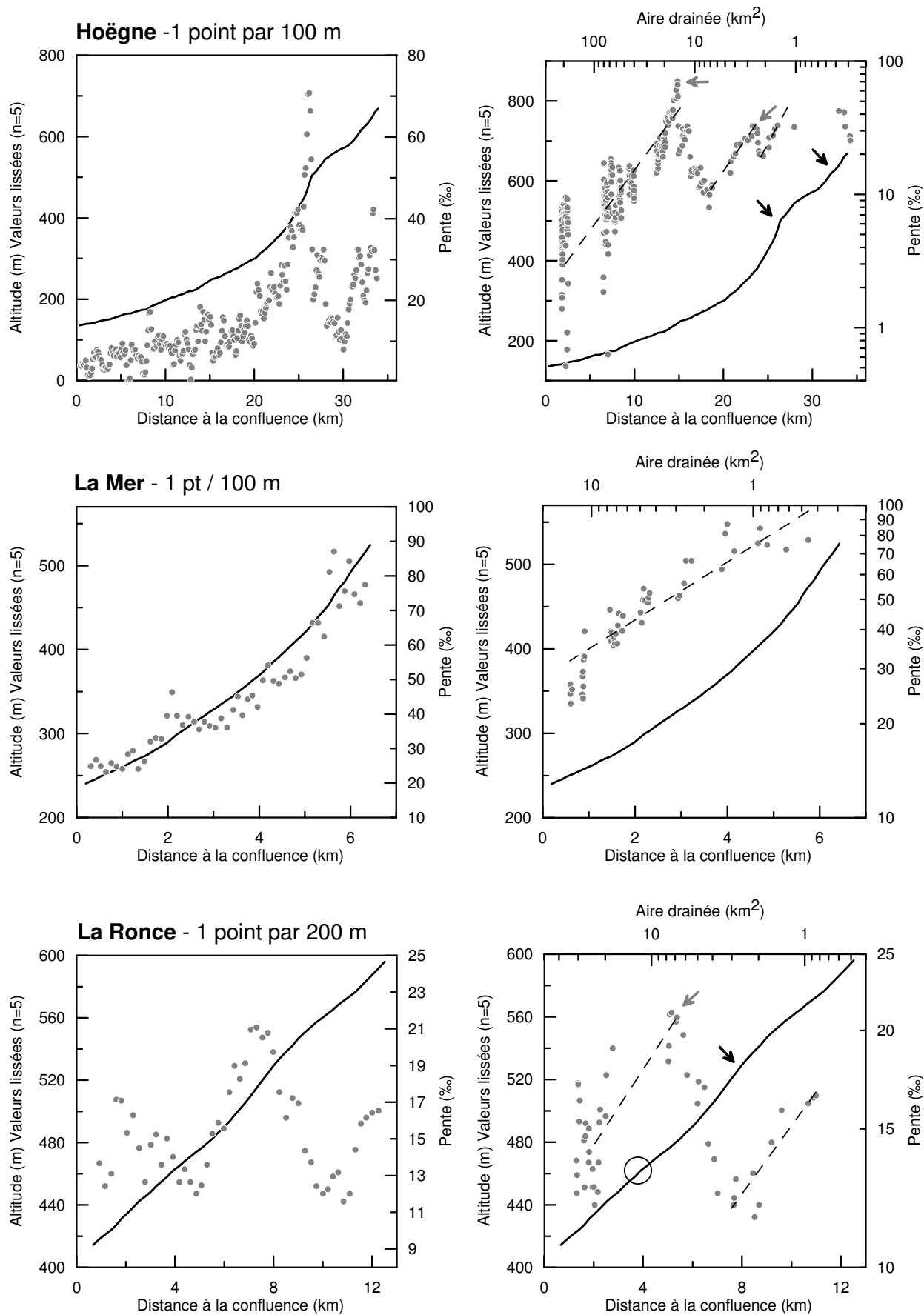


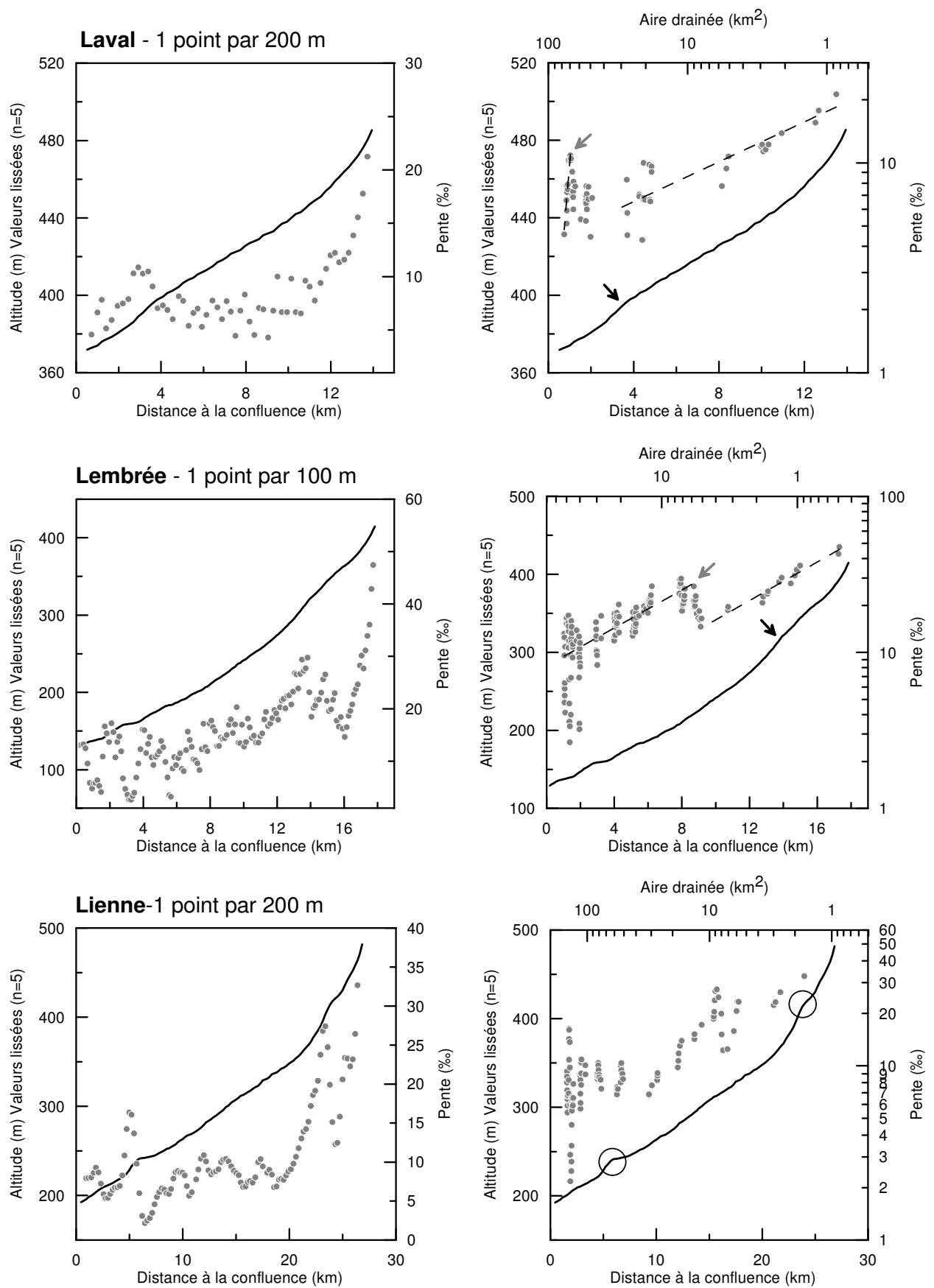


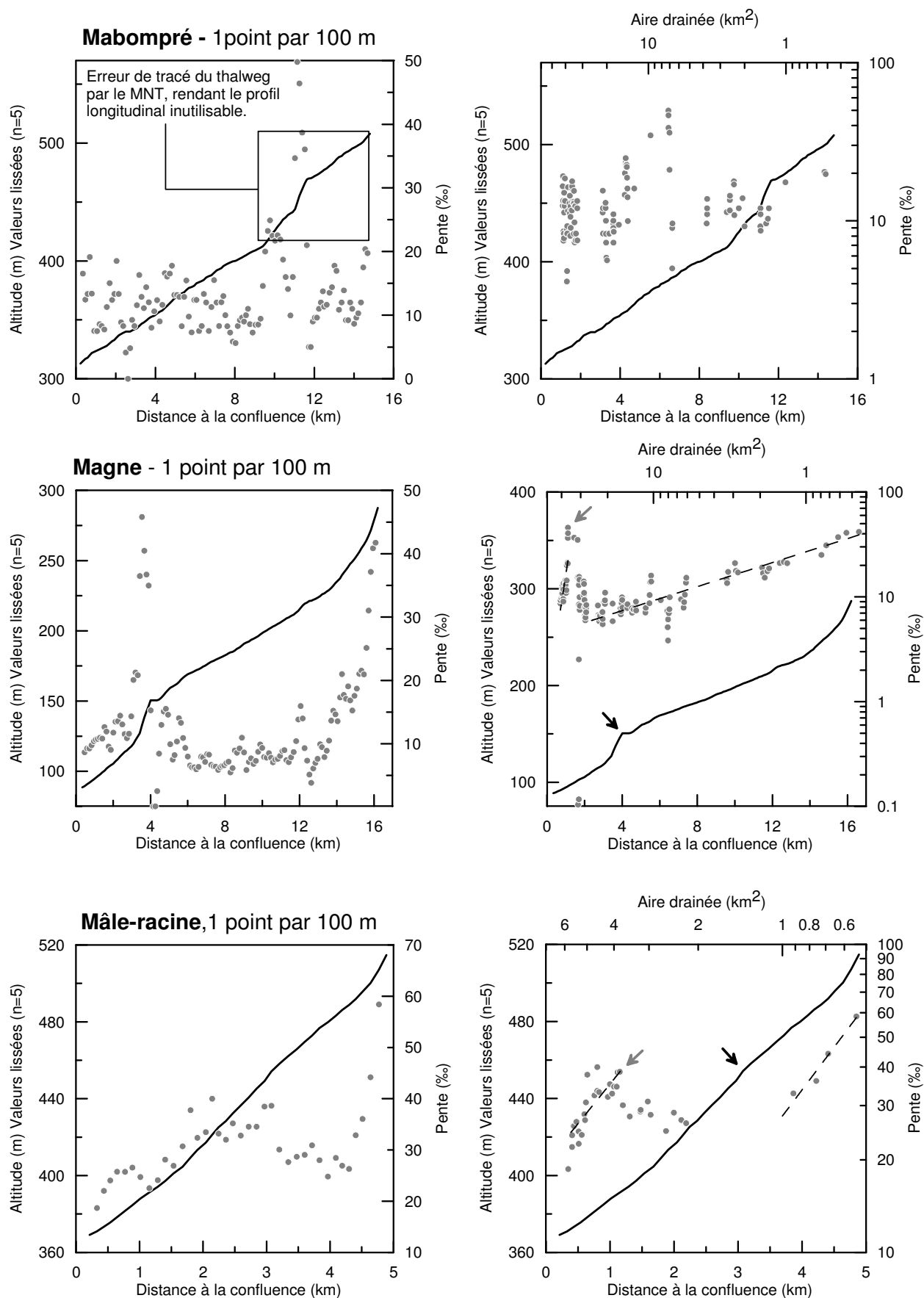


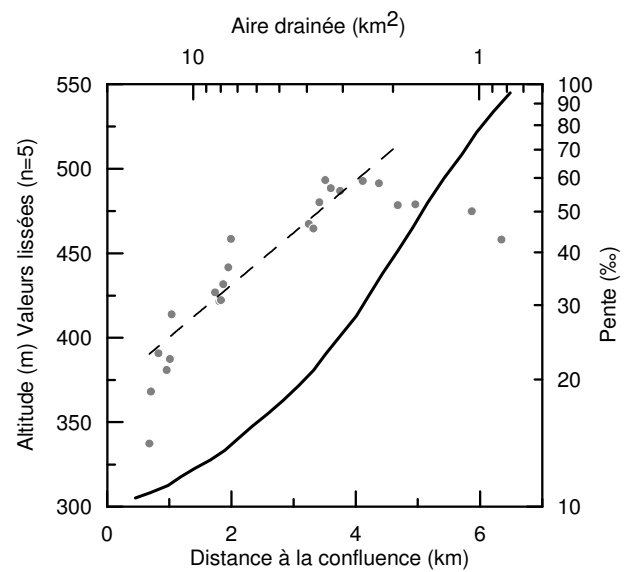
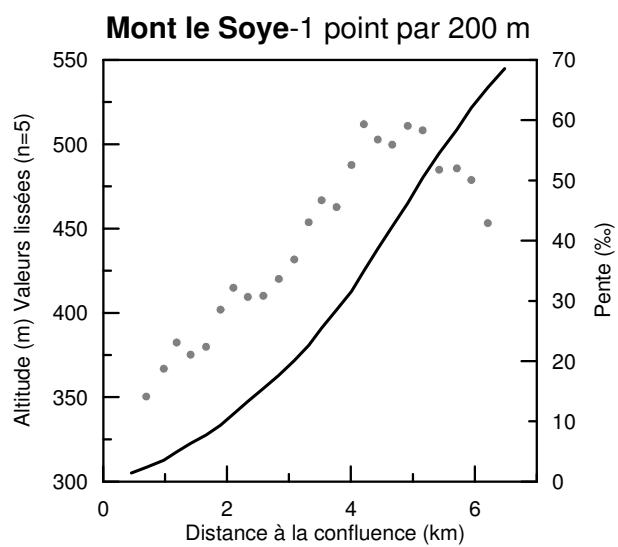
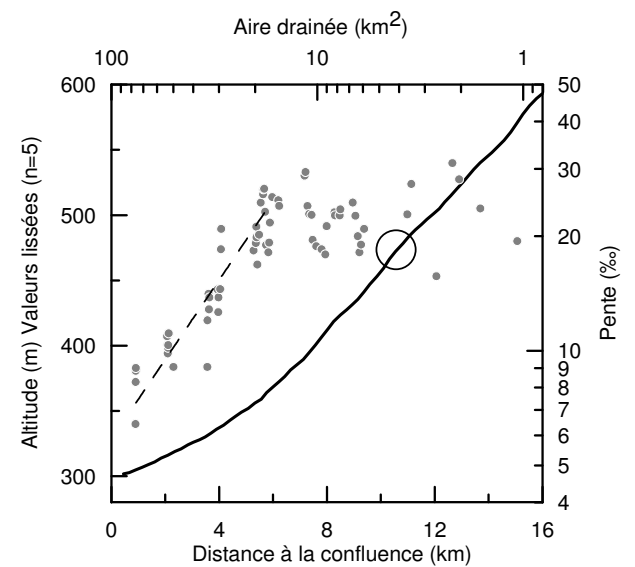
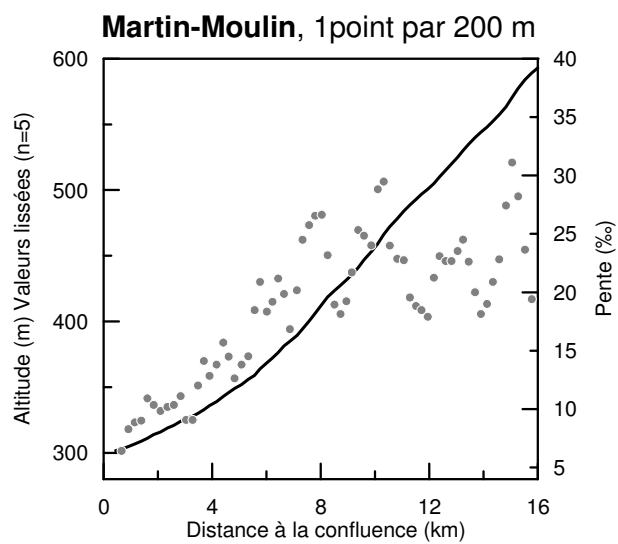
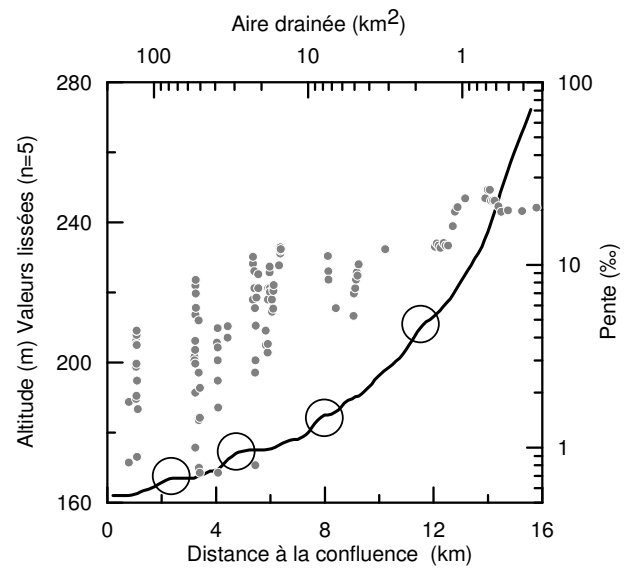
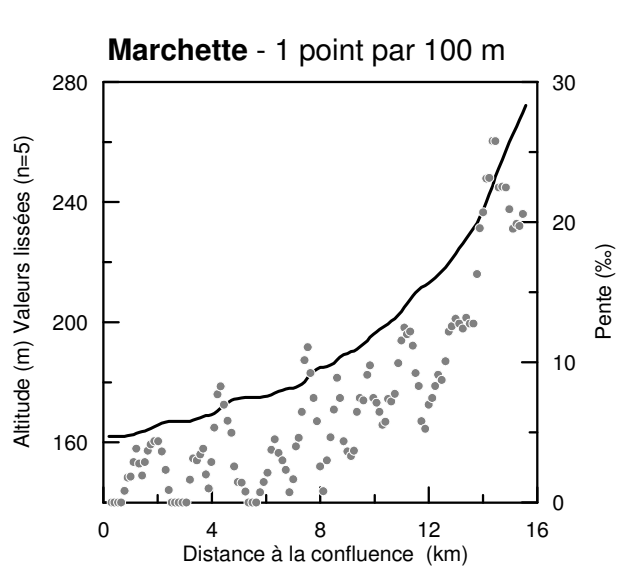


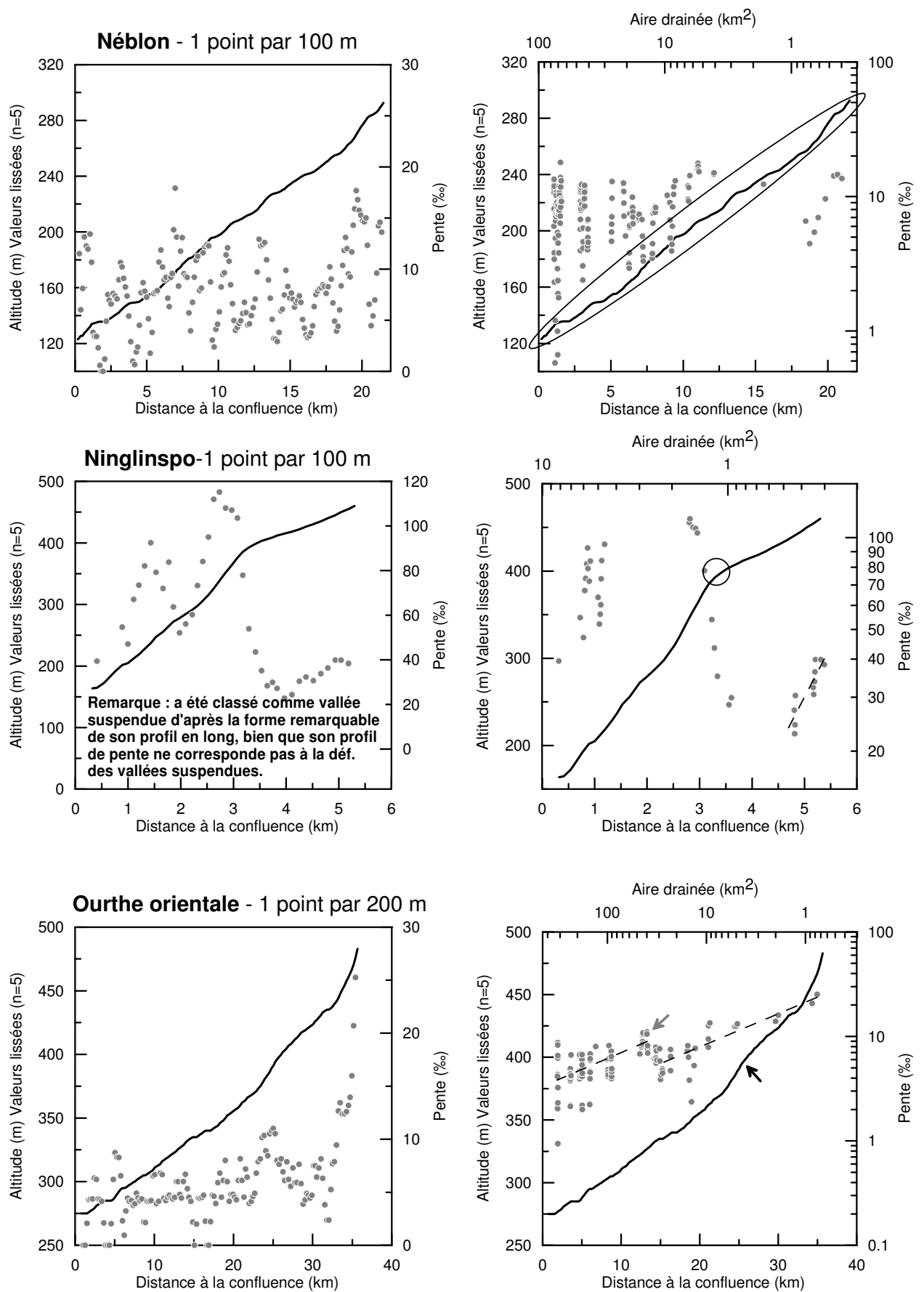


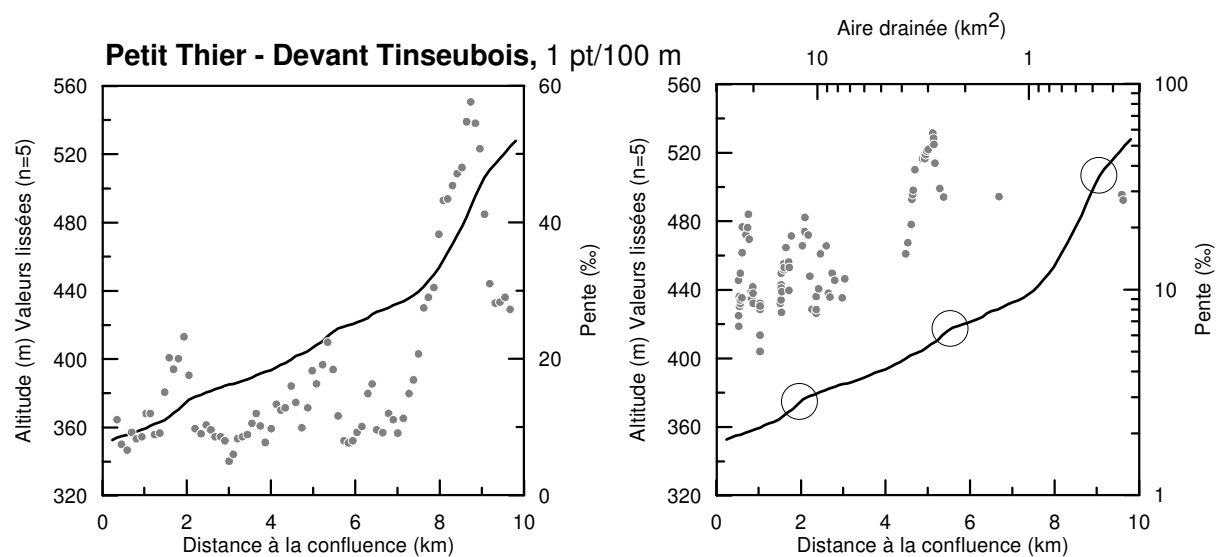
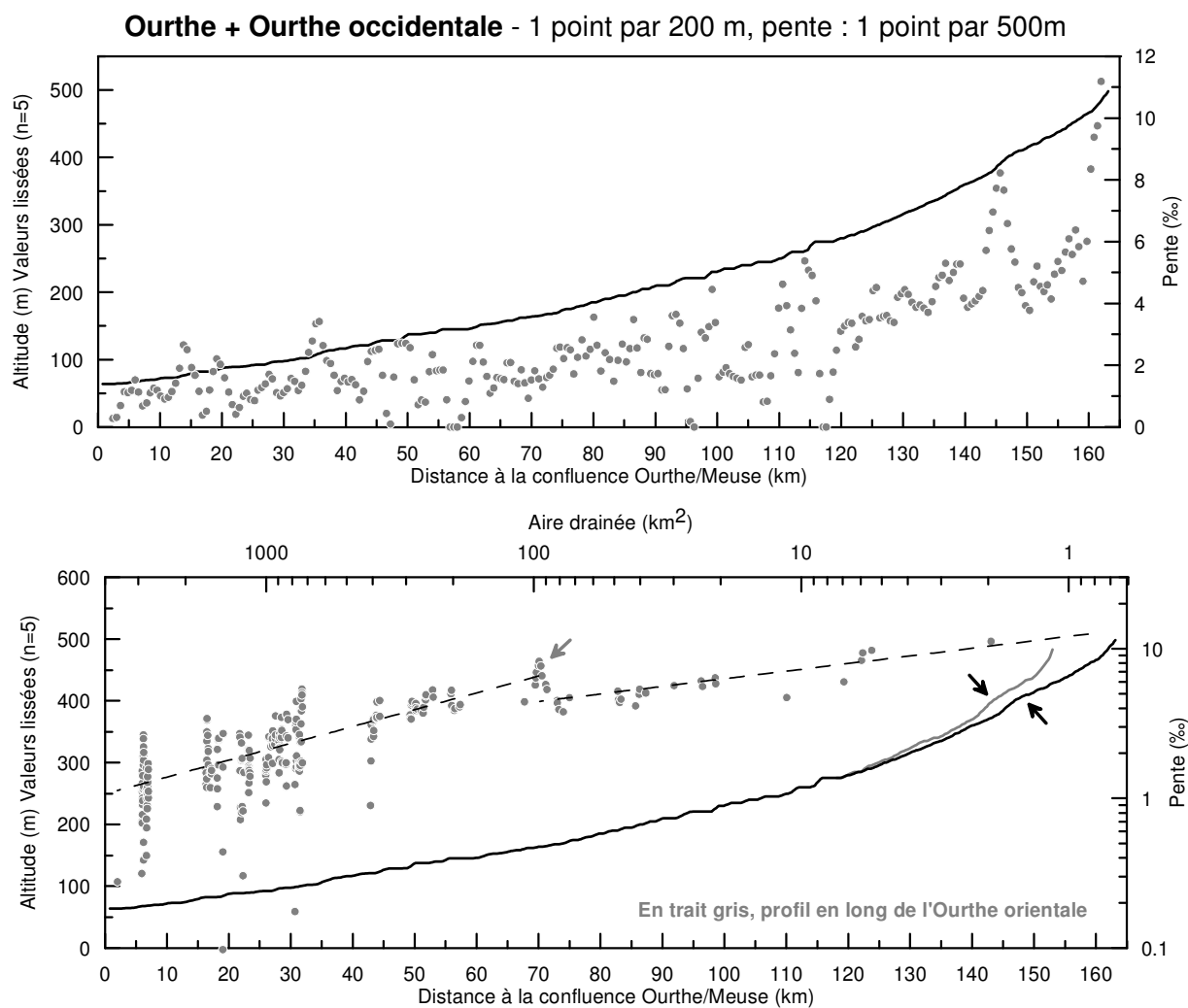


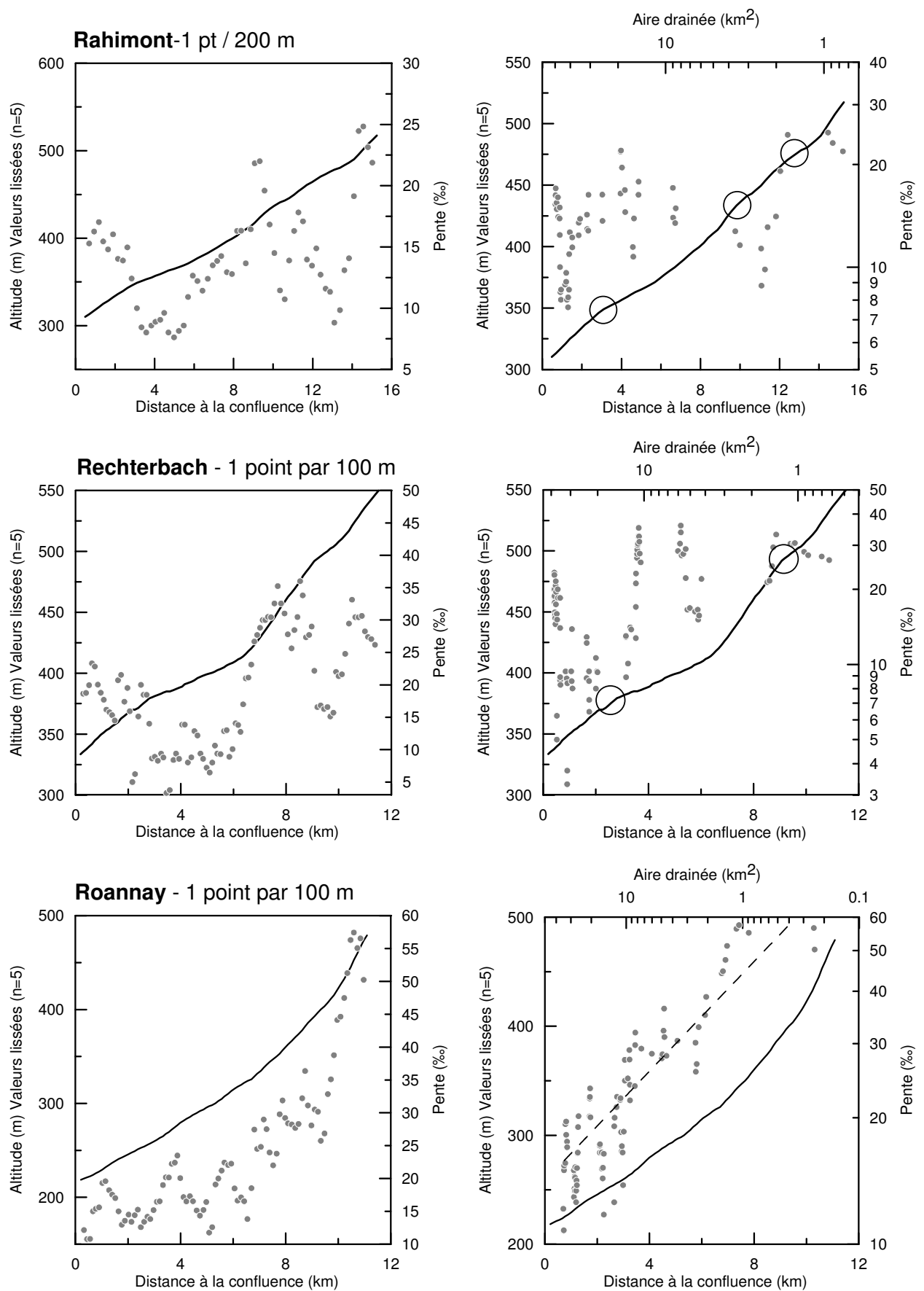


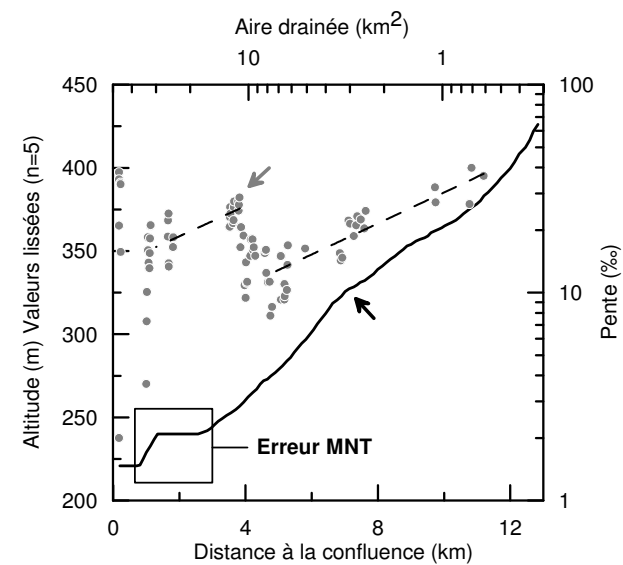
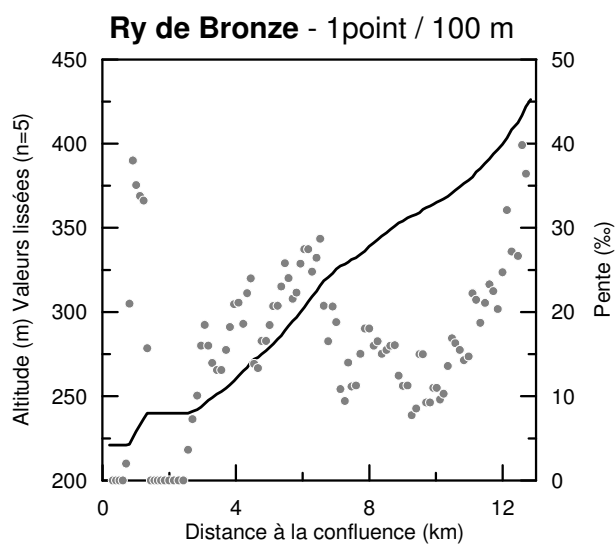
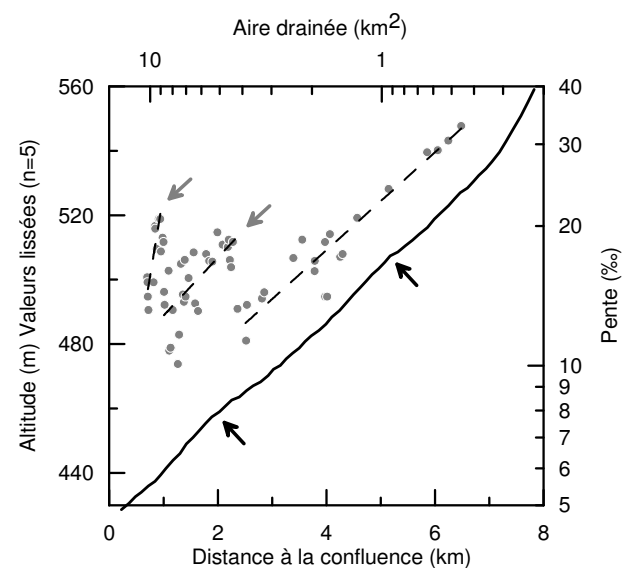
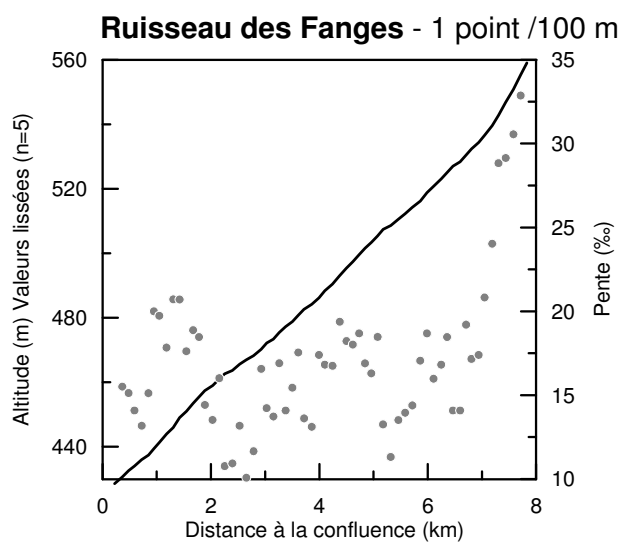
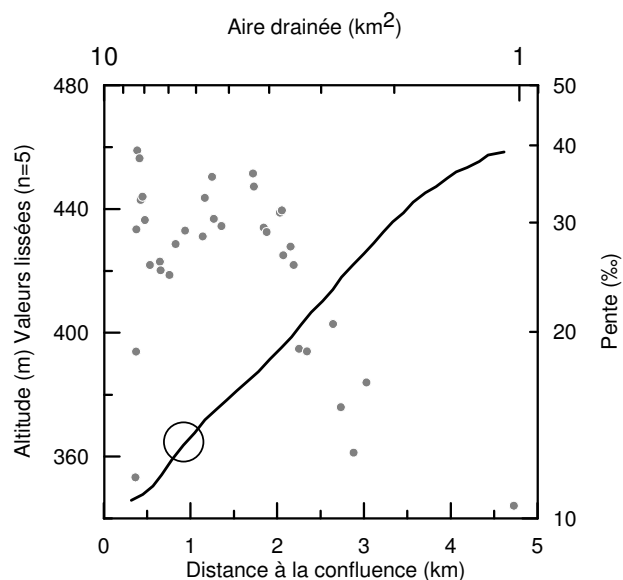
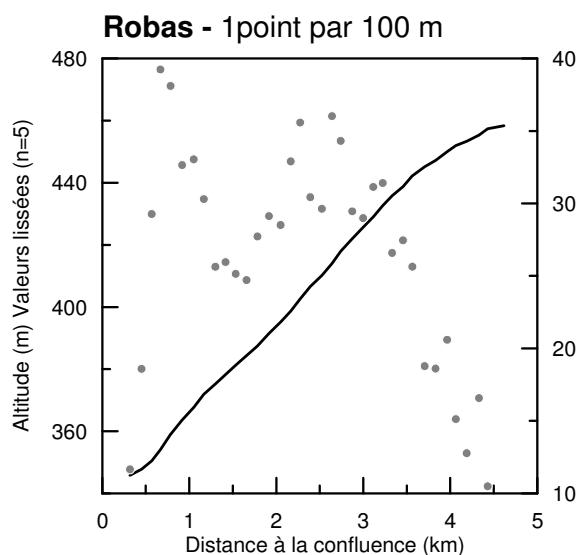


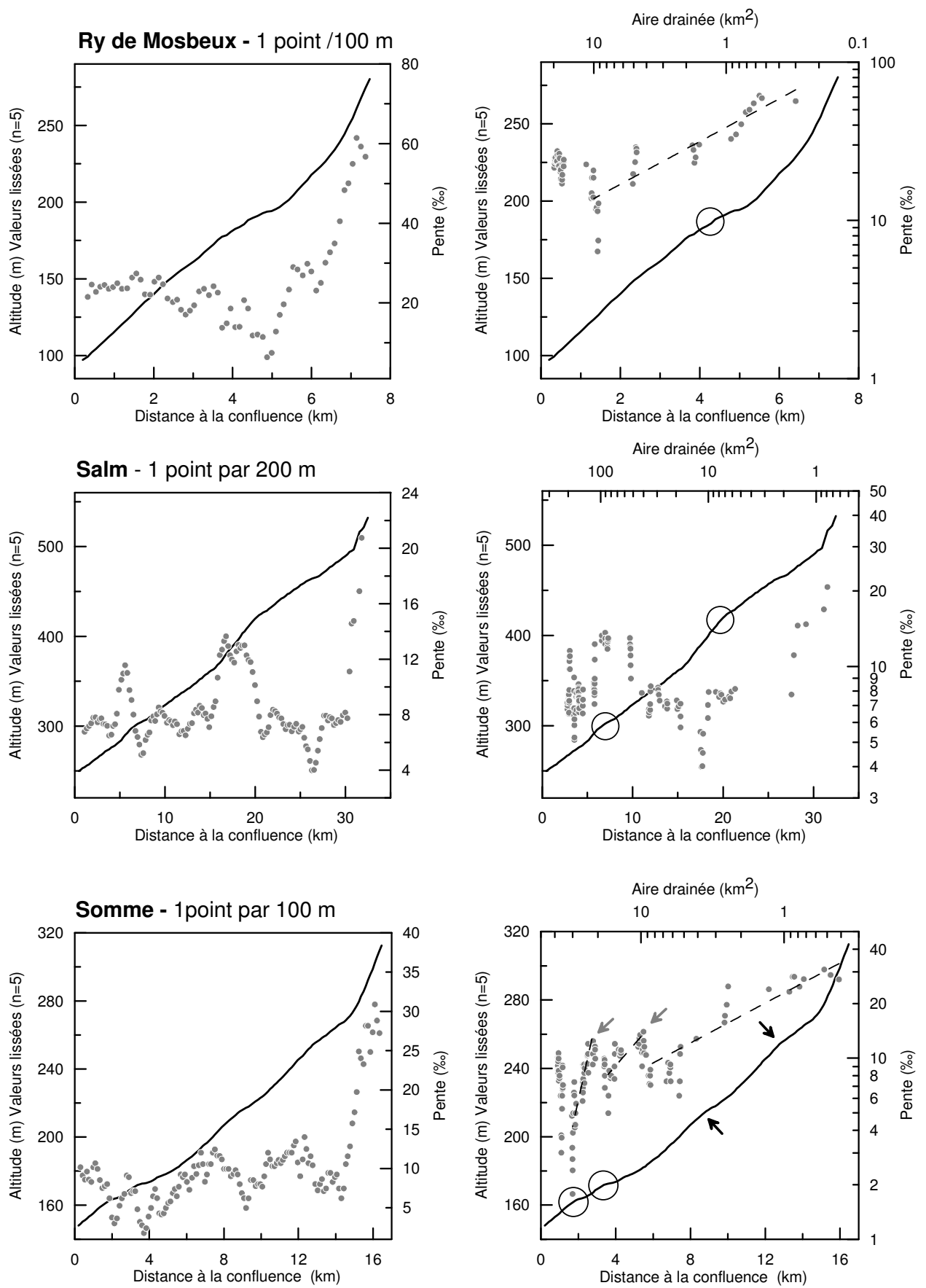


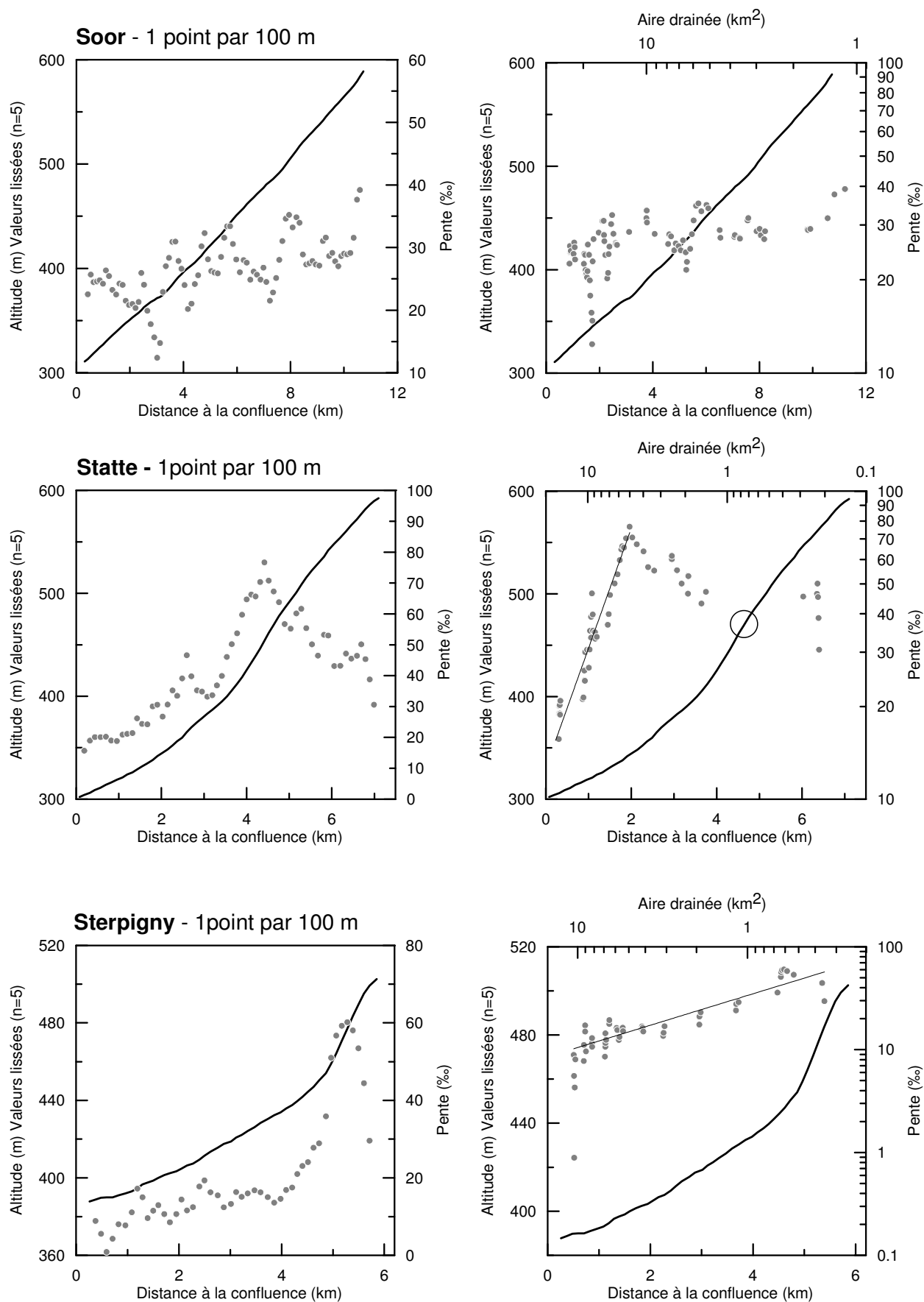


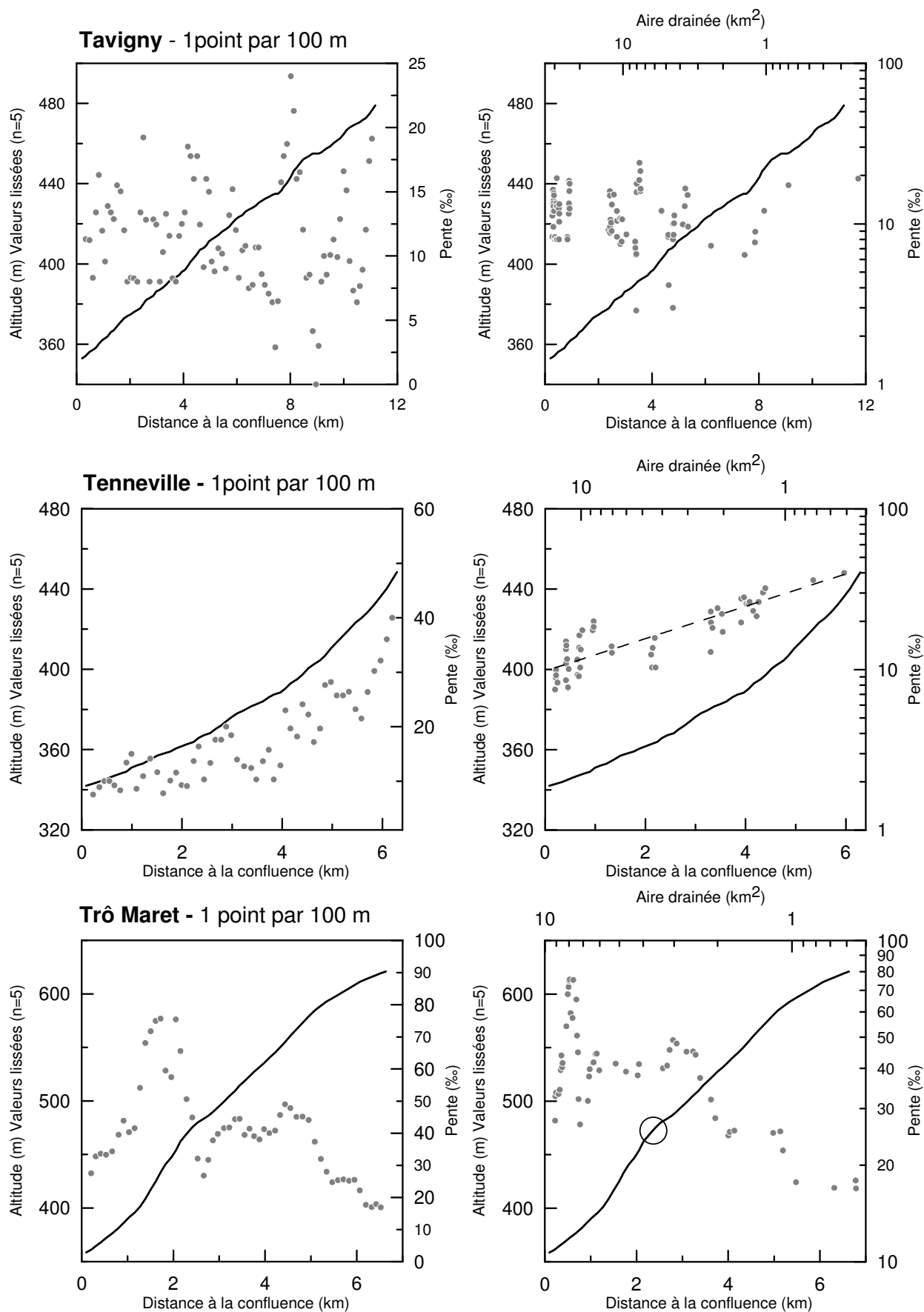




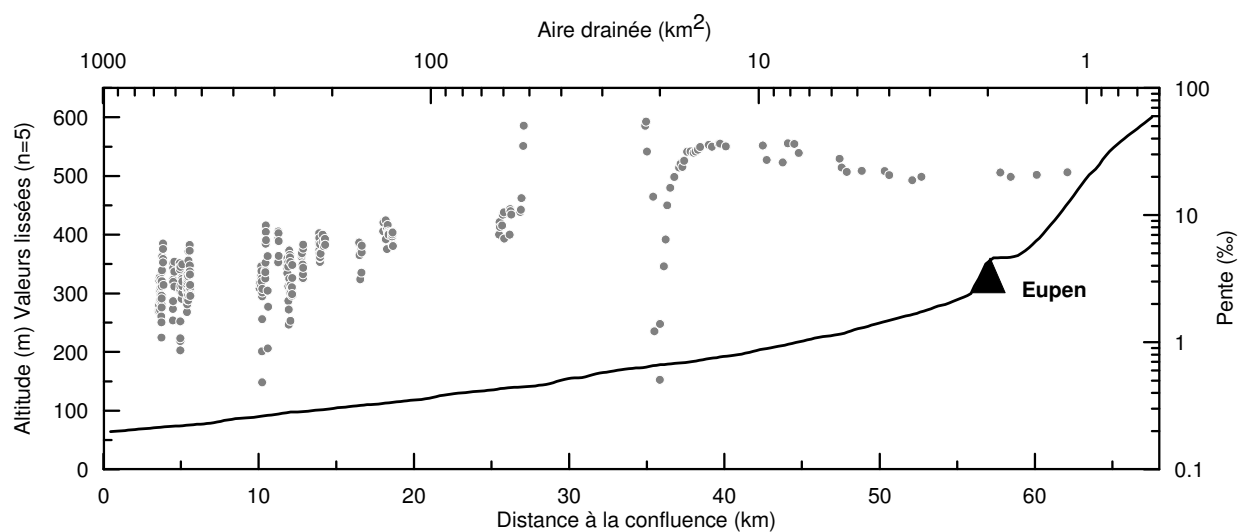
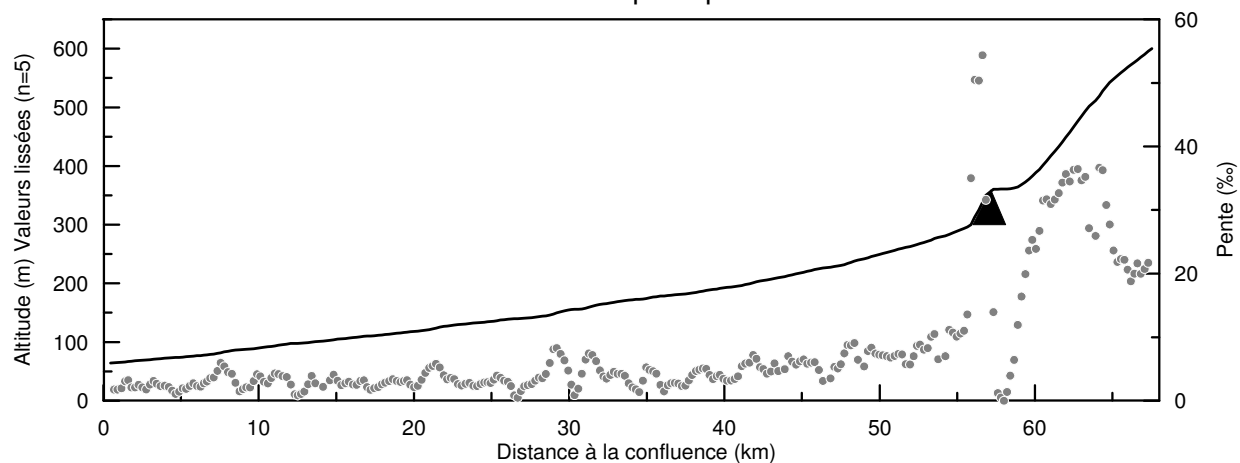




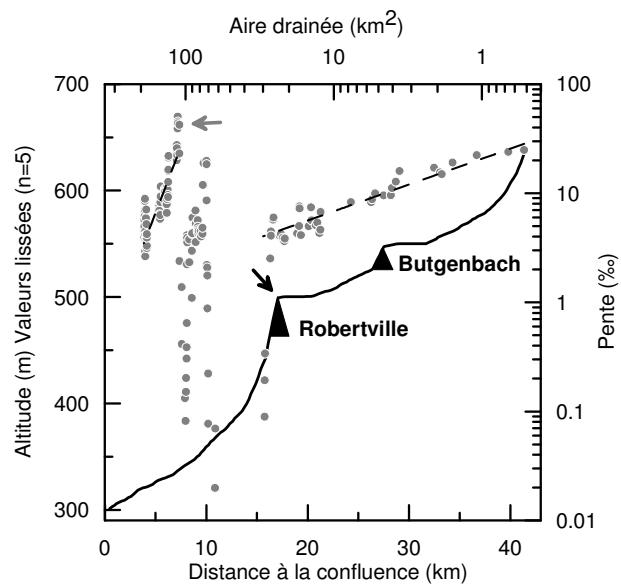
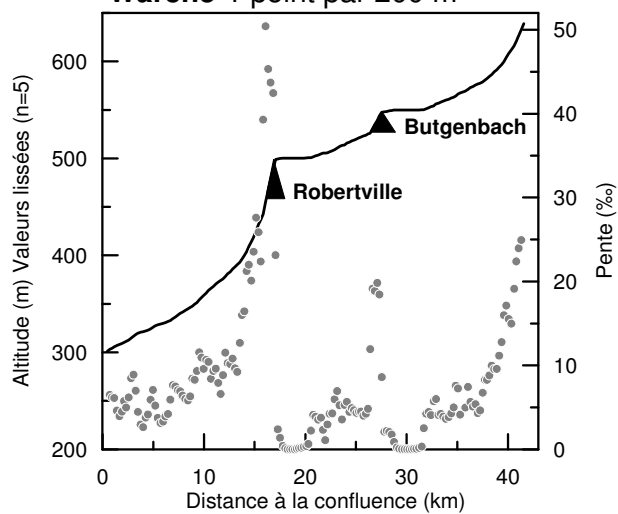


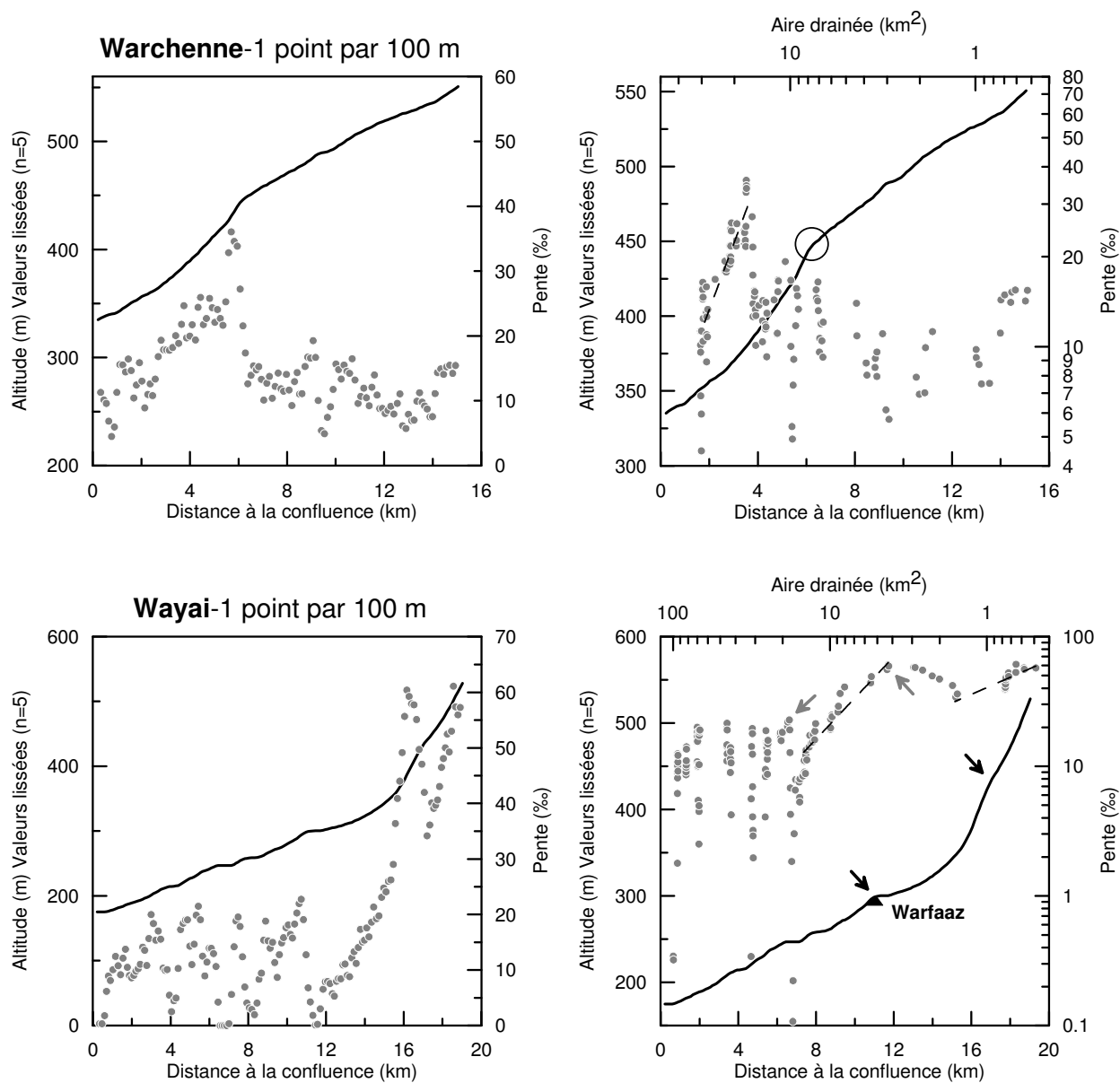


Vesdre-Getz - 1 point par 200 m



Warche-1 point par 200 m





Références

- Alexandre, J., 1957. Les terrasses des bassins supérieurs de l'Ourthe et de la Lesse. *Annales de la Société Géologique de Belgique* 80, 317–332.
- Asselberghs, E., 1946. L'Eodévonien de l'Ardenne et des régions voisines. Mémoire de l'institut géologique, Université de Louvain.
- Berlin, M. M., Anderson, R. S., 2007. Modeling of knickpoint retreat on the Roan Plateau, western Colorado. *Journal of Geophysical Research* 112, F03S06.
- Bishop, P., 2007. Long-term landscape evolution : linking tectonics and surface processes. *Earth Surface Processes and Landforms* 32, 329–365.
- Bishop, P., Hoey, T. B., Jansen, J. D., Artza, I. L., 2005. Knickpoint recession rate and catchment area : the case of uplifted rivers in Eastern Scotland. *Earth Surface Processes and Landforms* 30 (6), 767–778.
- Bridgland, D. R., Keen, D., Westaway, R., 2007. Global correlation of Late Cenozoic fluvial deposits : a synthesis of data from IGCP 449. *Quaternary Science Reviews* 26 (22-24), 2694–2700.
- Brunnacker, K., Boenigk, W., 1983. The Rhine valley between the Neuwied Basin and the Lower Rhenish Embayment. In : Fuchs, K. (Ed.), *Plateau Uplift*. Springer, pp. 62–72.
- Brush, L. M., Wolman, M. G., 1960. Knickpoint behavior in noncohesive material : a laboratory study. *Geological Society of America Bulletin* 71, 59–74.
- Chapelier, A., 1957. Nouvelles observations sur les niveaux de terrasse de la Vesdre. *Annales de la Société Géologique de Belgique* 80, 379–394.
- Codilean, A. T., Bishop, P., Hoey, T. B., 2006. Surface process models and the links between tectonics and topography. *Progress in Physical Geography* 30 (3), 307–333.
- Collard, R., Bronowski, V., 2007. Guide du Plateau des Hautes Fagnes. Les éditions de l'Octogone, Bruxelles-Louvain la Neuve.
- Cornet, Y., 1987. Les terrasses de l'Ourthe inférieure, leurs raccords avec celles de la Meuse et quelques problèmes méthodologiques en relation avec l'étude des terrasses fluviales. Mémoire de licence inédit, Département de Géographie, Université de Liège.
- Cornet, Y., 1995. L'encaissement des rivières ardennaises au cours du Quaternaire. In : Demoulin, A. (Ed.), *L'Ardenne. Essai de géographie physique*. Université de Liège, Liège, pp. 155–177.

- Crosby, B. T., Whipple, K. X., 2006. Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks : 236 waterfalls in the Waipaoa River , North Island , New Zealand. *Geomorphology* 82, 16–38.
- Crosby, B. T., Whipple, K. X., Gasparini, N., Wobus, C. W., 2007. Formation of fluvial hanging valleys : theory and simulation. *Journal of Geophysical Research* 112, F03S10.
- Demoulin, A., 1995a. L'Ardenne. Essai de Géographie physique. Université de Liège, Liège.
- Demoulin, A., 1995b. L'Ardenne bouge toujours, néotectonique du massif ardennais. In : Demoulin, A. (Ed.), L'Ardenne. Essai de géographie physique. Université de Liège, Liège, pp. 110–135.
- Demoulin, A., 1998. Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profiles : the case of the Ardenne (Belgium , NW Europe). *Geomorphology* 24, 189–208.
- Demoulin, A., Hallot, E., 2009. Shape and amount of the Quaternary uplift of the western Rhenish shield and the Ardennes (western Europe). *Tectonophysics* 494, 696–708.
- Demoulin, A., Hallot, E., Rixhon, G., 2009. Amount and controls of the Quaternary denudation in the Ardennes massif (western Europe). *Earth Surface Processes and Landforms* 34, 1487–1496.
- Ek, C., 1957. Les terrasses de l'Ourthe et de l'Amblève inférieures. *Annales de la Société Géologique de Belgique* 80, 333–353.
- Fourré, G., 1960. L'évolution géomorphologique du bassin de la Salm. Mémoire de licence inédit, Département de Géographie, Université de Liège.
- Frankel, K. L., Pazzaglia, F. J., Vaughn, J. D., 2007. Knickpoint evolution in a vertically bedded substrate, upstream-dipping terraces, and Atlantic slope bedrock channels. *Geological Society of America Bulletin* 119 (3), 476–486.
- Gardner, T. W., 1983. Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material. *Geological Society of America Bulletin* 94 (5), 664–672.
- Geukens, F., 1999. Notes accompagnant une révision de la carte structurale du Massif de Stavelot. *Aardkundige Mededelingen* 9, 183–190.
- Goldrick, G., Bishop, P., 2007. Regional analysis of bedrock stream long profiles : evaluation of Hack's SL form, and formulation and assessment of an alternative (the DS form). *Earth Surface Processes and Landforms* 32, 649–671.
- Hallot, E., 2010. Typologie Hydro-géomorphologique des cours d'eau dans l'Euregio Meuse-Rhin. Thèse de doctorat, Université de Liège.
- Hayakawa, Y., Matsukura, Y., 2003. Recession rates of waterfalls in Boso peninsula, Japan, and a predictive equation. *Earth Surface Processes and Landforms* 28, 675–684.
- Hicks, D. M., Gomez, B., Trustrum, N. A., 2000. Erosion thresholds and suspended sediment yields, Waipaoa River Basin, New Zealand. *Water Resources Research* 36 (4), 1129–1142.

- Howard, A. D., Dietrich, W. E., Seidl, M. A., 1994. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. *Journal of Geophysical Research* 99, 13,971–13,986.
- IGN, 2008. Données numériques. Disponible en ligne [consulté en octobre 2010].
URL <http://www.ngi.be/FR/FR1-5-5.shtm>
- Juvigné, E., 2010a. Le pierrier de la Statte. Disponible en ligne [consulté en janvier 2010].
URL <http://environnement.wallonie.be/amisdelafrage/HF/HFGeologie/PIERRIERS%20091225/Pie-Sta.Txt&fig.091212.pdf>
- Juvigné, E., 2010b. Le pierrier des « Rochers de Bilisse ». Disponible en ligne [consulté en janvier 2010].
URL <http://environnement.wallonie.be/amisdelafrage/HF/HFGeologie/PIERRIERS%20091225/Pie-Bil.Texte&fig091119.pdf>
- Juvigné, E., Cordy, J., Demoulin, A., Geeraerts, R., Hus, J., Renson, V., 2005. Le site archéo-paléontologique de la Belle-Roche (Belgique) dans le cadre de l'évolution géomorphologique de la vallée de l'Amblève inférieure. *Geologica Belgica* 8, 121–133.
- Juvigné, E., Renard, F., 1992. Les terrasses de la Meuse de Liège à Maastricht. *Annales de la Société Géologique de Belgique* 151, 167–186.
- Juvigné, E., Schumacker, R., 1985. Données nouvelles sur l'âge de la capture de la Warche à Bévercé. *Bulletin de la Société Géographique de Liège* 21, 3–11.
- Juvigné, E., Tallier, E., Haesaerts, P., Pirson, S., 2008. Un nouveau stratotype du tephra de Rocourt dans la carrière de Romont (Eben/Bassenge, Belgique). *Quaternaire* 19, 133–139.
- Koci, A., Schirmer, W., Brunnacker, K., 1973. Paläomagnetische Daten aus dem mittleren Pleistozän des Rhein-Main-Raumes. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie* 148, 545–554.
- Leopold, L. B., Wolman, M. G., Miller, J. P., 1964. *Fluvial Processes in Geomorphology*. Freeman, San Fransisco.
- Loget, N., Van Den Driessche, J., 2009. Wave train model for knickpoint migration. *Geomorphology* 106 (3-4), 376–382.
- Meyer, W., Stets, J., 2002. Pleistocene to recent tectonics in the Rhenish massif (Germany). *Netherlands Journal of Geosciences (Geologie en Mijnbouw)* 81, 217–221.
- Pazzaglia, F. J., Gardner, T. W., Merritts, D. J., 1998. Bedrock fluvial incision and longitudinal profile development over geologic time scales determined by fluvial terraces. In : Tinkler, K., Wohl, E. (Eds.), *Rivers Over Rock : Fluvial Processes in Bedrock Channels*. American Geophysical Union, Washinton, pp. 207–235.
- Petit, F., Hallot, E., Houbrechts, G., Levecq, Y., Mols, J., Peeters, A., Van Campenhout, J., 2007. La typologie et les caractéristiques hydromorphologiques des cours d'eau wallons. Bilan d'une décennie d'ingénierie écologique. In : *Actes du Colloque de Namur*. Service Public de Wallonie, pp. 7–16.

- Petit, F., Hallot, E., Mols, J., Houbrechts, G., 2005. Evaluation des puissances spécifiques de rivières de moyenne et de haute Belgique. *Bulletin de la Société Géographique de Liège* 46, 37–50.
- Petit, S., 2000. Analyse quantitative du réseau hydrographique de la Meuse : exploitation d'un modèle numérique de terrain. Mémoire de licence inédit, Département de Géographie, Université de Liège.
- Pissart, A., Harmand, D., Krook, L., 1997. L'évolution de la Meuse de Toul à Maastricht depuis le Miocène : corrélations chronologiques et traces des captures de la Meuse lorraine d'après les minéraux denses. *Géographie physique et Quaternaire* 51, 267–284.
- Pissart, A., Juvigné, E., 1982. Un phénomène de capture près de Malmédy : la Warche s'écoulait autrefois par la vallée de l'Eau Rouge. *Annales de la Société Géologique de Belgique* 105, 73–86.
- Prick, A., Ozer, A., 1995. Les paysages physiques de l'Ardenne. In : Demoulin, A. (Ed.), *L'Ardenne. Essai de géographie physique*. Université de Liège, Liège, pp. 31–52.
- Rixhon, G., 2005. Contribution à l'étude géomorphologique du bassin du Ninglinspo. Mémoire de licence inédit, Département de Géographie, Université de Liège.
- Rixhon, G., sous presse. Incision fluviale quaternaire dans le massif schisteux rhénan (Ardenne septentrionale) : l'approche par datations absolues de terrasses au ^{10}Be et ^{26}Al . Thèse de doctorat, Université de Liège.
- Rixhon, G., Demoulin, A., sous presse. Fluvial terraces of the Amblève : a marker of the quaternary river incision in the NE Ardenne massif (Western Europe). *Zeitschrift für Geomorphologie*.
- Rodriguez, E., Morris, C., Belz, J., Chapin, E., Martin, J., Daffer, W., Hensley, S., 2005. An assessment of the SRTM topographic products. Tech. rep., Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, California.
- Schauble, H., 2003. Hydrotools 1.0 for arcview 3.x : Hydrological analysis of small and large watersheds. Institute of Applied Geosciences, Technical University of Darmstadt.
- Sklar, L. S., Dietrich, W. E., 1998. River longitudinal profiles and bedrock incision models : stream power and the influence of sediment supply. In : Tinkler, K., Wohl, E. (Eds.), *Rivers Over Rock : Fluvial Processes in Bedrock Channels*. American Geophysical Union, Washinton, pp. 237–260.
- Stock, J. D., Montgomery, D. R., 1999. Geologic constraints on bedrock river incision using the stream power law. *Journal of Geophysical Research* 104, 4983–4993.
- Tebbens, L. A., Veldkamp, A., Van Dijke, J. J., Schoorl, J. M., 2000. Modeling longitudinal-profile development in response to Late Quaternary tectonics, climate and sea-level changes : the River Meuse. *Global and Planetary Change* 27, 165–186.
- Valla, P., 2007. Les gorges de raccordement : marqueurs de l'incision post-glaciaire

- dans les Alpes. Mémoire de maîtrise, Université Joseph Fourier (Grenoble).
- Van Balen, R., Hougast, R., Van Der Wateren, F., Vandenberghe, J., 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.
- Vaneetveld, P., 1959. L'évolution morphologique du bassin de la Lienne. Mémoire de licence inédit, Département de Géographie, Université de Liège.
- Wallemacq, V., 2009. Quantification et localisation de l'érosion des berges de rivière causée par la glace de ségrégation dans un secteur à méandres de la Chavanne : conditions sédimentologiques et topoclimatologiques. Mémoire de maîtrise inédit, Département de Géographie, Université de Liège.
- Wobus, C. W., Crosby, B. T., Whipple, K. X., 2006. Hanging valleys in fluvial systems : controls on occurrence and implication for landscape evolution. *Journal of Geophysical Research* 111, F02S17.