



HAL
open science

Impact de la végétation sur l'érosion de bassins versants marneux

Alexandra Carriere

► **To cite this version:**

Alexandra Carriere. Impact de la végétation sur l'érosion de bassins versants marneux. Géologie appliquée. Université Grenoble Alpes, 2019. Français. NNT : 2019GREAU012 . tel-02271551

HAL Id: tel-02271551

<https://theses.hal.science/tel-02271551>

Submitted on 27 Aug 2019

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

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

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE LA COMMUNAUTÉ UNIVERSITÉ GRENOBLE ALPES

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Univers et de
l'Environnement (CESTUE)

Arrêté ministériel : 25 mai 2016

Présentée par

Alexandra CARRIERE

Thèse dirigée par **Mohamed NAAIM**, Chercheur, IRSTEA
et co-encadrée par **Caroline LE BOUTEILLER**, Chercheur, IRSTEA

préparée au sein du **Laboratoire IRSTEA Grenoble**
dans l'**École Doctorale Terre, Univers, Environnement**

Impact de la végétation sur l'érosion de bassins versants marneux

Impact of vegetation on the erosion of marly catchments

Thèse soutenue publiquement le **4 juin 2019**,
devant le jury composé de :

Monsieur Peter VAN DER BEEK

Professeur, ISTerre, Université Grenoble Alpes, Président du jury

Monsieur Francesc GALLART

Professeur, Idaea, CSIC, Barcelone, Rapporteur

Monsieur Yoann COPARD

Maître de Conférences, M2C, Université de Rouen Normandie,
Rapporteur

Monsieur Sebastien CARRETIER

Directeur de Recherche, GET, IRD, Toulouse, Examineur

Monsieur Mohamed NAAIM

Directeur de Recherche, IRSTEA, Grenoble, Directeur de thèse

Madame Caroline LE BOUTEILLER

IPEF, IRSTEA, Université Grenoble Alpes, Co-encadrante de thèse



Toutes ces cimes chauves qui regardent d'en haut la Méditerranée ont perdu leur couronne de culture, de forêts. Et reviendra-t-elle ? [...] Si les antiques dieux, [...] sous qui florissaient ces rivages, sortaient aujourd'hui du tombeau, ils diraient : "Tristes peuples du Livre, de grammaire et de mots, de subtilités vaines, qu'avez-vous fait de la nature ?"

Jules Michelet (1798-1874)

En offrant la première guirlande de fleurs à sa compagne, l'homme primitif a transcendé la brute. Par ce geste qui l'élevait au-dessus des nécessités grossières de la nature, il est devenu humain. En percevant l'usage subtil de l'inutile, il est entré dans le royaume de l'art.

Okakura Kakuzô, Livre du thé (1906)

Remerciements

Il est venu le temps des remerciements car un projet accompli ne se réalise jamais seul. Exercice redouté mais j'aime à le percevoir comme une belle occasion de laisser inscrit à l'encre noire toute ma gratitude envers ceux qui m'ont soutenu un moment sur mon chemin, ceux qui ne cessent de m'épauler et enfin ceux qui ne cesseront jamais.

Tout d'abord, merci à tous ceux que j'aurais oubliés qui ont une place dans mes pensées bien qu'ils ne soient pas directement cités.

Je souhaite ensuite remercier Peter Van Der Beek, Francesc Gallart, Yoann Copard, Sebastien Carretier d'avoir accepté de faire partie de mon jury et de me faire l'honneur de juger mes travaux de thèse.

Je remercie également mes encadrants, Mohamed Naaim, mon directeur de thèse et ma co-encadrante de thèse Caroline Le Bouteiller que je remercie sincèrement de m'avoir supervisé et soutenu jusqu'au bout.

Je tiens aussi à remercier tous mes collègues d'IRSTEA grâce auxquels il est toujours agréable de venir travailler ainsi que les nombreux instants café partagés. Je remercie, d'ailleurs, toutes les personnes avec qui j'ai pu discuter et qui m'ont aidé d'une manière ou d'une autre durant ces années de thèse ainsi que celles avec qui j'ai travaillé durant mon monitorat d'enseignement qui m'a beaucoup apporté.

Merci également à Greg Tucker, ainsi que son équipe du laboratoire CIRES, pour leur accueil chaleureux et leurs précieux enseignements lors de mon déplacement de deux mois à l'Université du Colorado pour la tâche délicate de mise en place d'un nouveau modèle numérique au sein de mon laboratoire.

À mes chers camarades de Licence à Paris 6 et ceux de Master à Grenoble avec qui j'ai passé de merveilleuses années d'étude, et plus particulièrement Isabel et Rémy qui ont eu la folle idée de s'engager dans le même périple que moi, à Laura et à tant d'autres...

À mes amis grenoblois, dont la joie de vivre m'a donné le sourire tout au long de cette aventure et à encore plein d'autres beaux moments partagés...

À Cyril, sans toi, je n'aurais peut-être jamais découvert ce fol horizon qu'est l'érosion.

À mes amis de toujours, Alexandra, Myriam, Stéphanie et Aurélie, mes chères chipies,

Cassandra, ma cht'it préférée et Maxime qui a préféré se perdre à l'époque de l'Eocène et de l'Oligocène...

À Tijan, tu as su rester jusqu'au bout pour me soutenir. Besede niso vedno dovolj...

À ma petite famille, qui certes est plus éloignée quant à l'aide apportée dans mes tâches pour finaliser ma thèse, mais dont le soutien est indispensable pour puiser les ressources nécessaires à la réussite d'un projet de longue haleine. À ma grand-mère, ma tante, ma sœur, que puis-je dire d'assez fort à quelqu'un qui était déjà à mes côtés avant même que je ne respire. Enfin, à mes chers parents qui, plus que quiconque, m'ont permis de vivre cette épopée qu'est la thèse, mais surtout celle encore plus grande qu'est la vie ! Merci du fond du cœur !

Résumé

S'il est bien connu que la végétation peut affecter l'érosion, le dépôt de sédiments et l'évolution à long terme du relief, la nature de cette interaction et la manière dont elle devrait être modélisée ne sont pas manifestes et peuvent dépendre du site d'étude. Comprendre les modes d'action de la végétation est indispensable pour interpréter les formes actuelles du paysage et reconstituer l'histoire de l'érosion d'une part, et pour prédire les dynamiques érosives et morphologiques de ces systèmes dans un contexte de changement climatique global d'autre part. L'objectif de la thèse est d'identifier la nature et l'amplitude de l'impact de la végétation sur l'érosion dans le cadre des terrains marneux de l'Observatoire de Draix-Bléone. Nous avons travaillé sur deux bassins de l'Observatoire de taille et de lithologie similaires mais possédant une couverture végétale contrastée : le Laval, principalement dénudé, et le Brusquet, entièrement reboisé à la fin du *XIX*^{ème} siècle dans le cadre de travaux de restauration entrepris sur les Alpes-de-Haute-Provence. Dans un premier temps, nous avons mené une analyse morphométrique afin d'investiguer les liens entre des indicateurs caractérisant la morphologie des bassins et la végétation. L'analyse met en évidence un lien prépondérant entre pente et végétation. Dans un second temps, afin de rendre compte de ce couplage fort entre la végétation, la topographie et l'érosion, nous avons construit un modèle d'évolution géomorphologique avec la librairie Landlab et introduit l'effet de la végétation dans ce modèle. Nous avons employé une procédure de calibration de type "*leave-one-out*" et de validation croisée afin de calibrer et de tester simultanément l'efficacité des prédictions du modèle. Le modèle est forcé avec les séries chronologiques de crues observées sur les deux bassins versants. Les résultats des simulations indiquent que les processus de transport sur versants dépendent fortement de la couverture végétale, alors que les processus de transport dans le réseau de drainage ne semblent pas être affectés par la présence de végétation. En outre, le modèle permet d'apporter un éclairage nouveau et de conclure que, sur ce site d'étude, la végétation agit principalement sur l'érosion en réduisant l'érodabilité du sol, donc en augmentant sa cohésion, plutôt qu'en réduisant le ruissellement de surface. Enfin, le modèle ainsi que la méthodologie proposés dans ce travail de thèse, constituent un outil intéressant pour la quantification et l'évaluation des opérations de revégétalisation et de reboisement antérieures ainsi que orienter de futurs travaux de restauration.

Abstract

While it is well-recognized that vegetation can affect erosion, sediment yield, and over longer time scales landform evolution, the nature of this interaction and how it should be modeled is not obvious and may depend on the study site. Understanding the modes of action of vegetation is crucial to interpret the current forms of the landscape and to reconstruct the history of erosion on one hand, and to predict the erosive and morphological dynamics of these systems in a global climate change context on the other hand. The aim of the thesis is to identify the nature and the magnitude of the vegetation impact on erosion in a context of marly catchments of the Draix-Bléone Observatory. We worked on two catchments of the Observatory with similar size and lithology but with a contrasting vegetation cover : Laval basin, mainly bare, and Brusquet basin, entirely reforested at the end of the 19th century as part of restoration work undertaken on the Alpes-de-Haute-Provence. Firstly, we carried out a morphometric analysis in order to investigate the links between indicators characterizing the basin morphology and vegetation. The analysis underlines a strong link between vegetation and slope. Secondly, so as to account for this strong coupling between vegetation, topography and erosion, we built a landscape evolution model with Landlab library and we introduced the effect of vegetation into this model. We used a “*leave-one-out*” calibration and cross-validation procedure in order to calibrate and test simultaneously the predictive efficiency of the model. The model was forced with runoff timeseries observed on the two watersheds. Results from the simulations show that hillslope transport processes highly depend on vegetation cover, while transport processes in the fluvial network do not appear to be affected by the presence of vegetation. In addition, the model sheds a new light by demonstrating that, at this study site, vegetation acts on erosion mostly by reducing soil erodibility, thus increasing its cohesion, rather than by reducing surface runoff. Finally, the model and the methodology we propose in this thesis work, are a useful tool first, to quantify and evaluate the efficiency of previous revegetation/reforestation operations, and secondly, to provide guidances for future restoration work.

Table des matières

1	Introduction générale	11
2	État de l’art : interactions entre végétation, érosion et hydrologie	17
2.1	Approche processus	17
2.1.1	Processus érosifs et hydrologiques	17
2.1.2	Interactions végétation-érosion-hydrologie	18
2.2	Approche modélisation	33
2.2.1	Intégration dans les modèles hydrologiques	33
2.2.2	Intégration dans les modèles géomorphologiques	34
2.3	Bilan de l’état de l’art et questionnements	51
3	Site de l’étude	53
3.1	Histoire du site	53
3.2	Présentation de l’Observatoire de Draix-Bléone	56
3.2.1	Présentation des bassins versants de l’Observatoire	58
3.2.2	Dispositif instrumental sur les bassins de l’Observatoire	61
3.2.3	Mesure du débit, du transport solide et de l’érosion	62
3.3	Données et résultats	64
3.3.1	Climat et hydrologie	65
3.3.2	Érosion et flux sédimentaires	71
3.3.3	Fonctionnement hydrologique et érosif du site	73
3.4	Description morphologique des deux bassins versants à l’étude	76
3.4.1	Lithologie, pédologie et drainage	77
3.4.2	Exposition	85
3.4.3	Courbe hypsométrique	90
4	Analyse morphométrique de deux bassins	93
4.1	Mise en place d’indicateurs morphométriques	93

4.1.1	Relation pente-aire-drainée	93
4.1.2	Indice de connectivité	100
4.1.3	Synthèse et perspectives	109
4.2	Analyse des relations végétation-morphologie sur le Laval	110
4.2.1	Exposition-végétation	112
4.2.2	Pente-végétation	116
4.3	Conclusions	119
5	Développement du modèle d'évolution géomorphologique	120
5.1	Présentation de l'outil de modélisation Landlab	120
5.2	Modèle développé	121
5.2.1	Éléments de base du modèle	121
5.2.2	Le couplage versant-drain	124
5.2.3	Impact de la végétation	125
5.3	Calibration	126
5.3.1	Hypothèses et paramètres fixés	126
5.3.2	Procédure de simulation	128
5.3.3	Procédure de calibration	132
6	Résultats de la modélisation et retour processus	134
6.1	Calibration	135
6.1.1	Calibration sans seuil	135
6.1.2	Calibration avec seuil	142
6.2	Discussion	144
6.2.1	Impact de la végétation sur le coefficient de diffusion	144
6.2.2	Végétation, altération et érosion	146
6.2.3	Comparaison des valeurs de K_s et de D avec des études à plus long terme	147
6.2.4	Points déviants de la tendance affichée par la calibration	150
6.2.5	Qu'en est-il de l'effet du seuil ?	151
6.3	Conclusions	151
7	Conclusions et perspectives	153
7.1	Conclusions	153
7.2	Perspectives	154
7.2.1	Perspectives opérationnelles	154
7.2.2	Perspectives scientifiques	155
	Bibliographie	158

Liste des figures	169
Liste des tables	173

Chapitre 1

Introduction générale

L'évolution à long terme des reliefs continentaux résulte de couplages complexes entre processus d'érosion et mouvements tectoniques qui tendent à s'équilibrer afin d'atteindre possiblement un état stationnaire [Lague, 2001]. Par exemple, la géodynamique des orogènes actives est impactée significativement par les conditions aux limites des processus de surface que représente l'érosion. L'érosion, bien que ne construisant pas de montagnes, influe radicalement sur la taille, la forme et l'évolution des orogènes actives. Par ailleurs, l'érosion est à la fois dictée par la tectonique mais également induite par le climat. Le climat agit directement et indirectement sur l'érosion et le transport des sédiments. D'une part, il intervient directement sur l'érosion en agissant sur l'hydrologie de surface par le biais des précipitations, de la température (provoquant notamment l'altération du substratum rocheux) et du vent (érosion éolienne). À titre d'illustration bien que les lits des rivières n'occupent qu'un très faible pourcentage de la surface terrestre, les taux d'incision des rivières contrôlent en fin de compte les taux et les caractéristiques de dénudation à l'échelle régionale, car les rivières fixent les conditions limites pour l'érosion des versants. Les chenaux dictent également une grande partie de la forme topographique des paysages montagneux, comme le réseau de drainage définissant la texture du paysage et les profils de chenaux longitudinaux déterminant une grande partie de la structure en relief des chaînes de montagnes non glacées [Whipple, 2004]. D'autre part, le climat impacte indirectement l'érosion par l'intermédiaire de la végétation. La végétation, résultant de l'interaction entre le climat, les sols et la topographie [Istanbulluoglu and Bras, 2005], influence les processus d'altération, d'érosion et de transport sur les versants mais agit également à son tour sur l'hydrologie de surface [Kirkby, 1995] et contribue à la formation de la morphologie du paysage à long

terme [Istanbulluoglu and Bras, 2005]. À grande échelle il existe une claire dépendance entre le relief, le climat et la végétation, néanmoins séparer les différents effets demeure difficile [Mishra et al., 2019]. Les reliefs, la végétation et le climat interagissent sur un très large éventail d'échelles spatiales et temporelles (Fig. 1.1). Il est crucial de mieux comprendre les processus impliqués [Kirkby, 1995].

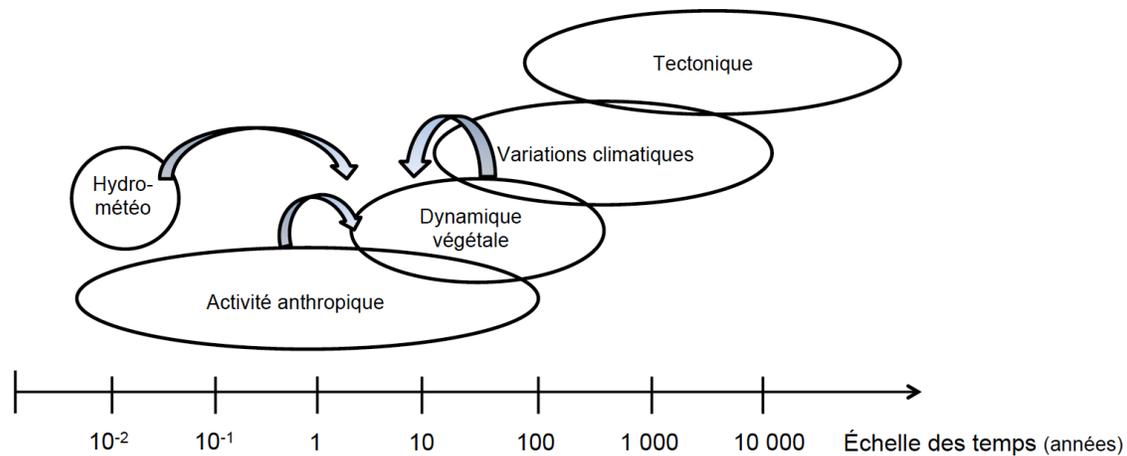


FIGURE 1.1 – Les différents forçages opérant sur l'érosion à différentes échelles temporelles.

La topographie d'un bassin versant est le résultat de la compétition entre des processus diffusifs d'érosion de versant, qui tendent à lisser le relief, et des processus d'incision et de transport fluvial advectif, qui génèrent au contraire des modifications abruptes et localisées de la topographie [Simpson and Schlunegger, 2003]. L'efficacité relative de ces deux processus contrôle l'initiation de la chenalisation et la topographie du bassin, donc la fourniture sédimentaire.

Or la végétation naturelle ou réintroduite sur un versant a de nombreux effets sur les processus de transfert hydrologiques et érosifs, tels que l'infiltration, l'évapotranspiration, le ruissellement, la production, l'entraînement ou le piégeage de sédiments [Marston, 2010]. Le résultat de la combinaison de ces différents processus n'est pas a priori évident, certains effets pouvant être contradictoires, et plus ou moins efficaces suivant le substrat ou le contexte climatique. Les multiples modes d'action possibles de la végétation sur les processus élémentaires d'érosion peuvent donc affecter cet équilibre entre érosion diffuse et transport chenalisé, et par conséquent la topographie [Dietrich and Perron, 2006]. Par voie de conséquence, comprendre ces

modes d'action est indispensable pour interpréter les formes actuelles du relief et reconstituer l'histoire de l'érosion d'une part, et pour prédire les dynamiques érosives et morphologiques de ces systèmes dans un contexte de changement global d'autre part. Une meilleure prédictibilité des dynamiques érosives et morphologiques peut permettre de mieux appréhender la problématique des risques naturels tels que les glissements de terrain, les laves torrentielles, le transfert de sédiment vers l'aval et les inondations mais également la question de l'érosion agricole, s'attachant principalement à la dégradation des sols et leur perte de fertilité par l'appauvrissement des sols en matière organique.

Les Terres Noires, dans le Sud-Est de la France, sont des terrains marneux du Jurassique supérieur particulièrement érodables. Ces terrains sont caractérisés par un relief de "*badlands*", sur lequel l'érosion peut atteindre 1 cm par an [Rey et al., 2002], et sont responsables d'apports importants en sédiments fins dans le bassin de la Durance. Les contraintes occasionnées par l'envasement des ouvrages hydrauliques, les risques de coulées boueuses et les impacts sur la qualité des milieux aquatiques ont souligné la nécessité de comprendre les dynamiques hydrologiques, érosives et morphologiques de ces terrains, et suscité la création de l'Observatoire de Draix-Bléone pour les étudier en 1983 (Fig. 1.2). Depuis une trentaine d'années, l'Observatoire de Draix-Bléone s'est doté d'équipements pour le suivi des flux hydrosédimentaires de ses bassins.



FIGURE 1.2 – Ravinements et coulées de débris sur les Terres Noires des bassins de l’Observatoire de Draix-Bléone.

Sur ces terrains marneux, de nombreuses études empiriques rapportent que la végétation pourrait contrôler l’efficacité de l’érosion mais les conditions climatiques particulièrement sévères et l’absence de sol rendent l’installation spontanée de la végétation ardue [Burylo, 2010]. La revégétalisation incarnerait donc une piste prometteuse pour la lutte contre l’érosion et la protection des sols [Mathys et al., 2003], ces derniers constituant un capital précieux. Les sols sont d’autant plus importants dans un contexte de changement climatique où le bassin méditerranéen est considéré comme un des principaux “hot-spots” du changement climatique. Autrement dit le climat régional du bassin méditerranéen est très sensible au changement climatique global [Giorgi, 2006]. [Rey, 2004] rapporte que les pluies extrêmes, impactant les processus hydro-érosifs, pourraient s’accroître dans un contexte de changement climatique global.

Cette piste prometteuse a suscité à la fin du *XIX*^{ème} siècle de vastes opérations de

reforestation dans les Alpes du Sud dans le cadre des politiques de Restauration des Terrains de Montagne (RTM). La comparaison de deux bassins similaires, le bassin du Laval (végétalisé seulement à hauteur de 32 %), majoritairement dénudé, et le bassin du Brusquet ayant fait l'objet d'un reboisement RTM avec du Pin noir d'Autriche (87 % de sa surface végétalisée), montre que la fourniture sédimentaire actuelle est inférieure de deux ordres de grandeur pour le bassin reboisé. Ce sont ces deux bassins qui vont être à l'étude puisqu'ils sont relativement similaires mais différent quant à leur couverture végétale. Les similarités entre les deux bassins en termes d'altitude, de pente, de surface, de lithologie et d'implantation géographique minimisent les biais dans le cadre d'une étude comparative sur le rôle de la couverture végétale dans la dynamique érosive et morphologique d'un bassin versant. Ainsi cette différence de valeur de fourniture sédimentaire entre les deux bassins suggère un impact majeur de la végétation sur l'érosion.

S'il est bien connu que la végétation influe sur l'érosion, la fourniture sédimentaire et l'évolution à long terme du relief, la nature de cette interaction et la manière dont elle devrait être modélisée, ne sont pas évidentes et peuvent dépendre du site d'étude. Ainsi le principal questionnement de la thèse consiste à comprendre comment la végétation impacte l'érosion de bassins versants, par le biais de quels processus physiques et avec quelle efficacité.

Pour ce faire, nous possédons des données collectées depuis une trentaine d'années sur l'Observatoire de Draix-Bléone, à la fois des données temporelles de flux sédimentaire mais également topographiques, plus récentes. Dans un premier temps, l'idée est de mettre en place des indicateurs morphométriques et d'observer quels sont les indicateurs impactés par la végétation et comment ils le sont. Dans un second temps, un modèle d'évolution géomorphologique est développé, intégrant l'influence de la végétation sur l'érosion des pentes et des chenaux. La calibration de ce modèle sur les bassins versants de l'Observatoire de Draix-Bléone permet de mettre en évidence les processus physiques sur lesquels la végétation agit de façon prépondérante.

Le présent manuscrit s'articule autour de 7 chapitres dont le premier est matérialisé par la présente introduction générale :

Le chapitre 2 constitue une étude bibliographique rapportant l'état des connaissances en matière d'interactions recensées entre la végétation, l'érosion et l'hydrologie à la fois sous un angle qualitatif mais également sous un angle quantitatif, par l'approche modélisation. Il aboutit aux principaux questionnements scientifiques auxquels ce travail de thèse souhaite répondre.

Le chapitre 3 présente le site étudié, son histoire et son contexte environnemental,

ainsi que les données disponibles pour ce travail de thèse.

Le chapitre 4 expose l'analyse menée à partir d'indicateurs morphométriques élaborés sur les deux bassins versants à l'étude.

Le chapitre 5 traite du développement du modèle d'évolution géomorphologique, ainsi que de l'intégration de l'influence de la végétation dans ce modèle.

Le chapitre 6 rapporte les principaux résultats issus du travail de modélisation ainsi qu'une discussion autour de ces résultats.

Le chapitre 7, enfin, conclut sur les principaux résultats de ce travail de thèse concernant une meilleure appréhension de la manière dont la végétation influence l'érosion de bassins versants. Les perspectives prioritaires pour les recherches futures sont également présentées.

Chapitre 2

État de l’art : interactions entre végétation, érosion et hydrologie

2.1 Approche processus

2.1.1 Processus érosifs et hydrologiques

Les processus érosifs

Divers types de paysages co-existent : les paysages fluviaux où la majorité des sédiments et solutés générés sur les versants sont transportés par les eaux de ruissellement dans les réseaux de drainage, éoliens, les terrains fortement karstifiés au sein desquels le transport de masse s’effectue sous la forme de transport de soluté par les eaux souterraines, les fonds marins où les mouvements de masse et les courants de densité dominant, et enfin les terrains glaciaires [Tucker and Hancock, 2010].

L’érosion couvre de larges domaines d’étude. Nous entendons ici par érosion à la fois la génération d’un substrat mobilisable par action mécanique, comme les alternances gel-dégel, ou par action chimique mais également le déplacement qui peut, par exemple, être provoqué par le phénomène de “*rainsplash*” ou impact des gouttes de pluie sur le sol. Nous nous concentrerons ici sur le domaine plus spécifique de l’érosion hydrique bien que les principaux agents constitutifs de l’érosion soient l’eau, le vent, la gravité et la glace [Mathys, 2006]. En effet, sur des terrains non glaciaires, les rivières constituent le principal agent d’abaissement des surfaces topographiques

terrestres [Whipple, 2004].

L'érosion hydrique regroupe différentes familles d'érosion que constituent l'impact des gouttes de pluie sur le sol, l'érosion en nappes ainsi que l'érosion en rigoles, le ravinement, le creusement des lits et le sapement des berges des cours d'eau [Mathys, 2006].

Interactions érosion-hydrologie

Les particules transportées dans les cours d'eau découlent majoritairement de l'érosion hydrique qui constitue le principal agent d'érosion en termes de masse détachée. L'érosion hydrique s'attaque principalement aux sols mais peut également directement entraîner des roches plus ou moins déjà altérées suite à des glissement de terrain, de la gélifraction ou par action chimique des eaux de pluie.

Deux types distincts d'érosion coexistent pour l'érosion mécanique des sols : l'érosion diffuse et l'érosion induite par le ruissellement lui-même. L'impact des gouttes de pluie sur le sol déstructure ce dernier et engendre une mise en mouvement des particules solides jusqu'aux zones de ruissellement, ce processus se nommant diffusion ou érosion diffuse. L'érosion diffuse permet ainsi aux particules d'être transportées jusqu'au réseau hydrographique. Le ruissellement qui tend à se concentrer dans la rigole, et où la contrainte de cisaillement résultante de l'écoulement peut devenir suffisamment forte et dépasser la contrainte critique d'entraînement du sol pour permettre le détachement de particules, aboutit, quant à lui, à du ruissellement concentré. Le ruissellement concentré vient en second plan de l'érosion diffuse puisque la principale action des ravines consiste à connecter l'érosion diffuse au réseau hydrographique [Wendling, 2015].

2.1.2 Interactions végétation-érosion-hydrologie

Traditionnellement les géomorphologues ont considéré l'impact de la végétation sur le relief et l'acheminement de sédiments à des échelles de temps et d'espace limitées. Cependant les reliefs et la végétation de versants de bassins co-évoluent [Marston, 2010]. L'action de la topographie et de l'hydrologie sur la végétation n'est pas dissociable de la rétroaction de la végétation sur la topographie et l'hydrologie. Le couplage végétation-érosion-hydrologie sera ainsi investigué sous deux différentes échelles d'espace et de temps. Dans un premier temps ce couplage sera étudié sous l'échelle locale et court terme suivi, dans un second temps, par une approche régionale et long terme.

L'approche passe de l'échelle locale et court terme à régionale et long terme lorsque l'échelle du versant est dépassée ainsi que l'intervalle de temps annuel.

Approche locale et court terme

Dans un premier temps, l'impact de la végétation sur la topographie et l'hydrologie sera exposé suivi, dans un second temps, par l'étude de l'impact de la topographie et de l'hydrologie sur la végétation.

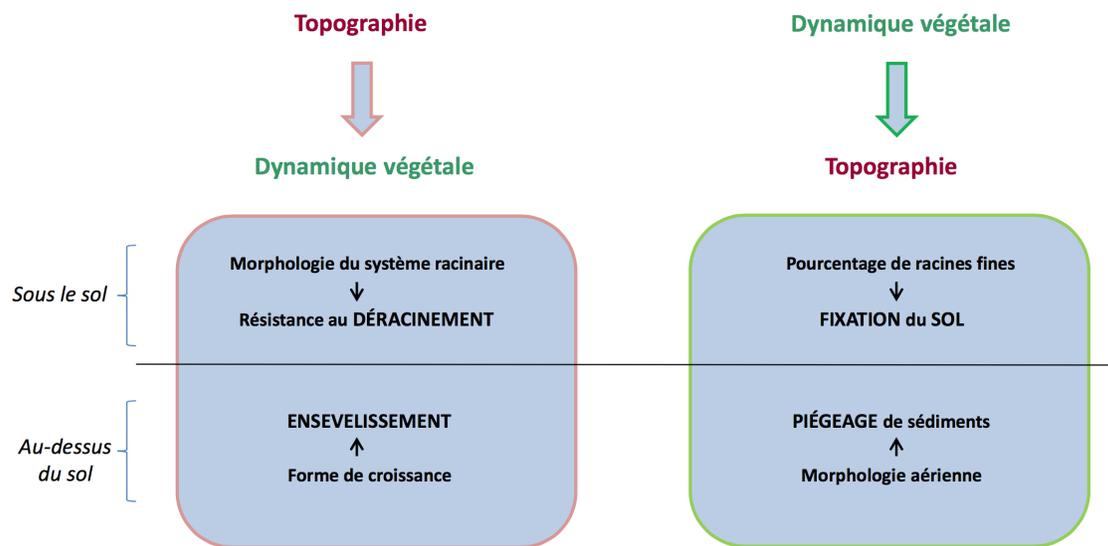


FIGURE 2.1 – Les principales interactions et rétroactions entre la topographie et la dynamique végétale. Les données illustrées dans ce graphique sont issues des travaux de [Burylo, 2010].

La figure 2.1 illustre, dans son encadré à droite, le fait que la végétation agit activement sur la fixation des sols, au moyen des racines, et passivement sur le piégeage de sédiments, grâce aux parties aériennes. L'encadré de gauche, quant à lui, expose le fait que la végétation réagit activement aux perturbations érosives en résistant au déracinement, en fonction de la morphologie de son système racinaire, et passivement par la capacité de résistance à l'ensevelissement de ses parties aériennes.

Impact de la végétation sur la topographie et l'hydrologie : La végétation agit sur le régime érosif, et donc sur les changements de topographie, ainsi que sur le cycle de l'eau. La végétation amoindrit les processus érosifs des versants par protection active, autrement dit en évitant l'érosion de se produire, et par protection passive, en retenant les sédiments érodés [Rey et al., 2002, Rey, 2004, Burylo, 2010]. La végétation protège activement les sols à la fois par son action sur les propriétés hydrologiques du sol et sur l'hydrologie de surface, mais également par son action sur les propriétés mécaniques du sol et sa fonction de régulation thermique [Rey et al., 2002, Istanbuluoglu and Bras, 2005].

Les modes d'action de la végétation dans son rôle de protection active des sols sous le volet propriétés hydrologiques du sol et hydrologie de surface, ainsi que sous le volet propriétés mécaniques du sol, sont exposés dans les paragraphes qui suivent. Enfin, les modes d'action de la végétation relatifs à sa fonction de protection passive contre l'érosion sont détaillés à la fin de cette section.

En premier lieu, la manière dont le sol réagit aux événements de précipitations, et comment il est mis en place, est dictée notamment par la végétation. La végétation limite le ruissellement et l'érosion du sol induite par le ruissellement en limitant la formation de ruissellement de surface ainsi qu'en modifiant le chemin de l'eau. Ces effets de la végétation sur l'hydrologie s'expliquent par les modes d'action d'après lesquels la végétation agit. Ces modes d'action sont exposés dans la figure 2.2. En effet, la végétation protège activement le sol de l'érosion par modification du cycle de l'eau qui se traduit, premièrement, par le phénomène d'interception des précipitations par la canopée et le couvert végétal. L'interception des précipitations permet une préservation accrue du sol en amoindrissant et en dissipant l'énergie érosive des gouttes de pluie atteignant le sol, ainsi que leur quantité [Marston, 2010, Burylo, 2010, Collins et al., 2004], et en limitant donc sa déstructuration par l'effet "splash" [Istanbuluoglu and Bras, 2005]. L'effet "splash" peut également engendrer la formation de croûtes de battance diminuant fortement la capacité d'infiltration des sols et favorisant l'écoulement de surface. Deuxièmement, la présence d'une biomasse végétale, telles que la végétation en place ou la présence de litières de feuilles, augmente la rugosité du sol et engendre la création d'une microtopographie entraînant une diminution des vitesses d'écoulement du ruissellement de surface [Marston, 2010, Burylo, 2010, Istanbuluoglu and Bras, 2005]. Amoindrir les vitesses d'écoulement du ruissellement de surface engendre une diminution de l'entraînement du sol par détachement de particules dans les rigoles où l'épaisseur du flux est suffisante pour produire une contrainte de cisaillement capable de détacher les particules. Ensuite, la végétation favorise l'augmentation de l'infiltration des eaux de pluie par la présence racinaire et l'activité biologique du sol accrue

[Burylo, 2010, Collins et al., 2004, Sala et al., 1990]. En effet la présence de matière organique dans le sol augmente sa capacité à stocker de l'eau [Marston, 2010]. L'augmentation de l'infiltration des eaux de pluie influe sur le stockage d'eau dans le sol et par voie de conséquence diminue l'écoulement de surface ou l'initiation du ruissellement de surface. Enfin, les processus d'évapotranspiration modifient, à leur tour, l'humidité du sol et la potentialité d'apparition de ruissellement de surface [Marston, 2010, Burylo, 2010]. Une augmentation de l'infiltration des eaux de pluie et de l'évapotranspiration diminue l'écoulement de surface et donc son action érosive.

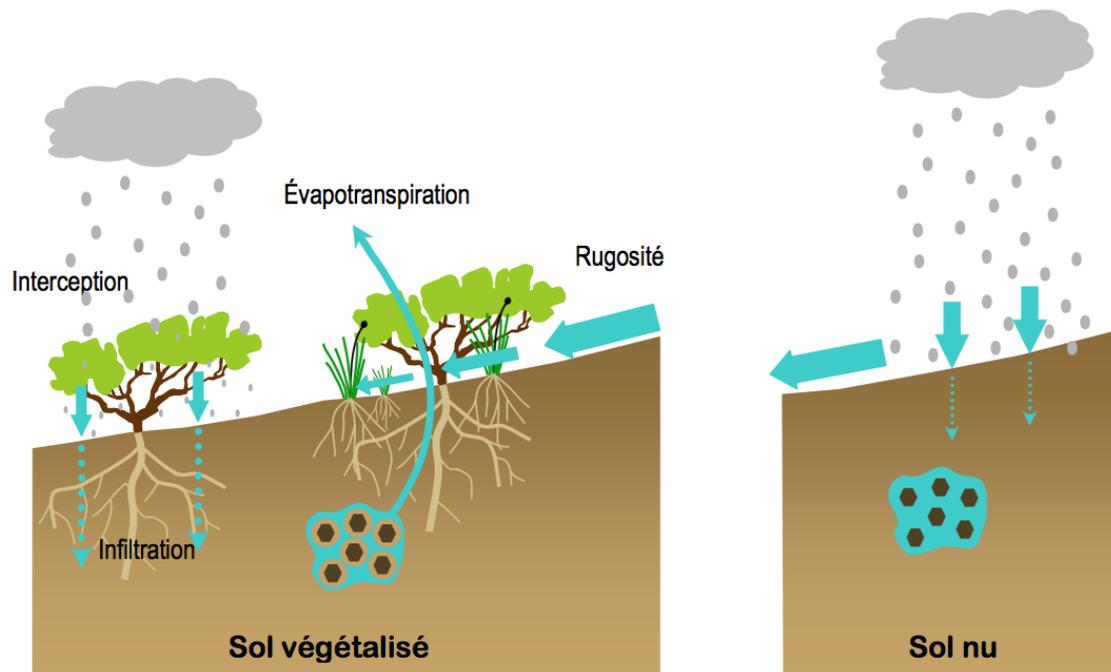


FIGURE 2.2 – Effets hydrologiques de la végétation sur les processus érosifs [Burylo, 2010].

En second lieu, le mode d'action de la végétation sur les propriétés mécaniques du sol est investigué dans ce paragraphe. La figure 2.1 illustre, dans son encadré à droite dans la partie “sous le sol”, la manière dont la présence de végétation agit activement sur la fixation des sols au moyen des racines et plus particulièrement du pourcentage de racines fines [Burylo, 2010]. La fixation du sol plus accrue est assurée par les parties souterraines des plantes en empêchant l'érosion de se produire par renforce-

ment mécanique du sol, et donc de sa cohésion, par agrégation des particules de sol entre elles par les racines [Burylo et al., 2011, Marston, 2010, Istanbuluoglu, 2009a, Istanbuluoglu and Bras, 2005, Collins et al., 2004]. L'agrégation accrue des particules de sol est également permise par les changements de propriétés biochimiques du sol, et notamment l'augmentation de matière organique, en présence de végétation [Erktan et al., 2016]. Une meilleure cohésion du sol permet d'augmenter la contrainte de cisaillement critique pour l'entraînement de sol, donc de retenir les sols altérés une fois qu'ils sont disponibles pour une mise en mouvement. Plus précisément la fixation du sol accrue, et l'augmentation de sa cohésion, sont assurées, d'une part, par la protection du système racinaire contre les mouvements de masse, fonction de la résistance racinaire à la tension ainsi que de l'importance de la surface racinaire. D'autre part, la fixation du sol accrue est induite par sa résistance au ruissellement concentré permise par un taux de détachement moindre du sol dépendant du pourcentage de racines fines [Burylo, 2010].

Par ailleurs, l'érodabilité du sol, et son altération par les cycles gel-dégel notamment, est amoindrie par la présence d'un couvert végétal régulant les variations de température au niveau de la surface du sol.

Finalement, la végétation va agir sur les seuils topographiques en augmentant la cohésion du sol, ces seuils eux-mêmes agissent sur le chemin de l'eau en influant sur la localisation de l'initiation de la tête de chenal à l'échelle du bassin versant [Istanbuluoglu and Bras, 2005]. En outre, la dynamique végétale, les cycles de croissance et de mortalité, vont également se répercuter sur les variations de la zone de drainage fluvial en influant sur les changements dans la direction de l'écoulement en amont [Collins et al., 2004].

En dernier lieu, la végétation protège passivement les sols de l'érosion par le processus de piégeage de sédiments (Fig. 2.1). Ce sont les parties aériennes des plantes qui sont impliquées dans le piégeage de sédiments. Ce piégeage est fonction de la forme de la canopée, de sa densité ainsi que de la surface foliaire [Burylo, 2010]. Les travaux de [Rey, 2004] sur des terrains marneux du sud de la France ont mis également en avant l'importance prépondérante de la répartition spatiale de la végétation au sein d'un bassin versant. En effet sur un terrain marneux pentu, une barrière végétale recouvrant seulement 20 % de la parcelle suffirait à piéger la majeure partie des sédiments érodés lorsqu'elle se situe en bas de pente. En influençant sur la microtopographie, la végétation va permettre de retenir une partie des sédiments érodés, par voie de conséquence favoriser la sédimentation, stabiliser les sols et supporter le développement de plantules qui vont réduire les pertes au sol, ainsi que filtrer les écoulements au travers de la végétation [Rey et al., 2005, Burylo, 2010].

Impact de la topographie et de l'hydrologie sur la végétation : La topographie et les processus de pente de versants ainsi que l'hydrologie se répercutent également sur la végétation en agissant sur sa dynamique, sa structure ainsi que sa composition [Marston, 2010].

En matière de croissance végétale, la résistance de la plante au stress appliqué sur cette dernière dépendra de la physiologie de la plante mais également de la distribution des racines [Collins et al., 2004]. La partie gauche de la figure 2.1 présente les réponses des espèces végétales aux contraintes érosives que représentent le phénomène de déracinement et d'ensevelissement.

L'érosion, notamment lors d'écoulements concentrés, peut entraîner le déracinement. La puissance d'enracinement de la plante, et sa résistance au déracinement, dépend de la morphologie du système racinaire [Ennos et al., 1993]. En effet les travaux de [Burylo, 2010] ont montré que la résistance au déracinement est fonction de l'élanement de la racine principale, du pourcentage de racines fines ainsi que du patron de ramification du système racinaire.

En outre, l'érosion peut également influencer sur la dynamique de la croissance et de la mortalité végétale en provoquant un ensevelissement partiel ou total de la plante. Au voisinage de la plante, suite à un épisode d'ensevelissement, il y aura ralentissement de l'activité photosynthétique, asphyxie plus ou moins prononcée des racines par compaction du sol et diminution de la concentration en oxygène, en plus de la contrainte mécanique appliquée sur la plante. La flexibilité morphologique, ainsi que la physiologie des espèces, détermineront la survie possible et la croissance de la plante suite à ce type de contrainte érosive. En effet, les espèces les plus tolérantes sont celles qui peuvent modifier leurs patrons d'allocation de biomasse, autrement dit redistribuer leur biomasse depuis les racines vers les parties aériennes, suite un épisode d'ensevelissement [Burylo, 2010].

Enfin d'autres facteurs, liés à la topographie, contrôlent la dynamique de croissance végétale tels que l'exposition au soleil reliée à la pente, la température moyenne dépendante de l'altitude et plus largement le climat, l'humidité du sol, la disponibilité en eau qui elle-même est fonction de l'aire drainée et la quantité de nutriments disponibles. Tous ces facteurs vont également influencer sur la capacité d'implantation de la végétation nouvelle et notamment la survivance des plantules et le succès de la germination étant des problèmes récurrents que la végétation rencontre sur des

“*badlands*”¹ [Gallart et al., 2013, Regüés et al., 2000].

De l’interception des précipitations, au niveau de la canopée, à l’augmentation de la cohésion du sol au niveau de la zone racinaire, la végétation est un acteur déterminant de la dynamique géomorphologique locale et inversement, mais qu’en est-il à l’échelle régionale [Collins et al., 2004] ?

Approche régionale et long terme

De nombreux travaux portent sur l’étude de l’impact de la couverture végétale sur l’évolution du taux d’érosion. Néanmoins une des difficultés principales réside dans l’analyse de cet impact sur de longues échelles de temps notamment sur des millénaires comme il en est question dans l’étude d’[Acosta et al., 2015]. Il a notamment été montré dans cette analyse portant sur des terrains d’Afrique de l’Est que malgré des changements dans la lithologie, le changement de pente des versants ainsi que de la couverture végétale semblent expliquer la majeure partie des variations de taux d’érosion à l’échelle de milliers d’années. De plus la couverture végétale contribuerait à déterminer les pentes à l’état stationnaire d’une chaîne de montagne de par son action stabilisatrice sur la surface des terres et l’érodabilité des terrains [Acosta et al., 2015, Istanbuluoglu, 2009a]. En effet un terrain densément végétalisé nécessitera des pentes plus abruptes pour obtenir le même taux d’érosion, sous un soulèvement tectonique constant, que si les pentes étaient modérément végétalisées [Acosta et al., 2015]. En outre, d’après les travaux de [Collins et al., 2004] simulant l’évolution de terrains nus et végétalisés sur 500 000 ans, la végétation agirait à la fois sur les changements statiques mais aussi dynamiques des terrains sur le long terme. Concernant les variations statiques du terrain, la végétation contribuerait ainsi à préserver un relief à plus haute altitude, conserver des terrains plus pentus que ceux sans couverture végétale et favoriser des terrains moins disséqués en diminuant la densité de drainage puisque permettant une plus forte cohésion du sol et une contrainte de cisaillement critique plus élevée. En effet, la diminution de la densité de drainage peut s’expliquer par un accroissement de la contrainte de cisaillement critique imposée par la végétation, qui signifie autrement dit que l’aire drainée, nécessaire pour l’initialisation de la chenalisation du terrain, doit être plus importante. La végétation influe également sur les changements dynamiques de la zone d’étude en engendrant des événements érosifs plus extrêmes en matière de quantité érodée

1. Les “*badlands*” : se dit de terrains ruiformes sur sols marneux ou argileux grandement érodés par le ruissellement des eaux de pluie ou par le vent et composés de ravines, canyons ou cheminées de fées [Burylo, 2010].

mais aussi plus variables temporellement [Collins et al., 2004]. Enfin, il a été aussi démontré que les terrains faiblement végétalisés sont plus sensibles aux changements du régime de précipitation et d'écoulement de surface que des terrains densément végétalisés [Acosta et al., 2015]. La végétation aurait un effet tampon et permettrait d'amoinrir les variations des taux d'érosion face aux variations de pluie-débit. La couverture végétale jouerait donc un rôle majeur dans les variations des taux d'érosion à grande échelle de temps.

La végétation posséderait ainsi une action non négligeable sur les grandes échelles de temps, mais qu'en est-il des grandes échelles spatiales ? Selon l'analyse issue des travaux de [Marston, 2010], de nombreuses études régionales soutiennent que la végétation posséderait un impact sur la structure des reliefs s'amoinrissant plus il est question de grandes échelles de bassins versants.

En effet [Lane et al., 1997] ont constaté que la protection de la couverture végétale au niveau du sol et de la canopée jouait un rôle important dans la production sédimentaire, à l'échelle de parcelles et de versants dans le bassin versant Walnut Gulch semi-aride en Arizona. Le type de végétation demeure un paramètre important dans le contrôle de la production sédimentaire à l'échelle du sous-bassin (de 0,02 à 10 km^2) bien qu'à une échelle plus grande de bassin versant, allant de 10 à 100 km^2 , les précipitations, les variables des chenaux des cours d'eau et le sol deviennent les paramètres dominants [Marston, 2010].

Néanmoins les travaux de [Perron et al., 2009] appuient qu'une des caractéristiques les plus observées des paysages, c'est-à-dire la formation de crêtes et de vallées régulièrement espacées, pourrait s'expliquer quantitativement et serait impactée par la végétation. Une grandeur quantitative λ a été définie, représentant la grandeur caractéristique d'espacement des vallées. La longueur d'onde du passage des crêtes aux vallées pourrait se prédire à partir des mécanismes d'érosion. En effet, l'étude a mis en avant que λ est proportionnel à L_c . L_c étant la longueur de versant caractéristique du terrain où le processus advectif d'incision de rivière joue autant sur l'érosion que le processus diffusif. L_c^2 est approximativement l'aire drainée à laquelle la topographie passe d'une typologie de pente de versant convexe dominée par la diffusion à une typologie de pente de versant concave assujettie à un processus advectif d'incision de rivière prévalant. La grandeur du coefficient d'érodabilité des cours d'eau, K , et celle du coefficient de diffusivité du sol, D , des processus d'érosion en action sur un certain terrain, influeraient ainsi sur la valeur de λ , eux-mêmes impactés par la végétation et le climat. À titre d'illustration, K est d'une part négativement corrélé à la force mécanique du substratum rocheux et positivement relié à l'hydrologie du bassin de drainage. Les sites investigués au cours de cette étude et possédant les sédiments les

plus compétents, donc un K faible, présentent effectivement les vallées les plus largement espacées. A contrario, les terrains disposant de sédiments les moins consolidés, ainsi un K élevé, affichent les vallées les plus étroitement espacées et donc un faible λ . Par ailleurs le climat influence aussi K puisqu'un terrain exposé à des précipitations plus intenses induira un débit dans les cours d'eau plus important mais réduira la valeur de K pour les terrains recouverts de sol. En effet des précipitations plus élevées permettent un développement de la végétation et ainsi une plus forte infiltration des eaux de ruissellement. Par voie de conséquence, l'érosion par écoulement des eaux de surface du terrain sera moindre. Enfin la présence d'une bioturbation plus intense dans des environnements plus humides conduirait à une élévation du coefficient de diffusivité des sols, D , [Perron et al., 2009]. La grandeur quantitative λ est impactée par la végétation, l'espacement des vallées est donc impacté par la végétation.

En outre, l'étude de Gibling et Davies de 2012 portant sur la diversification des paysages fluviaux à l'échelle planétaire, durant les 250 Ma séparant le Cambrien et le Pennsylvanien, a mis en avant l'influence prépondérante de la végétation à grandes échelles spatiales et temporelles. La diversification des paysages fluviaux enregistrée durant cette période est à mettre en lien avec l'expansion de la couverture végétale et son évolution. Au cours de la fin du Silurien et au Dévonien, l'apparition des plantes vasculaires possédant un système racinaire aurait permis le développement de rivières chenalisées à lit de sable ainsi que de rivières à méandres et l'apparition de plaines d'inondation. Les systèmes fluviaux seraient passés d'un modèle de rivière tressée à un modèle de rivière chenalisée. En outre, l'expansion des arbres au début du Pennsylvanien aurait donné lieu à l'émergence de rivières chenalisées étroites et fixes puisque le développement du système racinaire des arbres aurait stabilisé les berges des rivières et augmenté ainsi la stabilité des chenaux des rivières en formant un matériau de surface ou en se développant sous la surface des berges. En effet le développement du système racinaire sous la surface des berges a augmenté la stabilité des pentes par un accroissement de la résistance à la traction du sol. Enfin, l'apparition de débris ligneux concomitant avec l'essor des arbres aurait entraîné des barrages en bois et l'avulsion de rivières, contribuant ainsi à la formation rapide de nouveaux chenaux de rivières. Ces derniers ont modifié le chemin de l'eau et ainsi façonné les paysages [Gibling and Davies, 2012].

L'hypothèse végétale dévonienne ou "*the Devonian plant hypothesis*" va même plus loin en soutenant que la propagation des plantes vasculaires aurait influencé tout le système Terre en perturbant l'intensité d'altération des sols par leurs effets sur ces derniers et ainsi engendré un changement climatique à l'échelle planétaire. En effet, en même temps que l'accroissement de la couverture végétale à la fin du Dé-

vonien, et plus précisément des plantes vasculaires, la masse racinaire aurait, par voie de conséquence, augmenté engendrant une intensification du taux de formation des sols par l'altération plus efficace du substratum rocheux par rhizoturbation [Algeo and Scheckler, 1998]. D'une part, une pédogenèse plus accrue aurait impliqué à court terme une augmentation de flux de nutriments jusqu'à l'océan provoquée par l'intensification de l'altération chimique des sols. De ce fait la recrudescence de flux de nutriments vers l'océan aurait engendré des blooms phytoplanctoniques dans les mers peu profondes. L'activité photosynthétique a donc augmenté et a provoqué une consommation plus importante de CO_2 atmosphérique. D'autre part, l'accroissement de la pédogenèse aurait entraîné, sur le long terme, une augmentation de l'altération des silicates à l'échelle des continents [Algeo et al., 1995]. L'altération des silicates représente également, quant à lui, une véritable pompe à CO_2 atmosphérique. Suite au pompage massif de CO_2 atmosphérique, la terre se serait plongée dans une grande glaciation à la fin du Dévonien [Gibling and Davies, 2012].

Ainsi à l'échelle du système Terre la dynamique végétale aurait agi comme un important agent géomorphologique de la surface terrestre puisque modifiant, d'une part, les propriétés du substratum rocheux et du sol et d'autre part, le climat et la composition de l'atmosphère [Corenblit and Steiger, 2009].

Cependant il est important de souligner qu'en retour, l'évolution des systèmes fluviaux, pendant la période s'échelonnant du Cambrien au Pennsylvanien, aurait également influencé l'évolution de la végétation et plus généralement celle de la biosphère. En effet, des changements clés dans les systèmes fluviaux paléozoïques ont engendré des rétroactions positives sur l'évolution à la fois de la flore et de la faune, bien que cette dernière soit forcée par l'évolution de la végétation. À titre d'exemple, le développement de rivières sinueuses à méandres, possédant des berges renforcées à la fin du Silurien et au Dévonien, aurait permis en retour un accroissement de la végétation et en conséquence la formation de sols carbonatés propices au développement de la faune. Effectivement la présence de faune terrestre n'aurait réellement émergé qu'au Siluro-dévonien en cocomitance avec l'apparition de plaines d'inondation végétalisées, la présence de litière de feuilles et donc de sols carbonatés riches en éléments organiques. Par ailleurs, l'étude de traces fossiles dans les paysages côtiers et deltaïques en évolution, souligne une importante invasion continentale de la faune en matière de conquête de différentes niches écologiques du Silurien au Pennsylvanien à mettre en corrélation avec la diversification des plantes.

En conclusion, les plantes, en particulier, se seraient comportées comme de véritables agents géomorphologiques contribuant à la diversification des paysages fluviaux paléozoïques qui, à leur tour, ont influé sur l'évolution de toute la biosphère

[Gibling and Davies, 2012].

Résumé des interactions végétation-érosion-hydrologie

Dans la nature l'approche locale et court terme n'est pas dissociée de l'approche régionale et long terme bien que, pour des raisons de simplicité d'exposé, elles aient été détaillées séparément ci-dessus. Il n'est pas tâche aisée de relier ces deux échelles de temps et d'espace. De nombreux efforts doivent être menés jusqu'à ce que nous parvenions au jour où nous pourrions réussir à développer les liens, les mécanismes se produisant sur de petites parcelles et des organismes individuels à l'échelle du paysage [Marston, 2010].

En outre il existe, par exemple, des seuils spatio-temporels de bio-rhexistatie traduisant le passage d'un système en érosion active, l'érosion prédomine, à un système sous dynamique végétale dominante [Burylo, 2010]. L'érosion n'est pas une activité permanente, agissant toujours à hauteur égale. Elle est au contraire principalement discontinue et évolue dans ses modalités et son incidence sur les formes du relief [Viers, 1990]. Ces seuils spatio-temporels de bio-rhexistatie agissent à des échelles d'espace et de temps différents.

La végétation permet, dans une certaine mesure, de maîtriser l'érosion. Lorsque l'équilibre biologique est atteint, ou biostatie, le sol, la végétation le recouvrant et le climat sont en équilibre. Les processus érosifs se cantonnent à une altération chimique et au transport de particules fines [Burylo, 2010]. En effet, lorsque le climat permet le maintien d'une couverture végétale continue, cette dernière ainsi que l'humidité du sol, vont altérer les roches, supporter le développement des sols et la fixation de poussières allochtones. Il n'y alors ni érosion mécanique ni transport visibles, la biostatie représente le repos morphogénique du terrain. L'altération s'effectue sans modifier les formes de relief à des échelles de temps inférieurs à celui des processus tectoniques [Viers, 1990].

A contrario, la rupture de l'équilibre biologique, ou rhéxistatie, suite par exemple à une oscillation climatique, l'activité anthropique, ou encore un évènement géodynamique catastrophique, telle qu'une éruption volcanique, illustre un terrain où les processus physiques représentent la forme principale d'érosion [Burylo, 2010]. L'érosion devient alors active et l'eau en est le principal agent intervenant sous de nombreux procédés [Viers, 1990]. À titre d'illustration les terrains marneux des Alpes du Sud de la France définissent une situation de rhéxistatie [Rovéra et al., 1999] puisque les dynamiques érosives dominant et n'autorisent pas le développement pérenne d'une couverture végétale [Burylo, 2010].

À court et moyen termes, la végétation tend à stabiliser l'érosion alors que l'érosion tend à déstabiliser cette dernière. Ce sont des rétroactions positives, autrement dit quand la dynamique végétale est entamée elle ne va que dans un sens. Il en est de même pour la dynamique érosive prédominante qui représente un scénario catastrophique auto-stabilisant. Il faudra alors un forçage extérieur au système pour rompre la dynamique en place. La stabilité dépend donc de l'échelle à laquelle on regarde. Une situation peut paraître stable à l'échelle intermédiaire mais peut mener à une rupture d'équilibre à plus long terme. Ainsi lorsqu'il est question de seuils spatio-temporels de bio-rhexistase, l'échelle locale et globale sont intimement liées, de même que l'échelle court terme de la dynamique végétale et long terme concernant le phénomène de pédogénèse qui peut se produire à l'échelle des temps géologiques.

En guise de récapitulatif, les diverses actions menées par la végétation sur les processus hydrologiques et érosifs seront résumées, à l'échelle locale et court terme (Tab. 2.1), et à l'échelle globale et long terme (Tab. 2.2). Les multiples modes d'actions ont été classés par processus.

TABLE 2.1 – Fonctions géomorphologiques clés de la végétation à échelle locale et court terme

Acteurs	Processus	Exemples sélectionnés
Canopée, litière de feuilles et couvert végétal (effet hydrologique)	Interception des précipitations qui permet de diminuer l' érosivité des pluies ainsi que modifier l' humidité du sol par perte de quantité d'eau atteignant le sol.	[Collins et al., 2004] [Istanbulluoglu and Bras, 2006] [Burylo, 2010] [Marston, 2010]
Système racinaire et litière de feuilles (effet hydrologique)	Capacité d'infiltration des sols augmente par la présence de racines et par l' activité biologique du sol plus élevée en présence de végétation et par voie de conséquence joue sur le stockage d'eau dans le sol.	[Sala et al., 1990] [Collins et al., 2004] [Burylo, 2010] [Marston, 2010]

suite à la page suivante

TABLE 2.1 – suite de la page précédente

Acteurs	Processus	Exemples sélectionnés
Surface foliaire (effet hydrologique)	Evapotranspiration va influencer sur l' humidité du sol et les risques d'apparition de ruissellement .	[Burylo, 2010] [Marston, 2010]
Couvert végétal (tiges notamment) et litière de feuilles (effet hydrologique)	Augmentation de la rugosité du sol par création d'une microtopographie par la présence de biomasse végétale entraînant un ralentissement de la vitesse des écoulements .	[Istanbulluoglu and Bras, 2005] [Burylo, 2010] [Marston, 2010]
Système racinaire, canopée et litière de feuilles (effets mécanique, chimique et thermique)	Accroissement de la cohésion du sol par agrégation des particules de sol entre elles par les racines et par les changements de propriétés biochimiques du sol, et donc en augmentant la contrainte de cisaillement critique de ce dernier. La cohésion du sol est aussi mieux préservée par protection du sol de l'effet "splash" , c'est-à-dire de la saltation pluviale, qui peut aussi provoquer la formation de croûtes de battance diminuant fortement la capacité d'infiltration des sols et favorisant l'écoulement de surface. L' érodabilité du sol est également amoindrie par la régulation thermique permise par la végétation et la lutte contre les phénomènes de gel-dégel .	[Collins et al., 2004] [Rey, 2004] [Istanbulluoglu and Bras, 2005] [Istanbulluoglu, 2009a] [Marston, 2010] [Burylo et al., 2011] [Erktan et al., 2016]

suite à la page suivante

TABLE 2.1 – suite de la page précédente

Acteurs	Processus	Exemples sélectionnés
Couverture végétale et dynamique végétale	Par augmentation de la cohésion du sol, la végétation va agir sur les seuils topographiques , qui eux-mêmes jouent sur le chemin de l'eau en influant sur la localisation de l'initiation de la tête de chenal à l'échelle du bassin versant.	[Collins et al., 2004] [Istanbulluoglu and Bras, 2005]
Couvert végétal	Piégeage de sédiments qui va influencer sur la microtopographie et par voie de conséquence sur la rugosité du sol en favorisant la sédimentation , la stabilisation des sols et le développement de plantules , qui ces derniers permettent de réduire les pertes au sol .	[Rey et al., 2005] [Burylo, 2010]

TABLE 2.2 – Fonctions géomorphologiques clés de la végétation à grande échelle et long terme

Acteurs	Processus	Exemples sélectionnés
Couverture végétale et croissance racinaire	Détermination des pentes à l'état stationnaire d'une chaîne de montagne en augmentant la stabilité du sol et sa cohésion par l'accroissement de la contrainte de cisaillement critique et de la résistance à la traction .	[Collins et al., 2004] [Istanbulluoglu, 2009a] [Acosta et al., 2015]

suite à la page suivante

TABLE 2.2 – suite de la page précédente

Acteurs	Processus	Exemples sélectionnés
Litière de feuilles	Présence de matière organique dans les sols permettant une meilleure infiltration des eaux de ruissellement et une cohésion des sols plus accrue par agrégation des particules de sol.	[Perron et al., 2009]
Débris ligneux et présence racinaire	Perturbation du chemin de l'eau en provoquant des barrages en bois ainsi que l'avulsion de rivières par les débris ligneux. La présence racinaire permet la diminution de la densité de drainage par augmentation de la contrainte de cisaillement critique jouant sur le chemin de l'eau.	[Gibling and Davies, 2012]
Couverture végétale	Effet tampon de la végétation permettant d'amoindrir les variations des taux d'érosion face aux variations de pluie-débit. La végétation aurait un impact majeur sur les variations des taux d'érosion à grande échelle de temps.	[Acosta et al., 2015]
Développement du système racinaire	Augmentation de la pédogénèse conduisant à des modifications dans la composition atmosphérique et un changement climatique global. En effet le pompage massif de CO_2 atmosphérique, provoqué par l'accroissement de la pédogénèse, a occasionné un refroidissement global.	[Algeo et al., 1995] [Algeo and Scheckler, 1998] [Gibling and Davies, 2012]
Litière de feuilles	La présence de litière de feuilles engendre la formation de sols carbonatés propices au développement de la faune terrestre.	[Gibling and Davies, 2012] [Erktan et al., 2016]

2.2 Approche modélisation

Comment sont intégrés les processus précédemment définis dans les modèles hydrologiques et géomorphologiques ?

2.2.1 Intégration dans les modèles hydrologiques

Les modèles hydrologiques permettent de rendre compte du détail de la chronique de l'eau. Il peut s'agir de modèles conceptuels, empiriques ou de modèles à base physique. Les modèles à base physique emploient les équations de Saint Venant ou une de leurs simplifications. Ces modèles sont généralement des modèles distribués qui se concentrent sur la description de l'hydrogramme.

Les modèles hydrologiques ont depuis longtemps inclus les processus liés à la végétation tels que l'interception des précipitations par la canopée, l'évapotranspiration, l'infiltration et la résistance à l'écoulement de surface [Wigmosta et al., 1994]. Certains de ces modèles hydrologiques peuvent être couplés à des modules d'érosion et de transport de sédiments afin de calculer les flux de sédiments (DHSVM [Doten et al., 2006], SHETRAN [Burton and Bathurst, 1998], SWAT [Betrie et al., 2011], WEPP (*Water Erosion Prediction Project*) [Flanagan and Nearing, 1995] ou AnugaSed par exemple).

Néanmoins ces modèles sont conçus pour fonctionner sur de petites échelles de temps, échelle événementielle ou annuelle, en raison de leurs performances de calcul qui ne permettent pas de simulations sur le long terme. Ce sont des modèles fortement paramétrés et difficiles à calibrer en l'absence d'un grand nombre de mesures de terrain. Par ailleurs, les modèles hydrologiques ne tiennent pas compte des rétroactions suite à la génération de ruissellement, d'érosion et de changements topographiques, puisque conservant une topographie constante. Enfin, ils supposent généralement que la végétation agit sur l'érosion en agissant principalement sur le débit des eaux de surface (ce qui entraîne l'érosion), tout en négligeant les influences plus directes de la végétation sur les processus d'érosion (par exemple, le rôle des racines dans l'ajout d'une cohésion efficace supplémentaire aux sols).

En résumé, bien que l'impact de la végétation soit inclus depuis de nombreuses années dans les modèles hydrologiques, le focus sur le court terme de ces modèles, de

l'ordre de l'évènementiel ou de l'annuel, ainsi que la présence de multiples paramètres à calibrer et dont la calibration est complexe, nous a conduit à nous tourner vers les modèles d'évolution géomorphologique. Ces derniers possèdent, certes, une intégration des processus physiques plus simple mais leur atout principal réside dans leur valeur heuristique et semblent être des outils appropriés pour adresser des questionnements de premier ordre [Van Der Beek, 2013].

2.2.2 Intégration dans les modèles géomorphologiques

Philosophie des modèles d'évolution géomorphologique

La géomorphologie est l'étude de la forme des objets du paysage qui renseigne sur la nature des processus en action sur ces objets. Les modèles d'évolution géomorphologique sont ainsi conçus pour décrire et simuler l'évolution des formes du relief sur la base de lois mécanistiques relatives à l'érosion et à d'autres processus d'écoulement [Tucker and Hancock, 2010, Willgoose, 2005].

Ces modèles sont des modèles numériques opérant sur des surfaces à deux dimensions. Les premiers modèles ont été implémentés sur des grilles régulières mais depuis des méthodes ont été développées afin de pouvoir résoudre les équations du modèle sur des grilles irrégulières. Habituellement une distinction est faite entre les processus de courte portée, tels que les processus opérant sur les versants et qui transportent les sédiments des lignes de partage jusqu'au réseau de drainage (par exemple le transport diffusif de versant), et les processus intervenant à plus long terme comme les processus fluviaux et l'érosion glaciaire (Fig. 2.3) [Van Der Beek, 2013] :

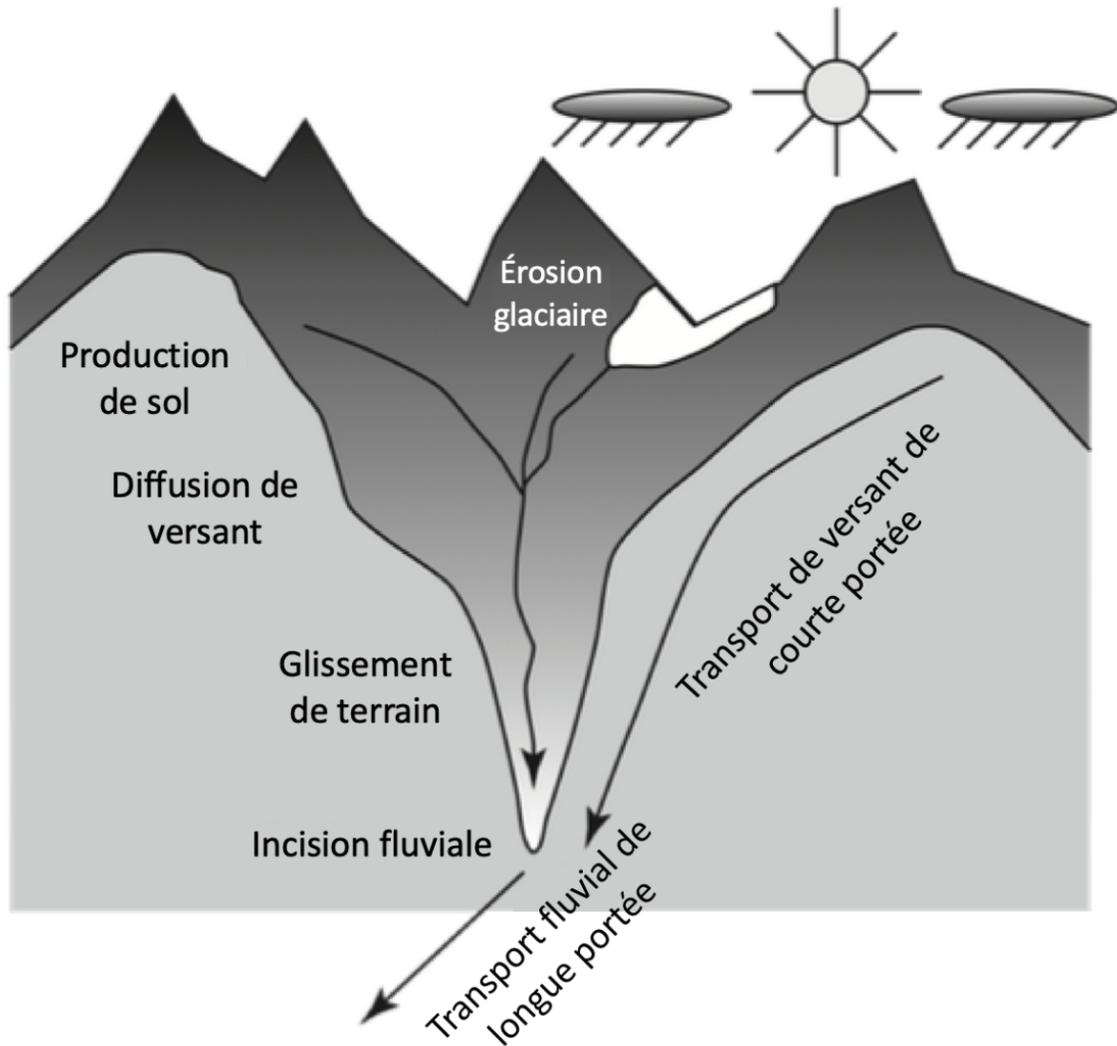


FIGURE 2.3 – Schéma conceptuel des différents processus pris en compte dans la plupart des modèles d'évolution géomorphologique [Van Der Beek, 2013].

Les processus de courte portée s'exerçant sur les versants distribuent les sédiments disponibles entre une cellule et ses voisins directs alors que les processus de longue portée transportent les sédiments tout le long du réseau de drainage. Ces processus de longue portée fixent ainsi les conditions limites pour les processus de versant et exportent les sédiments du domaine imparti au modèle. Les caractéristiques de premier ordre du paysage, telles que la densité de drainage ou la rugosité du re-

lief, semblent donc dépendre de l’efficacité relative de ces deux types de processus [Van Der Beek, 2013].

Depuis le début des années 1960, de nombreux modèles ont été développés, avec une capacité croissante d’incorporer et de simuler divers processus d’érosion, tels que le transport linéaire et non linéaire de versant [Anderson, 2002, Gabet, 2000], la loi de détachement limité et celle de transport limité pour le transport de sédiments fluviaux [Howard, 1994, Crave and Davy, 2001], l’hydrodynamique [Coulthard et al., 2013], la formation de régolithe induite par le gel ainsi que son entraînement [Anderson et al., 2013], le fluage dépendant de la couche de sol [Glade and Anderson, 2018], les glissements de terrain [Booth et al., 2013] ainsi que le couplage de la végétation et de l’hydrologie [Istanbulluoglu and Bras, 2006]. Néanmoins l’impact de la végétation sur l’érosion dans de tels modèles n’a été abordé que récemment.

En outre, ces modèles sont capables de créer des formes de relief réalistes, comme en témoigne par exemple la similitude entre les relations pente-aire drainée simulées et celles observées dans les paysages naturels [Lague, 2014]. En revanche, ces modèles demeurent difficiles à tester et valider quantitativement puisque leurs prévisions s’étendent sur des échelles de temps plus longues que la durée de vie humaine [Tucker, 2009].

Lois d’érosion et de transport

Le paysage résulte de la compétition entre les processus tectoniques et érosifs [Dietrich et al., 2003] ainsi tous les modèles d’évolution géomorphologique se basent fondamentalement sur l’équation de continuité, ou équation de conservation de la masse, qui relie l’évolution temporelle de la surface topographique ($\frac{\partial z}{\partial t}$) avec z , l’altitude de la surface [L], à la divergence du flux sédimentaire $\nabla \cdot (\vec{q}_s)$ ([L].[T]⁻¹) [Tucker and Hancock, 2010] (Eq. 2.1) :

$$\frac{\partial z}{\partial t} = U - \nabla \cdot (\vec{q}_s) \quad (2.1)$$

Où \vec{q}_s représente le flux volumétrique moyen de sédiments par unité de largeur ([L]².[T]⁻¹) et U , le taux de soulèvement du substratum rocheux ([L].[T]⁻¹).

La relation entre le flux de sédiment et le contrôle des paramètres d’état (pente, courbure, débit) pour différents processus est définie par les lois d’érosion et de

transport incluses dans le modèle [Van Der Beek, 2013] dont les plus communément employées sont exposées par la suite.

La plupart des différentes lois d'érosion et de transport se répartissent entre le transport sur le versant, transport diffusif et le transport chenalisé, transport advectif, autrement dit le processus d'incision fluviale.

Lois de transport sur versant : Les modèles d'évolution géomorphologique contiennent invariablement les processus court terme de transport de versant [Van Der Beek, 2013]. Ces lois de transport sur versant peuvent généralement se distribuer entre les processus linéaires et non linéaires.

Concernant les processus linéaires, la loi de transport la plus couramment employée est l'équation de diffusion. Le transport de diffusion de versant a été utilisé pendant des décennies pour décrire des processus de transport de pente lents et continus tel que le fluage. Elle correspond notamment à l'hypothèse de Gilbert où le flux volumétrique moyen descendant de sédiments par unité de largeur \vec{q}_s ($[L]^2.[T]^{-1}$), est linéairement dépendant du gradient local de pente ($\frac{\partial z}{\partial x}$) dans une configuration à une dimension (Eq. 2.2) [Dietrich et al., 2003] :

$$q_s = -D \frac{\partial z}{\partial x} \quad (2.2)$$

et plus généralement,

$$\vec{q}_s = -D \nabla z \quad (2.3)$$

L'équation 2.3 prédit ainsi l'évolution du versant. Dans cette équation le flux volumétrique moyen descendant de sédiments par unité de largeur est proportionnel au gradient local de pente, ∇z , et D correspond à un coefficient de vitesse (ou constante de proportionnalité) de même unité que le coefficient de diffusion ($[L]^2.[T]^{-1}$) [Dietrich et al., 2003]. L'équation de diffusion linéaire prédit des pentes paraboliques pour lesquelles le relief et l'échelle de pente maximale s'accordent avec le taux d'érosion sous des terrains en état stationnaire [Van Der Beek, 2013]. En revanche, des études empiriques ont suggéré qu'il doit exister des pentes limites, sur les terrains naturels, et que le transport s'accélérait plus le gradient local de pente s'approche de cette pente limite, S_c , [Roering et al., 1999]. Ceci peut se traduire par une équation de transport de masse non linéaire [Dietrich et al., 2003] :

$$\vec{q}_s = \frac{D\nabla z}{\left(1 - \frac{\nabla z}{S_c}\right)^2} \quad (2.4)$$

Cette loi non linéaire permet de rendre compte d'un transport de sédiments par glissements de terrain épisodiques lorsque la pente critique de stabilité du versant, S_c , est dépassée (Eq. 2.4).

Lois de transport chenalisé : Les processus d'incision et de transport fluvial sont les principaux processus sculptant les terrains non glaciaires puisque les rivières fixent les conditions limites pour l'érosion des versants et exportent le matériel hors du système [Van Der Beek, 2013]. L'importance de la couverture sédimentaire du lit de la rivière est connue qualitativement depuis un siècle néanmoins elle n'est représentée dans les modèles d'évolution géomorphologique que de trois façons différentes : si l'incision du chenal est de type "transport limité", l'effet de la couverture sédimentaire est dominant (couverture sédimentaire complète), si elle est de type "détachement limité", l'effet de la couverture sédimentaire est négligeable et enfin une fonction mixte entre "transport limité" et "détachement limité" où la fourniture sédimentaire augmente jusqu'à adhérer à la capacité de transport sédimentaire [Whipple, 2004].

Les lois de transport chenalisé, contrôlant l'incision du lit de la rivière, se décomposent donc en deux principales lois : la loi de type "transport limité" et celle de "détachement limité". Le taux d'incision dans le mode de transport de type "transport limité" (habituellement associé aux rivières alluviales avec une incision lente) est conditionné par la divergence en aval du flux de sédiment alors que pour le transport de type "détachement limité", le transport est fixé par la capacité du cours d'eau à éroder le lit localement par arrachement, abrasion ou cavitation [Brocard and Van Der Beek, 2006, Whipple, 2004].

Les modèles d'incision fluviale les plus couramment utilisés sont fondés sur l'hypothèse selon laquelle le taux d'incision devrait être proportionnel à la puissance hydraulique totale, la puissance hydraulique unitaire ou encore à la contrainte de cisaillement basale [Van Der Beek, 2013] dont les formulations vont être exposées ci-dessous.

En premier lieu, le modèle de puissance hydraulique d'incision de rivière constitue une pierre angulaire de la géomorphologie quantitative. Elle représente la loi d'incision la plus couramment utilisée [Lague, 2014]. Elle représente une loi empirique qui relie la largeur du lit de la rivière à une puissance de l'aire drainée en amont en

faisant l’hypothèse d’un écoulement stationnaire. Dans cette formulation l’aire drainée constitue un proxy du débit [Whipple and Tucker, 1999]. Fondamentalement la loi de puissance hydraulique d’incision de rivière indique que le taux d’incision fluviale est proportionnelle à la surface de drainage et à la pente du chenal élevées aux exposants m et n respectivement [Lague, 2014] (Eq. 2.5) :

$$E = KA^m S^n \quad (2.5)$$

Où E , représente le taux d’incision ou d’érosion du lit de la rivière ($[L].[T]^{-1}$), K , une constante dimensionnelle reflétant l’influence du substratum rocheux à l’incision ou coefficient d’érodabilité ($[L]^{1-2m}.[T]^{-1}$), A , l’aire drainée ($[L]^2$), S , la pente locale du lit de la rivière et m et n des exposants sans dimensions qui dépendent des processus d’érosion prédominants [Whipple et al., 2000]. Cette formulation (Eq. 2.5) est relative à une loi de transport de type “détachement limité”.

Dans la plupart des modèles d’évolution géomorphologique les processus court terme d’érosion de versant et long terme d’incision fluviale agissent conjointement sur chaque point de grille. En effet, sans l’ajout d’un seuil dans la loi de puissance hydraulique d’incision de la rivière, cela suppose que le lit de la rivière incise partout. Ce dernier constat ne se vérifie pourtant pas sur les terrains naturels puisqu’une contrainte de cisaillement minimale est généralement requise pour initier l’incision du lit de la rivière. Ainsi, projeter la loi de puissance hydraulique en amont des vallées peut causer une surestimation de la pente des vallées et du relief [Dietrich et al., 2003]. L’équation 2.6 présente une loi de puissance hydraulique d’incision de rivière avec seuil, où τ_n représente le seuil de puissance hydraulique d’érosion du substratum rocheux ($[L].[T]^{-1}$) :

$$E = KA^m S^n - \tau_n \quad (2.6)$$

Dans les cas présentés précédemment, l’incision locale du lit du cours d’eau est fonction de la puissance hydraulique (Eq. 2.5 et 2.6). Néanmoins, pour la représentation des processus de type “détachement limité”, il existe une autre formulation possible où l’incision locale du lit de la rivière est fonction de la contrainte de cisaillement basale (Eq. 2.7) :

$$E = K_e(\tau - \tau_c)^\gamma \quad (2.7)$$

Dans l'équation 2.7 l'incision du substratum rocheux peut s'effectuer par les processus fluviaux et/ou par incision par les laves torrentielles où τ est la contrainte de cisaillement du lit ou basale ($[L].[T]^{-1}$), τ_c , le seuil de détachement efficace nécessaire, au minimum, pour éroder le substratum rocheux ($[L].[T]^{-1}$), γ (adimensionnel) et K_e (constante dimensionnelle), des paramètres fixés [Tucker and Hancock, 2010].

Dans le cas des rivières alluviales, le transport des sédiments est limité par la capacité des rivières à transporter le matériel érodé [Van Der Beek, 2013, Tucker and Whipple, 2002].

Les lois de type "transport limité" permettent donc de décrire le cas de figure où le transport est limité par la capacité maximum de transport de la rivière \overrightarrow{Q}_{eq} ($[L]^3.[T]^{-1}$), fonction de la puissance hydraulique (Eq. 2.8) [Van Der Beek, 2013, Tucker and Hancock, 2010] :

$$\overrightarrow{Q}_{eq} = K_s A^{m_s} \overrightarrow{S}^{n_s} \quad (2.8)$$

Où, à nouveau, K_s est une constante dimensionnelle ($[L]^{3-2m_s}.[T]^{-1}$), m_s et n_s des exposants sans dimensions et \overrightarrow{S} le vecteur de pente locale du lit de la rivière.

Dans le cas d'un transport de type "transport limité", \overrightarrow{Q}_{eq} équivaut à \overrightarrow{Q}_s , le flux volumétrique moyen de sédiments ($[L]^3.[T]^{-1}$). Cette formulation suppose que la rivière est constamment à la capacité maximum de transport. En conséquence, l'incision ou le dépôt sont contrôlés par les variabilités spatiales de la capacité maximum de transport et calculés en combinant l'équation 2.8 avec l'équation de conservation de la masse 2.1 [Van Der Beek, 2013] (Eq. 2.9) :

$$\frac{\partial z}{\partial t} = -\frac{1}{W} \nabla \cdot (\overrightarrow{Q}_{eq}) \quad (2.9)$$

Où W , représente la largeur du chenal ($[L]$).

Finalement, la dynamique du comportement du substratum rocheux du chenal est probablement un hybride intermédiaire entre le transport de type "transport limité" et le transport de type "détachement limité" [Whipple, 2004] comme il en est question pour la loi décrite par la formulation SPACE qui est détaillée par la suite dans la section 5.2.1.

Loi de production de régolithe : La source de sédiments disponibles sur les versants pour l'érosion n'est pas illimitée. En effet le matériel mobile et disponible pour l'érosion, tels que le sol ou le régolithe, doit être produit avant d'être transporté. Cependant seulement peu de modèles d'évolution géomorphologique incluent un terme de production de sol bien qu'étant un processus essentiel sur les terrains. La production de sol ($-\frac{\partial z_b}{\partial t}$) avec z_b , l'élévation de l'interface sol-substratum rocheux ([L]), diminue exponentiellement avec l'augmentation de l'épaisseur de sol, H_s ([L]) (Eq. 2.10) [Van Der Beek, 2013, Dietrich et al., 2003] :

$$-\frac{\partial z_b}{\partial t} = \epsilon_o e^{-\alpha H_s} \quad (2.10)$$

Où ϵ_o est le taux de production de sol ou d'altération de la surface ([L].[T]⁻¹), α , la constante de décroissance par altération ([L]⁻¹).

Intégration de l'impact de la végétation dans les lois d'érosion et de transport

Liens non-linéaires et complexes entre climat, végétation et érosion : La figure 2.4 ci-dessous illustre comment l'impact de la végétation, sur les processus géomorphologiques, peut être mis en avant dans un modèle d'évolution géomorphologique à l'échelle du bassin versant. La réponse de la végétation aux changements abruptes du climat est exposée. Elle permet de souligner le rôle que jouent les seuils ainsi que le temps de réponse dans la compréhension des liens végétation, pente et vallée à l'échelle du bassin versant [Knox, 1972]. En effet lorsque le régime de précipitation passe brusquement d'un régime aride à humide (Fig. 2.4A), un certain temps est nécessaire pour que la végétation atteigne son maximum d'activité (Fig. 2.4B). Ainsi le maximum de production sédimentaire (Fig. 2.4D) est associé au passage d'un climat aride à humide car de grandes quantités de précipitations vont s'abattre sur la surface pas ou peu protégée par la végétation. Cette période d'accroissement rapide du ruissellement de surface et de haute production sédimentaire reste brève puisque la végétation répond rapidement au changement de régime de précipitation [Knox, 1972]. Les liens existant entre le climat, la végétation et la réponse géomorphologique, que constitue la fourniture sédimentaire, sont donc non-linéaires et complexes [Marston, 2010], et plus particulièrement sur des terrains en phase transitoire.

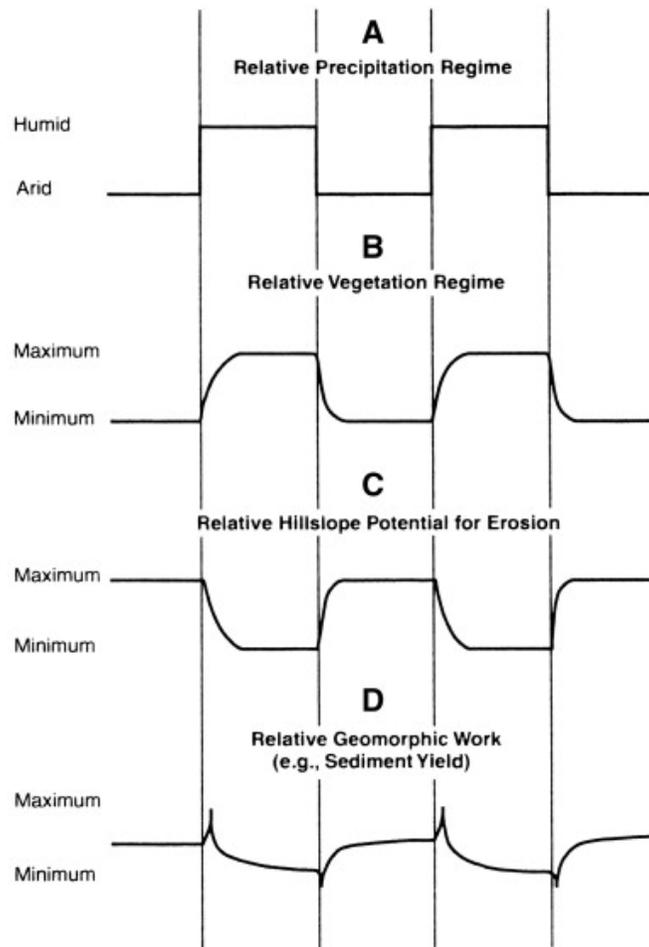


FIGURE 2.4 – Réponse de la végétation, l'érosion de versant et la fourniture sédimentaire aux changements abruptes du climat proposée par [Knox, 1972]. Les courbes (A) et (B) tirées des travaux de [Bryson and Wendland, 1966] ont été modifiées par [Knox, 1972] alors que les courbes (C) et (D) sont issues des travaux de [Knox, 1972]. Source : [Marston, 2010].

Diverses approches d'intégration de l'impact de la végétation dans les modèles d'évolution géomorphologique : Les liens entre le climat, la végétation et la réponse géomorphologique ne sont donc pas triviaux. Par voie de conséquence, un ensemble considérable de travaux de modélisation numérique, explorant ces liens, a incorporé les effets de la végétation sur l'érosion dans les modèles d'évolution géomorphologique à différentes échelles de temps [Istanbulluoglu and Bras, 2005].

À l'échelle de l'année, voir de la décennie, certains modèles comme celui de [Mitas and Mitasova, 1998] se sont intéressés à l'érosion du sol dans des zones cultivées et l'impact de la végétation sur les flux hydrauliques, notamment sur la diminution du débit des eaux d'écoulement de surface, et le transport de sédiment influençant les caractéristiques générale de l'érosion et du dépôt. [Kirkby, 1995] a également intégré l'influence de la végétation sur les flux hydrauliques dans son modèle unidimensionnel d'évolution du profil de versant, au sein duquel le couvert végétal impacte indirectement l'érosion en réduisant le ruissellement de surface [Istanbulluoglu, 2009a]. Des modèles plus long terme ont également investigué l'influence de la végétation sur les flux hydrauliques et la production sédimentaire. Le modèle SIBERIA [Evans et al., 2000], par exemple, intègre l'effet de la végétation sur l'augmentation de la rugosité, de l'infiltration et de l'évapotranspiration. Ce qui permet de montrer que la végétation engendre une diminution de la profondeur d'incision des vallées à l'échelle du millier d'années. Enfin [Coulthard et al., 2000] enquête, à l'échelle de la décennie à la centaine d'année, sur l'impact du changement d'occupation du sol et du changement climatique sur la production sédimentaire des bassins versants. L'impact de la végétation sur les flux hydrauliques et le transport de sédiment a été intégré dans cette étude en modifiant des paramètres du modèle TOPMODEL dans le calcul du débit. En outre, les changements de production sédimentaire engendrés par les changements de couverture végétale ont amené à un changement du réseau de drainage simulé et par conséquence ont souligné la fonction géomorphologique long terme et grande échelle spatiale de la végétation sur la perturbation du chemin de l'eau. En revanche, ces modèles emploient généralement une dynamique végétale non compétitive et statique [Istanbulluoglu and Bras, 2005, Collins et al., 2004].

L'impact de la forêt, plus particulièrement, et ses perturbations par les feux de forêt, mais également par les récoltes, sur la production sédimentaire a été investigué par divers modèles à l'échelle du millier d'années [Gabet and Dunne, 2003, Lancaster et al., 2003, Lancaster et al., 2001, Benda and Dunne, 1997]. Dans ces modèles la présence de forêt augmente la pente de stabilité des versants par augmentation de la cohésion du sol par les racines. Par ailleurs, [Lancaster et al., 2003, Lancaster et al., 2001] ont développé un modèle à l'échelle du bassin hydrographique forcé par des séquences stochastiques de tempêtes et d'incendies qui combine des modèles empiriques, stochastiques et physiques de la croissance forestière, de chute d'arbres, de décomposition du bois, de production et de diffusion de sol, de déclenchement de glissement de terrain, de laves torrentielles et de transport fluvial de sédiments. Les simulations soulignent le rôle des débris de bois dans la réduction de la vitesse d'écoulement des laves torrentielles et de leur étendue, réduisant très forte-

ment la fourniture sédimentaire du bassin en augmentant notamment la rugosité du terrain. Les simulations ont également montré le rôle clé que joue la présence abondante de bois dans la modération des flux sédimentaires de petits bassins versants (de l'ordre du km^2) soumis à des événements de laves torrentielles. En effet, suite à 3000 années de simulations, le modèle a montré l'existence de marches dans le profil du lit de la rivière ainsi que de terrasses en fond de vallée, même après décomposition de tous les débris de bois. Ainsi les barrages et les terrasses formés par les débris de bois amènent possiblement à un stockage persistant de sédiments et limitent la propagation efficace des pulses sédimentaires. La fonction géomorphologique long terme de rôle de tampon de la végétation dans la réduction des variations des taux d'érosion, notamment face aux variations de pluie-débit, est donc mise en avant.

L'étude de [Gabet and Dunne, 2003] utilise, quant à lui, un modèle de distribution stochastique des sédiments afin de comparer les taux d'érosion et les processus d'érosion dominants sous deux types de végétation : les garrigues dominées par de la sauge et les terrains de type prairies. Pour ce faire, les valeurs de capacité d'infiltration mesurées respectivement pour les deux types de végétation ont été intégrées dans le modèle ainsi que la valeur efficace de cohésion latérale des racines. La conversion de garrigues dominées par de la sauge en terrains herbeux constitue une stratégie de gestion des terres dans la région méditerranéenne et peut également survenir naturellement sous un changement climatique régional dû au réchauffement climatique. Les résultats des simulations soulignent que la fourniture sédimentaire augmente de 40 % sous des terrains herbeux en comparaison à des terrains couverts de garrigues de sauge côtière, et que le processus de fluage de sol est dominant sous des terrains herbeux alors que ce sont des processus catastrophiques tels que les glissements de terrain qui prédominent sous un terrain couvert de garrigues de sauge côtière. Dans le paragraphe qui suit sera présenté un exemple poussé d'intégration de l'impact de la végétation dans un modèle d'évolution géomorphologique où les lois d'érosion sont couplées à une dynamique végétale.

Illustration détaillée d'intégration de l'impact de la végétation dans un modèle d'évolution géomorphologique : [Tucker and Bras, 1999] ont reconstruit le couplage bi-directionnel entre la végétation et l'érosion dû au ruissellement de surface et ont développé un modèle dynamique couplé utilisant la loi de détachement limité où la végétation augmente le seuil d'érosion par ruissellement (résistance additionnelle apportée par les plantes contre le détachement grâce notamment à l'accroissement de la cohésion du sol par les racines) et où les événements érosifs, telles que les inondations, perturbent la végétation qui repousse après la perturbation

[Istanbulluoglu, 2009a] :

$$\text{Érosion locale : } \frac{\partial z}{\partial t} = -K_e[\tau - \tau_c(V)]^\gamma \quad (2.11)$$

$$\text{Seuil d'érosion : } \tau_c(V) = \tau_{c,s} + V\tau_{c,v} \quad (2.12)$$

$$\text{Perturbation-croissance de la végétation : } \frac{dV}{dt} = \begin{cases} -K_v V[\tau - \tau_c(V)] : \text{mortalité} \\ \frac{1}{T_V}(1 - V) : \text{croissance} \end{cases} \quad (2.13)$$

Où $\frac{\partial z}{\partial t}$, le taux de changement d'élévation de la surface ($[L].[T]^{-1}$), V , la fraction de couverture végétale ($0 \leq V \leq 1$), τ et τ_c respectivement la contrainte de cisaillement basale et la contrainte de cisaillement critique pour induire un détachement ou seuil de détachement efficace ($[L].[T]^{-1}$). K_e (constante dimensionnelle) et γ (adimensionnel) constituent des paramètres empiriques comme présentés dans l'équation 2.7. Le seuil d'érosion sous influence de la végétation est conçu comme étant une fonction linéaire du couvert végétal où $\tau_{c,s}$ est la contrainte de cisaillement critique due à la résistance du sol ($[L].[T]^{-1}$), $\tau_{c,v}$ la contrainte de cisaillement critique additionnelle induite par une couverture végétale complète ($[L].[T]^{-1}$). Enfin, dans la fonction de perturbation-croissance de la végétation (Eq. 2.13), K_v correspond à un coefficient de destruction de la végétation par incision fluviale ou paramètre d'érodabilité de la végétation dépendant de l'espèce et T_V , l'échelle de temps de croissance végétale. T_V constitue, plus précisément, le temps nécessaire à une plante pour atteindre un stade où elle peut sensiblement limiter l'érosion et est spécifique à chaque communauté végétale [Collins et al., 2004]. Le terme de mortalité végétale (Eq. 2.13) fait évoluer dans le temps la fraction de couverture végétale V , si $\tau > \tau_c$, sinon aucune décroissance végétale n'est observée. La fonction de croissance, quant à elle, est fondée sur un modèle de croissance de population couramment utilisé en écologie (par exemple celui de [Tilman, 1994]) [Istanbulluoglu, 2009a].

En incorporant cette théorie au modèle d'évolution géomorphologique CHILD (*Channel-Hillslope Integrated Landscape Development*) ([Lancaster, 1998, Tucker and Bras, 1999, Tucker et al., 2001b, Tucker et al., 2001a]), [Collins et al., 2004] a exploré les implications topographiques de la végétation herbacée au fil des échelles de temps d'évolution des bassins versants, donc du

millier d’années. Les conséquences topographiques d’une augmentation du seuil de détachement efficace, τ_c , par la présence de végétation engendre des terrains dont le relief est globalement plus élevé, les pentes plus abruptes, et la densité de drainage amoindrie en comparaison avec des terrains non végétalisés.

[Istanbulluoglu and Bras, 2005] ont proposé d’étendre cette étude en prenant en compte l’effet de la végétation sur la diffusion, les pentes critiques (pour l’initiation des glissements de terrain) et la rugosité des écoulements de surface. Dans le modèle d’évolution géomorphologique CHILD, la pente critique de stabilité du versant, S_c , de l’équation de transport de masse non linéaire (Eq. 2.4) est ainsi modifiée et augmente avec la végétation. Le transport de masse non linéaire est relié au transport par incision fluviale dans l’équation d’évolution de la topographie du modèle CHILD et correspond au terme de transport de masse non linéaire de versant ($\frac{\partial z}{\partial t}|_{\text{versant}}$) de l’équation 2.14. La diffusivité de versant est ainsi reliée négativement à la couverture végétale de surface. En effet, l’accroissement de la pente de stabilité de versant peut être attribuée à l’effet conjugué de protection de la canopée contre l’effet “*splash*” et de l’augmentation de la cohésion du sol par les racines sur le long terme en retenant le sol contre les glissements de terrain [Istanbulluoglu, 2009a].

$$\frac{\partial z}{\partial t} = U - \epsilon + \frac{\partial z}{\partial t}|_{\text{versant}} \quad (2.14)$$

Où U , représente le taux de soulèvement du substratum rocheux ($[L].[T]^{-1}$), ϵ , le taux d’érosion fluviale ($[L].[T]^{-1}$) et $\frac{\partial z}{\partial t}|_{\text{versant}}$, le taux d’érosion par transport de masse non linéaire de versant ($[L].[T]^{-1}$) comme présenté dans l’équation 2.4.

La destruction de la végétation par des glissements de terrain a été modélisée en retirant la couverture végétale dans le domaine du modèle où un glissement de terrain s’est produit [Istanbulluoglu, 2009a].

Par ailleurs, [Istanbulluoglu and Bras, 2005] a également incorporé l’influence de la végétation sur de plus fines échelles spatiales où elle est intégrée, dans cette étude, dans le calcul hydraulique du débit en utilisant la formulation de Manning-Strickler (Eq. 2.16). En effet ϵ , dans l’équation 2.14, exprime l’érosion et le transport fluvial avec la loi de transport de type “détachement limité” au sein de laquelle l’incision locale du lit de la rivière est fonction de la contrainte de cisaillement basale, τ , (Eq. 2.11) qui elle-même s’exprime en fonction du débit comme suit [Collins et al., 2004] :

$$\tau = k_t Q^{m_b} A^{m_a} S^{m_b} \quad (2.15)$$

Avec k_t , le coefficient de rugosité hydraulique ($[M].[L]^{-0,05}.[T]^{0,55}$), Q , le débit en $[L]^3.[T]^{-1}$, A , l'aire drainée ($[L]^2$) et m_b , m_a et n_b des exposants dépendants de la nature du processus de type “détachement limité” qui a lieu.

Le débit ($Q = sV$ avec V , la vitesse d'écoulement ($[L].[T]^{-1}$) et s , la surface mouillée ($[L]^2$)) est relié à la contrainte de cisaillement basal, dans le calcul hydraulique du débit (Eq. 2.16), et le frottement des eaux de ruissellement de surface est relié au couvert végétal. La végétation joue sur la vitesse d'écoulement en augmentant la rugosité, n , au sein du coefficient de Manning-Strickler ($\frac{k}{n}$) et donc en diminuant la vitesse d'écoulement [Istanbulluoglu, 2009a] (Eq. 2.16) :

$$Q = s \frac{k}{n} R^{\frac{2}{3}} i^{\frac{1}{2}} \quad (2.16)$$

Où Q désigne le débit en $[L]^3.[T]^{-1}$, s , la surface mouillée ($[L]^2$), R , le rayon hydraulique ($[L]$) et i , la pente locale du lit de la rivière.

L'intégration de l'impact de la végétation dans le modèle d'évolution géomorphologique CHILD a montré que le relief est influencé par la présence ou l'absence de végétation mais également par la dynamique végétale et les variations temporelles du couvert végétal. En effet, les simulations menées sur le modèle CHILD par [Istanbulluoglu and Bras, 2005] sur des terrains nus, des terrains possédant une couverture végétale pérenne, et donc statique, ainsi que des terrains avec une couverture végétale dynamique, ont montré l'importance des dynamiques locales de mortalité-croissance de la végétation sur les paysages à grande échelle [Istanbulluoglu, 2009a]. En présence d'une couverture végétale, les bassins simulés à l'équilibre sont plus pentus, le relief est plus élevé et la densité de drainage diminuée par rapport aux mêmes terrains simulés sans couvert végétal. Par ailleurs, l'existence d'une couverture végétale dynamique, autrement dit les événements érosifs tuent localement la végétation qui repousse par la suite, aboutit à un relief moins élevé et une densité de drainage qui augmente à nouveau, avec un réseau fluvial plus tortueux, qu'en présence d'une végétation statique (Fig. 2.5).

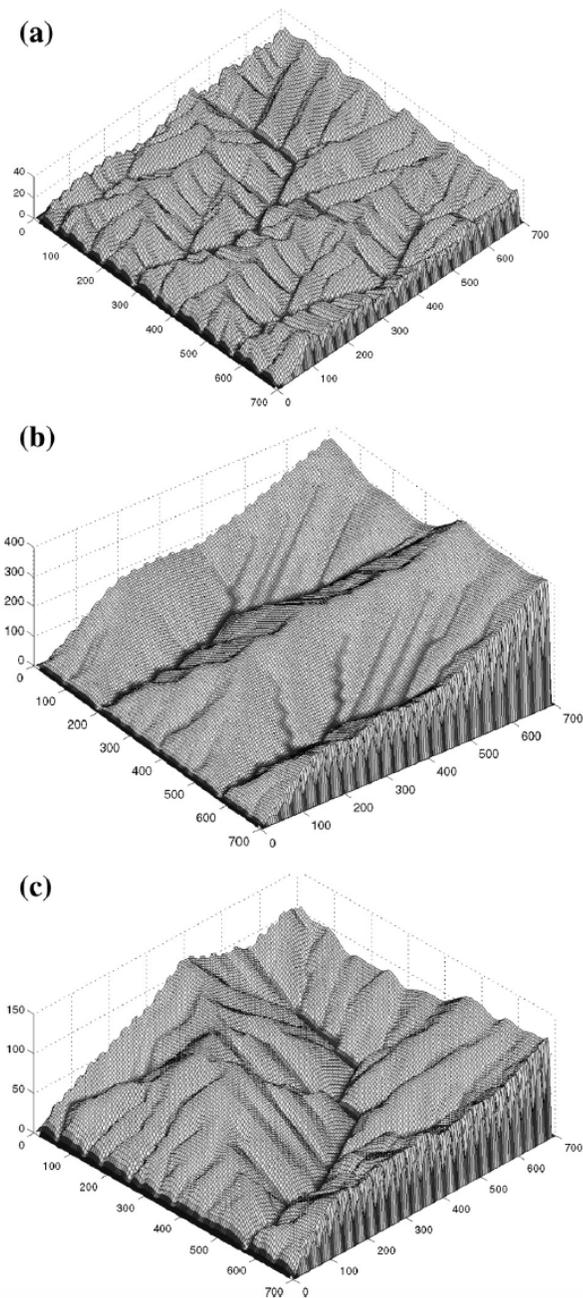


FIGURE 2.5 – Topographies modélisées en employant le modèle CHILD sur un domaine de modélisation de 700 m par 700 m pour (a) un sol nu ; (b) une couverture végétale statique ; (c) une couverture végétale dynamique [Istanbulluoglu, 2009a]. Les figures sont issues de [Istanbulluoglu and Bras, 2005].

L'étude de [Istanbulluoglu and Bras, 2005] a ainsi démontré qu'avec de telles hypothèses, l'état d'équilibre à long terme d'un terrain végétalisé présentait des versants avec des pentes plus abruptes et une densité de drainage plus faible que pour un terrain sans végétation. Une telle approche théorique n'a pas été encore testée sur des données de terrain, en l'état actuel de nos connaissances.

Tester de telles hypothèses de modélisation en comparaison à des données de terrain, en particulier à des stades transitoires, pourrait aider à les valider ou les invalider, à identifier les processus les plus sensibles, et éventuellement à améliorer nos connaissances sur les interactions végétation-érosion. À titre d'illustration, il est généralement supposé que la végétation peut agir sur l'érosion en réduisant l'écoulement des eaux de surface, et donc l'érosion et le transport de sédiments, ou en renforçant le sol en diminuant sa sensibilité à l'entraînement par érosion. L'importance relative de ces deux effets n'a jamais été spécifiquement évaluée, mais pourrait aider à concevoir de meilleures mesures d'atténuation contre l'érosion à l'avenir.

Précédentes initiatives de modélisation sur le site considéré de l'Observatoire de Draix-Bléone

Il existe également des tentatives antérieures de modélisation de l'érosion sur les "badlands" de l'Observatoire de Draix-Bléone et notamment sur le bassin du Laval avec le modèle ETC (Érosion des Torrents en Crue) développé depuis 1988 à l'Irstea, anciennement Cemagref, afin de représenter les processus hydrologiques et érosifs des bassins torrentiels de montagne [Mathys, 2006]. Le modèle ETC est un modèle semi-distribué qui utilise une approche hydrologique globale. ETC a été employé dans l'étude de [Mathys et al., 2003] où son application a abouti à une modélisation concluante de la réponse hydro-érosive du Laval à un épisode pluvieux, mais se cantonnant à l'échelle de l'évènementiel et n'ayant pas intégré l'impact de la végétation, ni les processus physiques de versant.

À l'échelle annuelle, le modèle hydro-sédimentaire SHETRAN a également été utilisé sur les "badlands" de Draix afin de modéliser l'impact de la reforestation sur le ruissellement et la production sédimentaire dans l'étude de [Lukey et al., 2000]. Dans cette étude SHETRAN intègre l'effet de la végétation sur l'érosion, notamment les effets hydrologiques de la végétation tels que les processus d'évapotranspiration et d'interception. Cette étude souligne l'incertitude liée au grand nombre de paramètres et les difficultés de calibration de ce type de modèle. En outre ce modèle ne propose pas de rétroaction avec la topographie.

Synthèse approche modélisation

Divers modèles à base physique ont intégré plus ou moins finement l'impact de la végétation sur l'érosion à différentes échelles de temps (Fig. 2.6).

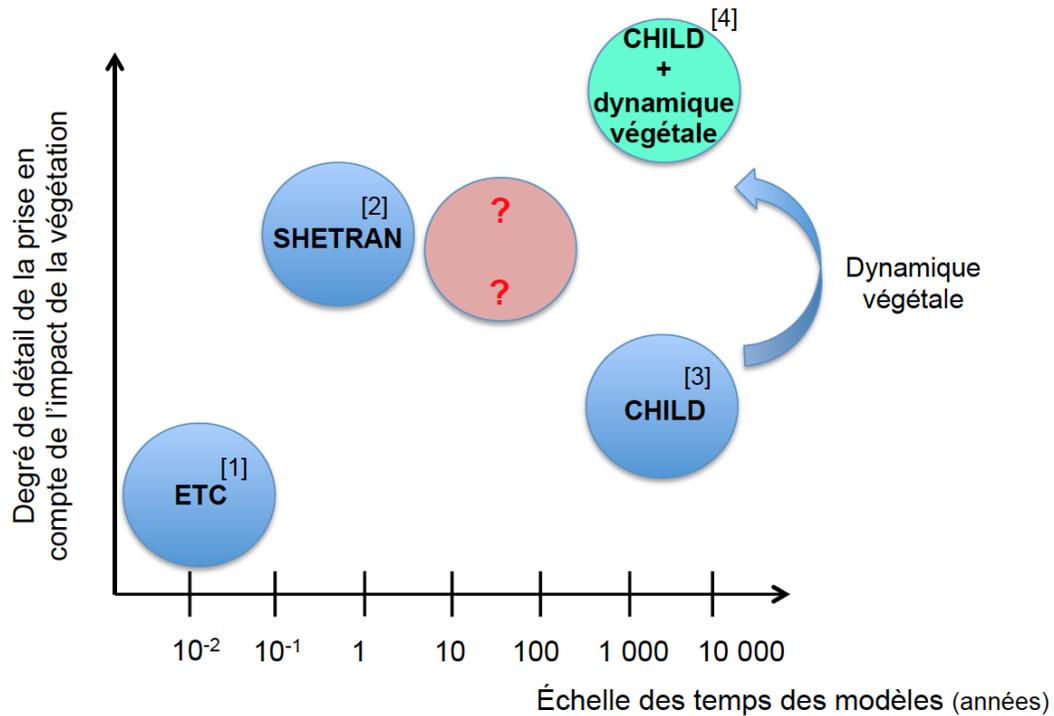


FIGURE 2.6 – Degré de prise en compte de la végétation dans différents modèles à base physique [1] [Mathys et al., 2003] ; [2] [Lukey et al., 2000] ; [3] [Tucker et al., 2001a] ; [4] [Istanbulluoglu and Bras, 2005].

Le modèle semi-distribué ETC et le modèle hydro-sédimentaire SHETRAN ont été employés sur les “badlands” de l’Observatoire de Draix-Bléone [Mathys et al., 2003, Lukey et al., 2000] mais fonctionnant à des échelles de temps de l’ordre de l’infra-annuelle ou de l’annuelle et n’intégrant pas la végétation pour le modèle ETC ou ne proposant pas de rétroaction avec la topographie pour SHETRAN. Par ailleurs, à l’échelle des temps géologiques le modèle d’évolution géomorphologique CHILD

[Tucker et al., 2001a] possède un premier degré d'intégration de la végétation. Lorsque ce dernier est couplé à un module de dynamique végétale alors résulte un modèle couplé qui fonctionne sur le long terme, sur des terrains en état d'équilibre [Istanbulluoglu and Bras, 2005]. En revanche ce modèle couplé ne permet uniquement que l'évolution du relief et n'autorise pas le calcul de flux sédimentaires.

L'échelle de temps de la décennie voire de la centaine d'années nous est donc apparue l'échelle de temps pertinente pour étudier le couplage érosion-végétation sur des terrains en état transitoire, comme il en est question pour les terrains de l'Observatoire de Draix-Bléone. Nous cherchons à développer un modèle fonctionnant sur cette échelle temporelle et incluant une certaine qualité de prise en compte de la végétation (voir disque rouge de la figure 2.6). Dans ce contexte, les modèles d'évolution du paysage sont plus appropriés pour décrire et simuler l'érosion sur des échelles de temps plus longues. Bien que dans les modèles géomorphologiques l'intégration des interactions érosion-végétation-hydrologie demeure plus élémentaire, les taux élevés d'érosion enregistrés au sein de l'Observatoire de Draix-Bléone, d'où proviennent nos données terrain, ainsi que la longueur de la chronique des flux sédimentaires disponibles (30 années de données) font de cet Observatoire, décrit dans le chapitre qui suit, un site approprié pour tester et évaluer un modèle d'évolution géomorphologique.

2.3 Bilan de l'état de l'art et questionnements

L'impact de la végétation sur l'érosion demeure peu connu et mal contraint. En outre, la nature de cette interaction et la manière dont elle devrait être modélisée ne sont pas manifestes. Par conséquent, le présent état de l'art nous amène donc au principal questionnement scientifique auquel mon travail de thèse souhaite répondre :

- Comment la végétation impacte-t-elle l'érosion de bassins versants, par le biais de quels processus physiques et avec quelle efficacité ?

De ce questionnement principal découlent plusieurs autres objectifs, formulés sous forme de questionnements, auxquels les divers chapitres de la thèse tenteront de répondre :

- Comment la végétation influence-t-elle la morphologie de bassins versants ?
- Comment intégrer l'impact de la végétation dans un modèle d'évolution géomorphologique ?
- Comment calibrer et valider un tel modèle ?
- Comment aboutir, avec un modèle d'évolution géomorphologique, à une meilleure connaissance des processus physiques d'érosion sur lesquels la vé-

gétation agit et l'efficacité relative de l'impact de la végétation sur ces processus ?

- Comment répondre notamment à cette question non élucidée de savoir si la végétation impacte l'érosion en intervenant principalement sur l'hydrologie et la réduction du ruissellement de surface ou en opérant majoritairement sur la cohésion du sol et son renforcement ?

Chapitre 3

Site de l'étude

3.1 Histoire du site

L'état de dégradation élevé du milieu naturel dans les Préalpes du Sud de la France, plus particulièrement les milieux marneux érodés, a été régulièrement pointé du doigt par les naturalistes et les forestiers du siècle passé. Selon ces derniers, l'utilisation excessive des montagnes pour le pâturage en est la principale cause. L'oeuvre de reboisement du département des Alpes-de-Haute-Provence a été entreprise dès 1860, dans le cadre de la politique RTM (Restauration des Terrains en Montagne), en raison du rôle protecteur que jouerait la végétation contre l'érosion des sols en limitant notamment le ruissellement des eaux de pluie [Vallauri et al., 2002]. En outre dans les terrains marneux des Alpes du Sud de la France, les conditions climatiques particulièrement sévères et l'absence de sol rendraient l'installation spontanée de la végétation difficile [Burylo, 2010, Vallauri, 1997].



FIGURE 3.1 – Pin noir d’Autriche.

Lors de la restauration des territoires de Draix le choix s’est porté sur le Pin noir d’Autriche (*Pinus nigra* Arn. *ssp. nigricans* Host.) [Rey et al., 2002] (Fig. 3.1). Cette espèce est considérée comme une espèce cicatricielle. Cette dernière tolère une grande diversité de sols comme les sols calcaires, marneux, secs et argileux de par sa capacité, notamment, à s’enraciner rapidement et profondément. Cette faculté lui permet de lutter plus efficacement contre le déchaussement. Presque 150 ans après le démarrage des opérations de restauration, une importante couverture végétale est parvenue à se développer sur des terrains initialement dénués de sol comme il en est question sur le bassin du Brusquet, bassin versant marneux de la région de Draix (Fig. 3.2) [Mallet, 2013, Burylo, 2010, Vallauri et al., 2002].

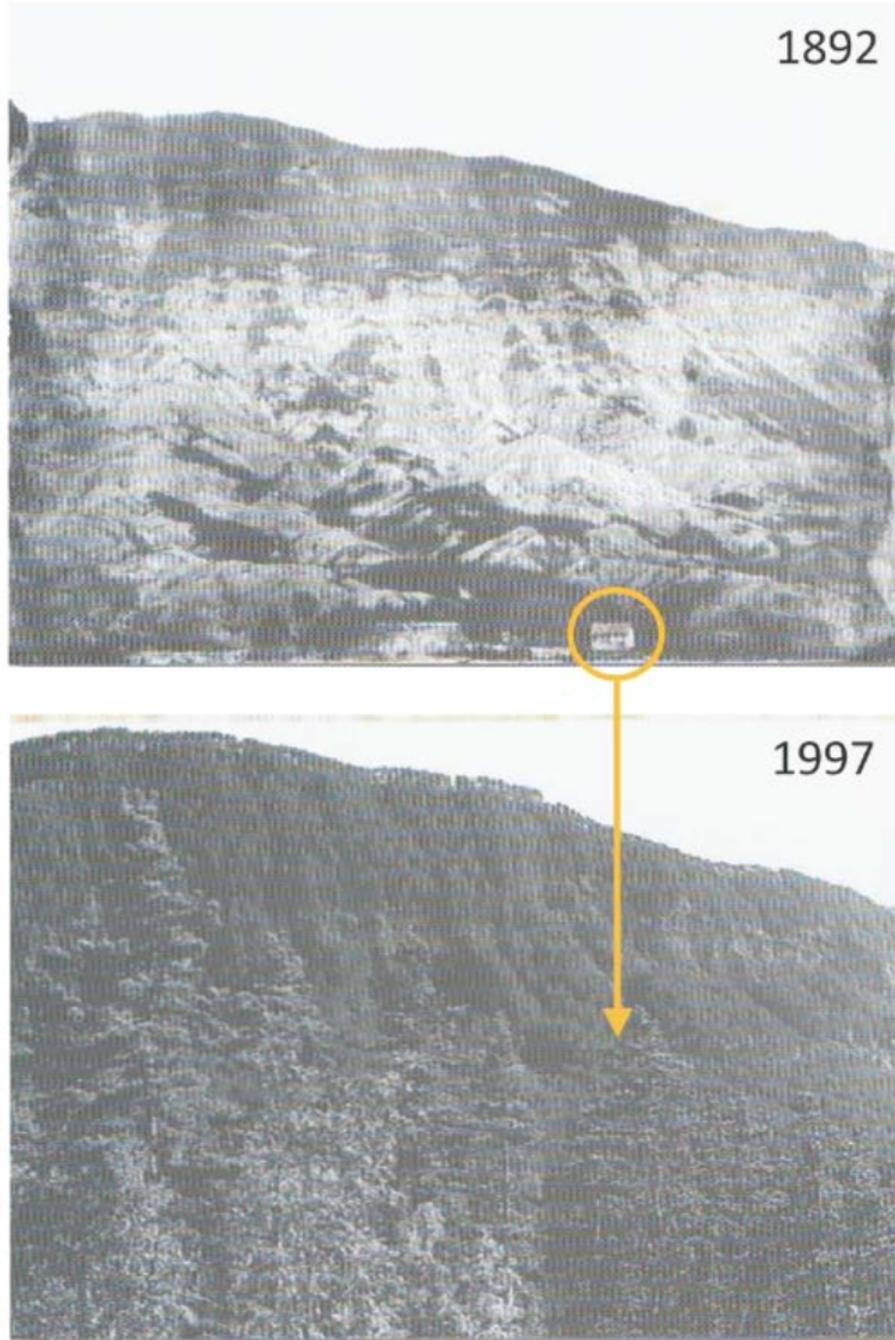


FIGURE 3.2 – Evolution de l'occupation du sol du bassin du Brusquet entre la fin du *XIX*^{ème} siècle et la fin du *XX*^{ème} siècle [Mallet, 2013].

Néanmoins après plus d'un siècle de reforestation, le problème de la pérennité des peuplements de pins noirs est matière à questionnement [Billaut, 1997]. En effet la population de pins noirs est vieillissante, la régénération naturelle sous la pinède ne se constate pas en tous lieux [Vallauri et al., 2002, Vallauri, 1997] et le gui (*Viscum alba*) menace fortement ces peuplements. Une sénescence de la population de pins noirs pourrait à nouveau exposer les sols sans protection à l'érosion [Burylo, 2010].

3.2 Présentation de l'Observatoire de Draix-Bléone

L'Observatoire de Draix-Bléone est localisé dans les Alpes françaises du Sud de la France où le taux de soulèvement du substratum rocheux ("*uplift*") des Alpes est, de nos jours, compris entre $0,5\text{ mm/an}$ à 1 mm/an [Brocard and Van Der Beek, 2006]. L'Observatoire se situe plus précisément dans le bassin supérieur de la Bléone en amont de Digne dans la formation des "Terres Noires", marnes noires du Jurassique supérieur couvrant une large zone du bassin de la Durance (presque 2200 km^2) (Fig. 3.3). Cette formation est caractérisée par une érodabilité élevée avec des taux d'érosion atteignant localement 1 cm/année [Mathys et al., 2003]. Les terrains de l'Observatoire ne sont donc pas en état stationnaire au sens où le taux de soulèvement du substratum rocheux ne compense pas le taux d'érosion ; ces terrains sont ainsi en état transitoire au regard des forçages auxquels ils sont soumis. La formation des "Terres Noires" est responsable de la majeure partie de la production sédimentaire du bassin de la Durance [Mathys et al., 2005, Brochot, 1999, Alary, 1998]. Cette dernière, en plus d'être très sujette à l'altération et à l'érosion [Antoine et al., 1995], est soumise à un climat méditerranéen et montagnoux avec des épisodes de gel en hiver et des pluies de haute intensité en été [Mathys et al., 2003]. De ces deux facteurs combinés, il en résulte un modelé de "*badlands*", où l'implantation naturelle de la végétation et son maintien sont ardues et le transport solide élevé [Burylo, 2010, Cravero and Guichon, 1989]. La prévention et la lutte contre les risques torrentiels et les contraintes occasionnées par l'envasement des ouvrages hydrauliques, à l'aval de ces terrains, ont mis en avant la nécessité de comprendre les dynamiques érosives et morphologiques qui les caractérisent [Rey et al., 2002]. Ces questions ont motivé la création de l'Observatoire de Draix-Bléone en 1983 afin d'étudier l'hydrologie, l'érosion et le transport de sédiments en région montagnouse sujette aux crues éclaircies [Mathys et al., 2003]. Depuis lors, sept bassins de taille, de morphologie et de couverture végétale variables ont été équipés pour le suivi des flux d'eau et de sédiments. L'Observatoire de Draix-Bléone est membre de

l'infrastructure de recherche OZCAR¹ et a été labellisé Observatoire de Recherche en Environnement (ORE) en 2002. De plus, un GIS² a débuté depuis 2000, rassemblant les différentes équipes de l'Observatoire et permettant des échanges pluridisciplinaires.

Les principales questions scientifiques auxquelles l'Observatoire tente de répondre sont les suivantes :

- les flux d'eau, leur chemin dans les bassins de l'Observatoire et le déploiement de méthodes géophysiques afin de les mesurer,
- l'estimation des stocks et des flux de carbone dans les sols et la roche,
- les processus d'érosion et de transport sédimentaire sur les versants et dans les lits,
- la dynamique végétale et ses interactions avec les processus géomorphologiques,
- l'impact de la variabilité spatiale et temporelle du forçage météorologique méditerranéen sur la connectivité hydrologique et sédimentaire³.

1. OZCAR : Observatoires de la Zone Critique : Applications et Recherche.

2. GIS : Groupement d'Intérêt Scientifique.

3. Informations disponibles sur le site internet de l'Observatoire de Draix-Bléone à l'adresse URL suivante : <https://oredraixbleone.irstea.fr>.

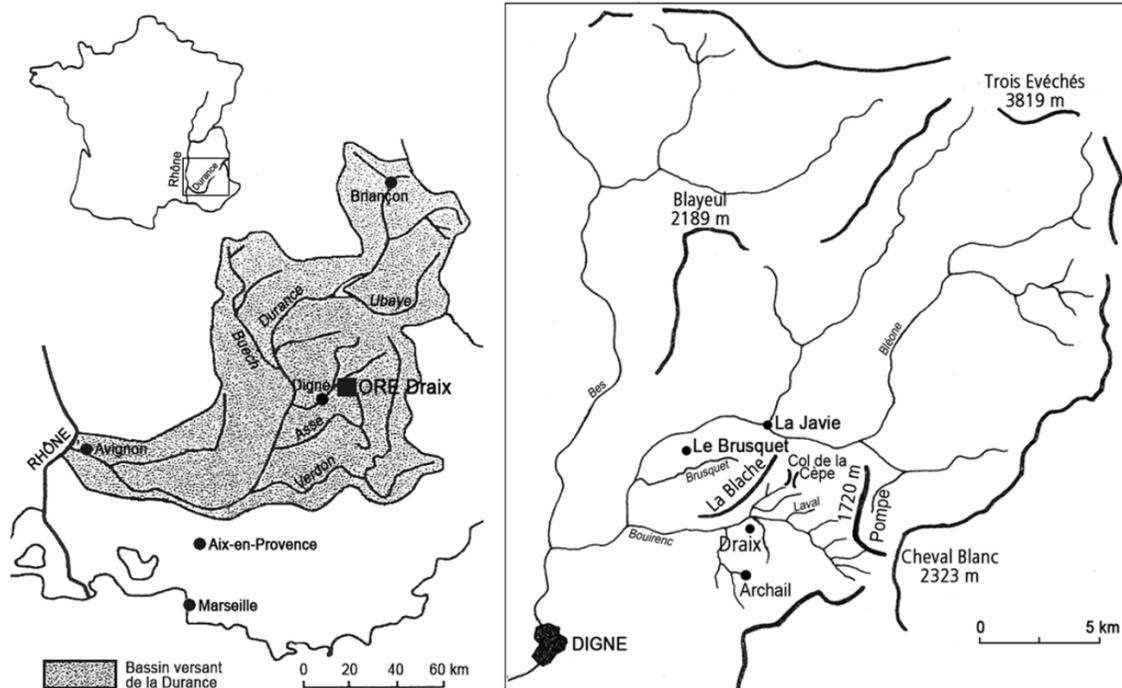


FIGURE 3.3 – Localisation régionale de l'Observatoire de Draix-Bléone situé dans le bassin de la Durance [Mathys, 2006].

Suite à la présentation de l'histoire du site, la section suivante exposera les différents bassins de recherche répartis sur l'Observatoire de Draix-Bléone, la conception générale des mesures suivie par le panorama des données acquises au sein de cet Observatoire.

3.2.1 Présentation des bassins versants de l'Observatoire

Sept bassins de taille (0,001 à 22 km^2), de morphologie et de couverture végétale variables sont suivis au sein de l'Observatoire de Draix-Bléone (Fig. 3.4 et Tab. 3.1). Les mesures et les observations opérées sur les bassins versants de recherche de l'Observatoire ont débuté à la fin de l'année 1983. Originellement le dispositif de mesure s'étendait sur cinq bassins versants visibles sur la figure 3.4 : les bassins de la Roubine, du Moulin, du Francon, du Laval et celui du Brusquet.

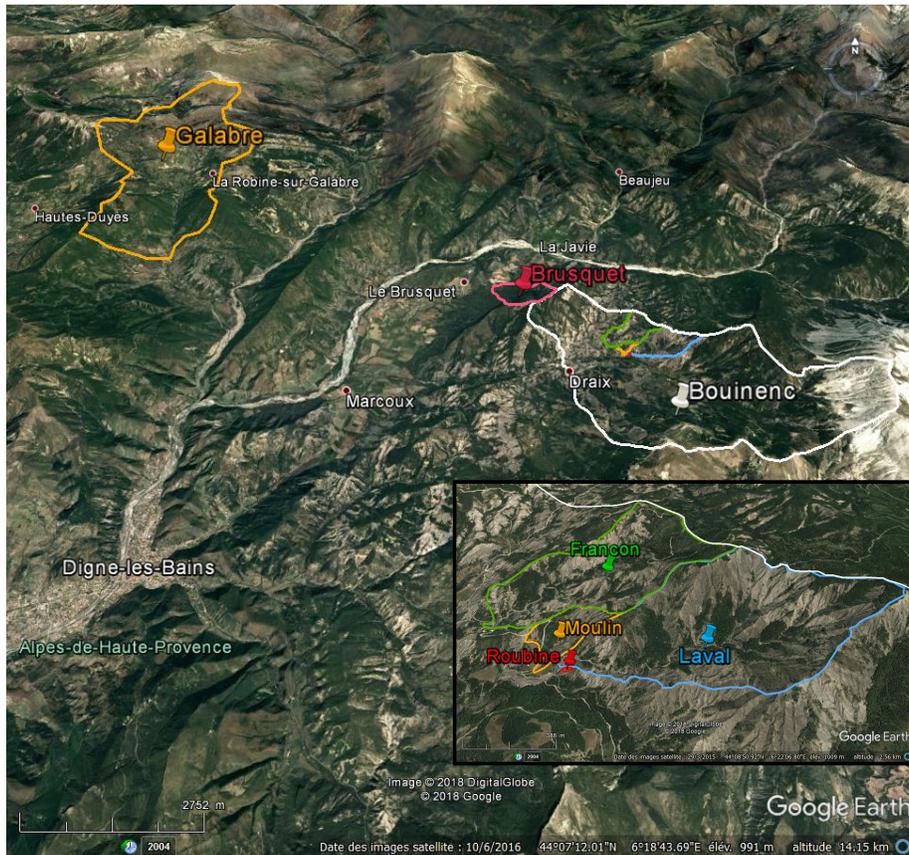


FIGURE 3.4 – Localisation régionale des sept bassins versants expérimentaux de l’Observatoire de Draix-Bléone.

Le bassin du Brusquet a été reboisé à la fin du *XIX*^{ème} siècle dans le cadre de la politique RTM du département des Alpes-de-Haute-Provence présentée dans la section de l’histoire du site (3.1). Il est actuellement recouvert de 87 % de sa surface par du Pin Noir d’Autriche. L’effet limitant, de ce reboisement artificiel, sur les crues et l’érosion a été étudié dans des travaux antérieurs [Mathys et al., 2003, Meunier, 1996, Mathys et al., 1996, Combes et al., 1995] et sera analysé plus en détail dans cette thèse afin de comprendre comment l’érosion est impactée par ce reboisement artificiel. En effet, il est important de souligner que les travaux de cette thèse concernent plus spécifiquement le bassin du Laval et celui du Brusquet, choisis en raison de leur similitude en matière de lithologie, taille, altitude et pente moyenne mais de leur dissemblance en matière de couverture végétale.

Les bassins de la Roubine, du Moulin, du Francon et du Laval se situent dans le bassin versant du Bouinenc prenant sa source sous la montagne du Cheval blanc et traversant dans son cours moyen des “Terres Noires”, formant des “*badlands*”, zones dénudées en érosion active, avant de s’encaisser dans une gorge profonde située dans des marnes calcaires du Bajocien pour finalement se jeter dans la Bléone, 10 *km* en amont de Digne [Mathys, 2006].

La Roubine, du fait de ses 1300 m^2 de surface, constitue une ravine élémentaire à forte pente (Tab. 3.1) et peut être considérée comme une unité élémentaire au regard de l’étude de phénomène d’érosion. La pente de son drain principal surpasse 35 %. Le bassin du Moulin (0,09 km^2) est, quant à lui, un bassin de taille intermédiaire. Son réseau hydrographique est chenalisé et son chenal principal, long de 300 *m*, est pourvu d’une pente moyenne de 4 %. Par ailleurs les bassins du Francon, du Laval et du Brusquet sont environ 10 fois plus grands que le bassin du Moulin. Les bassins du Francon et du Brusquet possèdent également un réseau hydrographique chenalisé. Concernant plus spécifiquement le réseau hydrographique chenalisé du bassin du Brusquet, ce dernier se compose de deux drains principaux qui se raccordent en aval du bassin [Mallet, 2013]. Enfin, le bassin du Laval (8,86 km^2) se compose de plusieurs sous-bassins (superficie s’étalant de 0,01 à 0,22 km^2) affluents d’un chenal principal de plus d’un kilomètre de long, de pente allant de 8 à 4 % [Mathys, 2006]. À partir de 2008, l’Observatoire de Draix-Bléone s’est également doté des bassins du Bouinenc et du Galabre, dont la superficie de 22 km^2 , pour chacun des deux bassins, est bien plus grande que celle des terrains présentés précédemment, permettant ainsi d’intégrer une plus grande variété de terrains et de lithologies et d’approcher les questions liées aux changements d’échelle.

TABLE 3.1 – Caractéristiques physiques des sept bassins versants de l’Observatoire de Draix-Bléone. Données tirées des travaux de [Mathys, 2006].

Bassin versant	Aire (km^2)	Couverture végétale (%)	Pente Moyenne (%)	Altitude min-max (m.a.s.l)	Observé depuis
Roubine	0,0013	21	75	850-885	1983
Moulin	0,09	46	40	850-925	1988
Francon	0,73	56	41	830-1140	1984
Laval	0,86	32	58	850-1250	1984
Brusquet	1,07	87	53	800-1260	1987
Bouinence	22	75	44	800-2280	2008
Galabre	22	90	21	735-1909	2008

3.2.2 Dispositif instrumental sur les bassins de l’Observatoire

Comme énoncé précédemment, dans le paragraphe dédié à l’histoire du site (paragraphe 3.1), l’Observatoire de Draix-Bléone a pour objectif d’examiner l’hydrologie, l’érosion et le transport de sédiments en zone montagneuse propice aux crues éclairs. En conséquence, le dispositif de base, équipé progressivement depuis 1983, a pour but la mesure des pluies, des débits et des transports solides par charriage ou en suspension [Mathys, 2006].

Pour ce faire, l’Observatoire a été muni de huit postes pluviographiques à augets basculants répartis sur les bassins pour l’étude des précipitations. La précision des mesures est de 0,1 à 0,2 mm en fonction de la taille des cônes et du volume des augets. Jusqu’en 1997 les données sont enregistrées en continu et disponibles au pas de temps de la minute. Progressivement depuis, le pas de temps s’est réduit à la seconde. En effet, ce n’est plus le cumul à la minute mais la date de chaque basculement qui est conservée. Pour les appareils non chauffés, les précipitations neigeuses ne sont pas correctement déterminées et des dysfonctionnements peuvent avoir lieu lors des périodes de gel. Les vérifications au seau permettent d’identifier des anomalies [Mathys, 2006].

Concernant les mesures de débits et de transports solides, l’Observatoire est muni de stations hydrosédimentaires à l’exutoire de chaque bassin permettant ainsi l’enregistrement haute-fréquence des débits liquides et solides à l’échelle de la crue. Cet appareillage est décrit plus en détail dans la section suivante présentant la mesure

de l'érosion et du débit.

À la faveur de collaborations au sein du GIS de Draix-Bléone, d'autres équipements de mesure ont complété le dispositif :

- une station climatologique, en 2000, de mesure de la température, de l'humidité de l'air, du rayonnement ainsi que de la vitesse et la direction du vent à l'interface entre le Laval et le Moulin ;
- des mesures de température du sol de 2000 à 2004, à la station climatologique de la Roubine, et depuis 2005, à proximité de la station de bilan hydrique du Moulin [Mathys, 2006]. Des mesures de température et d'humidité du sol sont également opérées sur l'interfluve, au moyen d'une fibre optique, dans le cadre du projet Critex depuis 2013 ;
- des stations de bilan hydrique, depuis 2001, au sein des formations superficielles et depuis 2004, dans les marnes du Moulin, ainsi que dans les matériaux de la coulée du Laval, à l'aide de piezomètres, tensiomètres, humidimètres capacitifs, sondes de mesure TDR ("*Time Domain Reflectometry*"). Néanmoins une partie de l'équipement n'est plus suivi aujourd'hui ;
- des mesures de conductivité et chimique de l'eau sur certains bassins de l'Observatoire.

3.2.3 Mesure du débit, du transport solide et de l'érosion

Dans le cadre de ce travail de thèse, et plus particulièrement au cours du travail de modélisation présenté dans les chapitres 5 et 6, ce sont principalement les données de débits liquides mesurés à l'exutoire de chacun des bassins ainsi que les exports totaux en sédiments, enregistrés également aux exutoires, qui sont utilisés. En conséquence, la méthode d'obtention de ces dernières données est exposée ci-après.

Comme énoncé précédemment, l'Observatoire est doté de stations hydrosédimentaires permettant l'enregistrement haute-fréquence des débits liquides et solides à l'échelle de la crue. Un principe de mesure identique a été installé à l'exutoire de chaque bassin : un piège à sédiments suivi d'une station limnigraphique possédant une section de contrôle de la loi hauteur d'eau-débit connue ou un canal auto-jaugeur [Mathys, 2006] (Fig. 3.5).

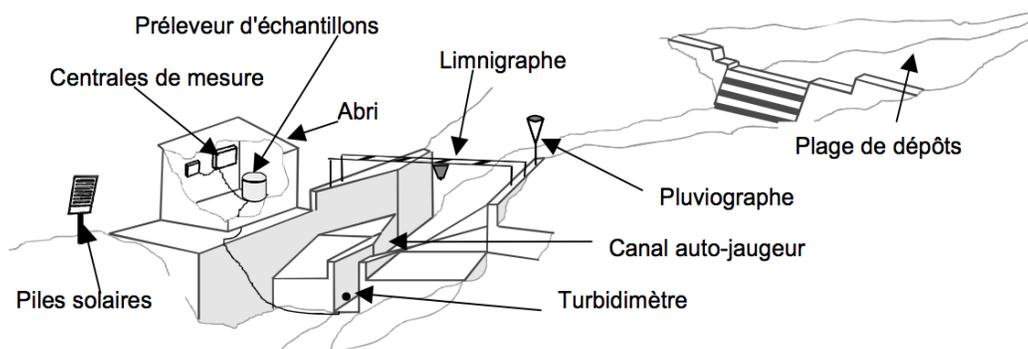


FIGURE 3.5 – Constitution d'un dispositif de mesure [Mathys, 2006].

Tout d'abord, le système de jaugeage avec une relation hauteur d'eau-débit connue permet de surveiller le débit au cours d'une crue. La hauteur d'eau d'écoulement dans les sections de contrôle est mesurée grâce à plusieurs types de capteurs (nilomètre, ultrason, capteur à bulle et Ellen par le passé) à des fréquences qui varient en fonction du niveau de l'eau et de sa pente, pouvant atteindre une mesure par seconde pendant les crues. Au niveau des bassins du Laval et du Brusquet, c'est un canal Parshall qui a été mis en place.

Concernant la mesure des flux sédimentaires, donc du transport solide, c'est à la fois les flux de matière en suspension et la charge de fond du lit qui sont enregistrés. En effet, la production de sédiments à l'exutoire des bassins versants se rapporte, en poids, à la somme des volumes de sédiments les plus grossiers déposés dans la plage de dépôt, représentant la charge de fond, et des volumes de sédiments les plus fins transités à la station de mesure sous forme de suspension, pondérés par leur masse volumique [Mathys, 2006].

La concentration des sédiments en suspension est déterminée en séchant et en pesant les échantillons prélevés avec un échantillonneur automatique ainsi qu'avec un turbidimètre, ou un capteur de rétrodiffusion optique pour les stations du Laval et du Moulin [Bergougnoux et al., 1999]. Le flux de sédiments en suspension est ensuite obtenu en multipliant le débit liquide par la concentration en sédiments.

Par ailleurs, des pièges à sédiments ou plages de dépôts (Fig. 3.5) ont été installés en amont des stations de jaugeage, afin de les protéger d'un transport de matières solides très important, en retenant les matériaux les plus grossiers. À titre d'exemple un torrent, comme le torrent principal du bassin du Laval, peut charrier, lorsqu'il est en crue, des blocs de plusieurs centaines de kilogrammes voire de plusieurs tonnes [Mathys, 2006]. Le volume de sédiments déposés dans le piège à sédiments est calculé, après chaque crue, à partir de levés topographiques. La somme des flux en suspension

et des dépôts grossiers permet d’obtenir les exports totaux de sédiments pour chaque crue.

En somme, l’Observatoire de Draix-Bléone possède un large éventail de données de nature diverse et dont l’acquisition s’est principalement focalisée sur les mesures de précipitations, ainsi que des débits liquides et solides à l’échelle événementielle, autrement dit au cours d’une crue, et à l’exutoire des bassins de recherche. Des exemples de données et exploitations issues de ces mesures sont exposés dans la section suivante et ciblés sur les deux bassins étudiés dans ce travail de thèse. De plus, les données brutes des pluviographes et des limnigraphes sont sujettes à la critique et à une interprétation avant d’être archivées dans des fichiers chronologiques. Les données de concentration sont des données de haute fréquence alors que les données issues des plages de dépôt sont traitées à l’échelle événementielle⁴. Certaines incertitudes subsistent quant au contexte particulièrement ardu d’acquisition de données, en raison notamment de la rapidité des crues (temps de réponse de quelques minutes à quelques dizaines de minutes), de leur caractère hautement transitoire et de la présence de charge en suspension importante. À titre d’illustration, les données limnigraphiques sont en réalité des hauteurs de mélange eau-sédiments et apportent une estimation du débit liquide. Lorsque les concentrations de sédiment en suspension sont élevées, les mesures de débit liquide nécessitent donc une correction [Mathys, 2006].

Enfin, il est aussi nécessaire de souligner que pour l’analyse morphométrique de deux bassins divergeant quant à leur couverture végétale (Chap. 4), ainsi que pour l’intégration de la topographie réelle du terrain dans le travail de modélisation (Chap. 5 et 6), ce sont les données topographiques issues de la campagne lidar de 2015 qui ont été également employées.

3.3 Données et résultats

L’Observatoire de Draix-Bléone présente un riche jeu de données. Des données collectées depuis une trentaine d’années sont disponibles : à la fois des données temporelles de pluviométrie, climatiques, de débit et de flux sédimentaire mais également topographiques, plus récentes.

La présentation de ces données se focalise sur celles obtenues à partir des bassins à l’étude dans ce travail de thèse, le bassin du Laval et celui du Brusquet, comme

4. Informations disponibles sur le site internet de la BDOH (Base de Données de l’Observatoire de Draix-Bléone) à l’adresse URL suivante : <https://bdoh.irstea.fr/DRAIX/>.

énoncé précédemment. Dans un premier temps nous exposerons les données de climatologie, de précipitation et de débit suivies par les données d'érosion et de flux sédimentaires. Enfin, nous présenterons le fonctionnement hydrologique et érosif du site.

3.3.1 Climat et hydrologie

Climatologie

Sur l'Observatoire de Draix-Bléone la température moyenne journalière se situe autour de 11 °C [Mathys, 2006, Mathys et al., 2005]. Des écarts importants de température infra-journaliers existent ainsi que de conséquents écarts inter-saisonniers. Les versants sont sujets à de nombreux cycles gel-dégel [Billaut, 1997].

Le relief joue un rôle prépondérant sur les circulations de masse d'air. Le fort gradient d'altitude et l'orientation Est-Ouest du bassin du Bouinenc engendre des vents forts fréquents. La pénétration de la bise est favorisée par l'ouverture du bassin vers le Nord par le col de la Cèpe (Fig. 3.3). En conséquence, les bises orographiques, ascendantes et descendantes sont marquées. En raison de l'orientation de la vallée, les vents d'Est et d'Ouest sont dominants à la station climatologique du site, au niveau du bassin du Laval [Mathys, 2006].

Des mesures de vitesse et de direction du vent ont été effectuées par [Pastouret, 2004] au niveau du bassin du Laval. Il en résulte que les directions dominantes du vent sur l'Observatoire sont plus précisément des vents Ouest-Est à 49 %, et plus minoritairement des vents d'Est pour une proportion de 30 % [Mathys, 2006].

Sur quatre années de mesure (mai 2000 - avril 2004), la vitesse moyenne des vents est de 1,1 *m/s* avec une dominance des bises orographiques [Mathys, 2006].

Au niveau de l'Observatoire, la pluviométrie moyenne annuelle est de 900 *mm* par an [Mathys, 2006, Mathys et al., 2005]. Dans un premier temps, nous exposons la variabilité interannuelle du cumul des précipitations. La figure 3.6 présente, sur 33 années, le cumul annuel des précipitations enregistré sur les différents postes pluviographiques de l'Observatoire. Les cumuls annuels moyens inter-poste des précipitations semblent varier assez fortement d'une année à l'autre puisque l'écart-type est d'environ 124 *mm*, soit 14 %. L'année 2007 est la plus sèche avec 581 *mm*, et l'année 2000 la plus humide avec 1162 *mm*. En revanche, la moyenne varie modérément d'un poste à l'autre [Mathys, 2006].

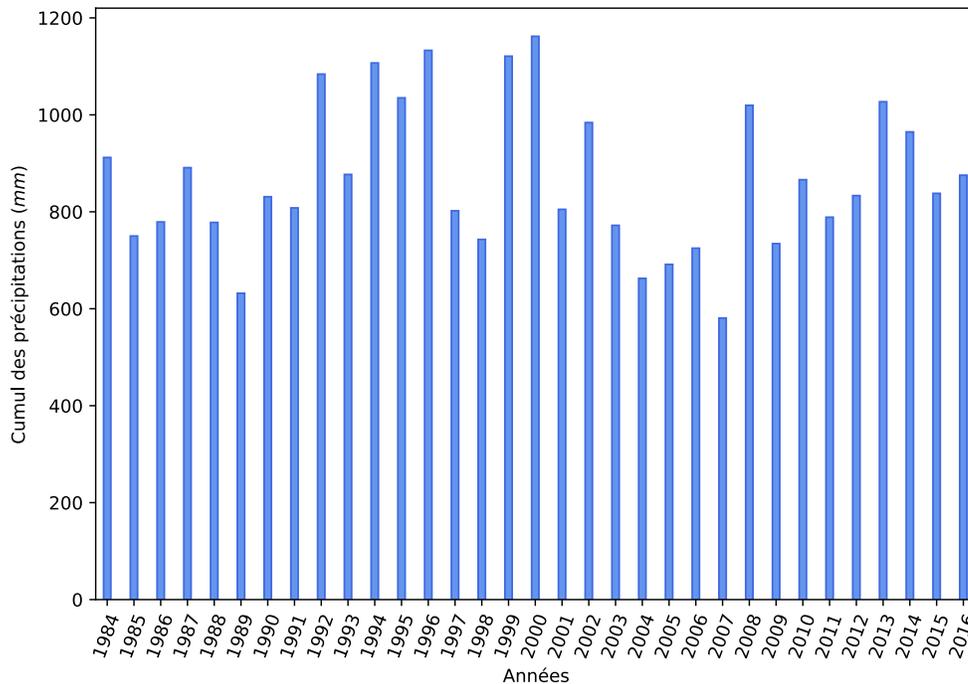


FIGURE 3.6 – Répartition annuelle des cumuls de précipitations sur l’Observatoire de Draix-Bléone de 1984 à 2016. Les données allant des années 1984 à 2003 sont issues de [Mathys, 2006].

En ce qui concerne plus particulièrement les pluviographes voisins du Laval et du Brusquet, ils réagissent généralement aux mêmes événements pluvieux. Néanmoins, il existe une légère différence au regard des précipitations annuelles entre les deux bassins, plus faibles au Brusquet qu’au Laval (respectivement 850 *mm* contre 950 *mm*) du fait de la présence d’une crête entre eux qui pourrait protéger partiellement le bassin du Brusquet des vents dominants en provenance du Sud. Ainsi la différence du cumul de précipitation annuelle se situe autour de 10 % entre les deux bassins.

Dans un second temps, nous présentons la variabilité intra-annuelle des précipitations sur l’Observatoire. Le régime de pluie est de type APHE (Automne/Printemps/Hiver/Été) avec un maximum de précipitations à l’automne et au printemps sous forme d’orages et une grande sécheresse estivale attestant d’un climat à forte influence méditerranéenne. La figure 3.7 illustre la moyenne mensuelle

des cumuls de précipitations sur les bassins du Laval et du Brusquet de l'année 1987 à 2011 établie par [Mallet, 2013]. Les profils qui en ressortent sont proches sur les deux bassins. La répartition mensuelle des précipitations est en conséquence relativement similaire sur les deux bassins. Deux saisons pluvieuses se démarquent (fin avril-mai et septembre-novembre) ainsi que deux périodes plus sèches (décembre-mars et juillet). Il existe en outre un écart très important entre les minima et les maxima mensuels pouvant atteindre 230 mm. Ce dernier constat est caractéristique du climat méditerranéen. Il est nécessaire d'ajouter que cette distribution mensuelle des précipitations est également similaire sur les trois autres postes restant sur la même plage temporelle [Mallet, 2013].

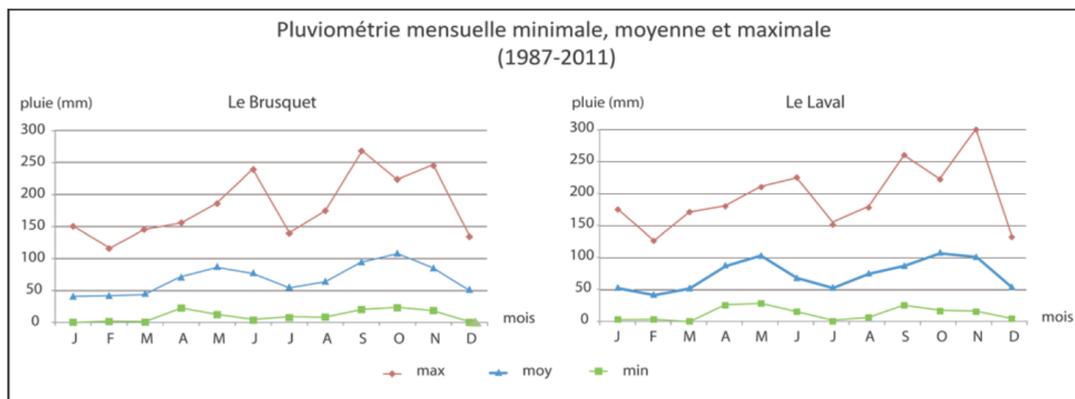


FIGURE 3.7 – Pluviométrie mensuelle minimale, maximale et moyenne sur les bassins versants du Laval et du Brusquet [Mallet, 2013].

Enfin, il existe peu de différences entre les différentes postes de l'Observatoire concernant les précipitations journalières et leurs intensités [Mathys, 2006].

Le régime de précipitation est assez similaire entre les deux bassins mais qu'en est-il des débits et de la réponse hydrologique de chacun des bassins ?

Hydrologie

Concernant l'hydrologie, il est intéressant d'étudier la réponse de chacun des deux bassins à un événement de crue en analysant leurs hydrogrammes notamment.

La réponse hydrologique d'un bassin versant à une sollicitation particulière, que représente un événement de précipitation, se définit par sa vitesse, temps de montée

t_m , temps écoulé entre le début d'une crue et le maximum de l'hydrogramme, ainsi que le temps de réponse t_r , défini comme étant le temps s'écoulant entre le centroïde du hétérogramme et celui de l'hydrogramme et son intensité, le débit de pointe Q_p ou débit maximal atteint en période de crue. Ces derniers sont eux-mêmes fonction certes, de l'intensité de la pluie, mais également d'une variable caractérisant le bassin versant, le temps de concentration du bassin t_c , temps imparti entre la fin de la pluie nette et la fin de l'écoulement. Néanmoins estimer le temps de concentration est plus ardu dans la mesure où les débits faibles sont difficilement mesurables aux exutoires des bassins de l'Observatoire.

En général le temps de concentration s'élève à plusieurs heures sur le bassin du Brusquet, et ce quelle que soit la saison, alors qu'il est globalement inférieur à une heure sur le bassin du Laval. L'étude de [Mathys, 2006] atteste que le temps de concentration, sur le bassin du Laval, est en moyenne d'environ 30 minutes.

Par ailleurs [Meunier, 1996] a mis en avant que le coefficient de ruissellement est fortement impacté entre un bassin boisé, comme celui du Brusquet, et un bassin dénudé, comme il en est question sur le Laval. En effet, lors de son étude, une différence de 30 % est en moyenne observée entre le coefficient de ruissellement du Brusquet bien plus faible que celui du Laval. Ce constat concorde avec le coefficient de ruissellement mesuré sur une quarantaine d'épisodes de crue, sur chacun des bassins, au cours de ce travail de thèse. La valeur du coefficient de ruissellement s'élève à hauteur de 40 % pour le bassin du Laval alors que nous enregistrons une valeur de 15 % pour celui du Brusquet. [Mathys, 2006] observe également un coefficient de ruissellement d'environ 40 %, pour le bassin du Laval, moyenné sur trois années.

En ce qui concerne les débits de pointe, [Meunier, 1996] observe un écart de 1 à 10 entre le bassin du Laval et celui du Brusquet, pour un même épisode pluvieux, mais cet écart peut même atteindre un rapport de 1 à 40 comme observé par [Mallet, 2013]. Le débit de pointe le plus élevé est systématiquement constaté sur le bassin du Laval. La réactivité des deux bassins face aux précipitations est très différente. Ces écarts de valeur de Q_p sont par ailleurs plus ou moins marqués selon les saisons, en hiver les écarts sont moins marqués qu'en été. Enfin, quelle que soit la saison le temps de montée est presque toujours plus élevé sur le bassin du Brusquet que sur celui du Laval.

À titre d'exemple, [Mallet, 2013] a comparé les hydrogrammes des deux bassins, le Laval et le Brusquet, pour deux crues typiques d'hiver (Fig. 3.8) et d'été (Fig. 3.9) engendrées par un épisode précipitant dont le cumul est proche sur les deux bassins.

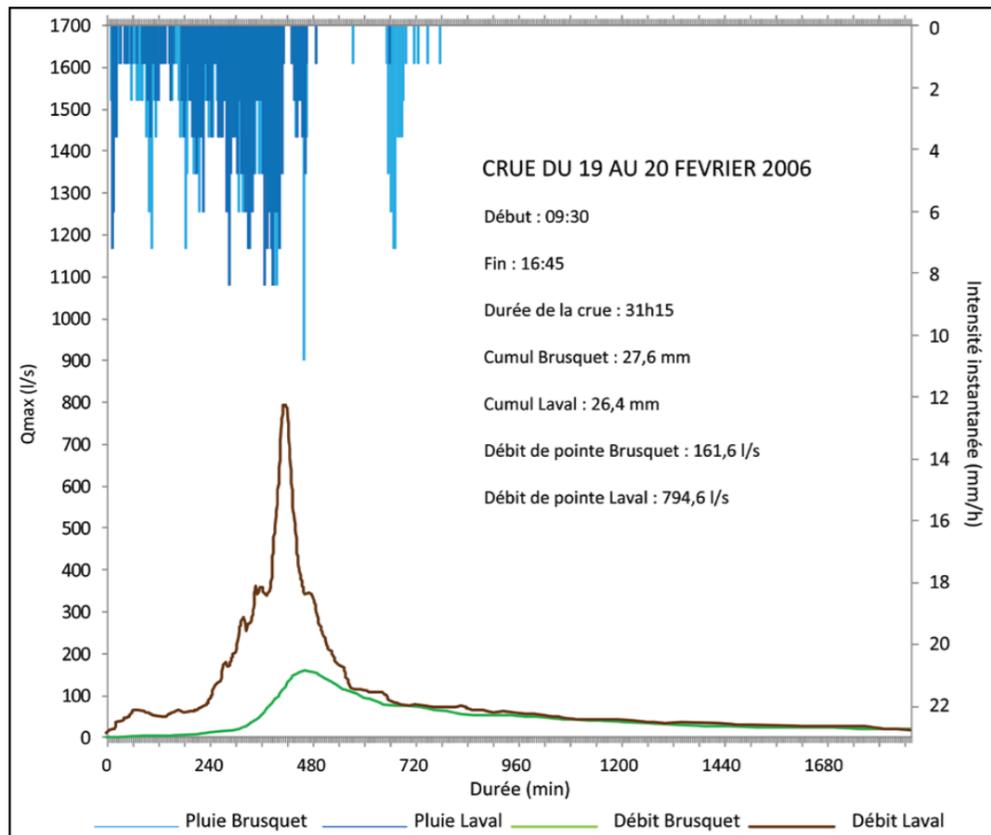


FIGURE 3.8 – Hydrogrammes de la crue du 19 au 20 février 2006 [Mallet, 2013].

La crue du 19 au 20 février 2006 correspond bien aux critères des crues du mois de février, avec un cumul faible ($< 30 \text{ mm}$) et un étalement des débits sur une longue durée ($> 30 \text{ h}$). Elle a engendré les hydrogrammes exposés sur la figure 3.8 [Mallet, 2013].

L'allure des hydrogrammes expose une courbe plus dentelée sur le bassin du Laval que pour celui du Brusquet avec un pic de crue bien plus prononcé sur l'hydrogramme du Laval. En effet, les débits de pointe mesurés sont très distincts avec un débit de pointe s'élevant à $794,6 \text{ l/s}$ à l'exutoire du Laval contre $161,6 \text{ l/s}$ au Brusquet, soit cinq fois moindre. Le bassin dénudé présente également une pente plus forte et un temps de montée plus court. Sur le bassin du Laval le temps de montée est de 240 minutes alors qu'il atteint 280 minutes sur le Brusquet, donc 40 minutes de retard. Le temps de réponse est également plus court sur le Laval (1h30) que sur le Brusquet

(2h20) [Mallet, 2013].

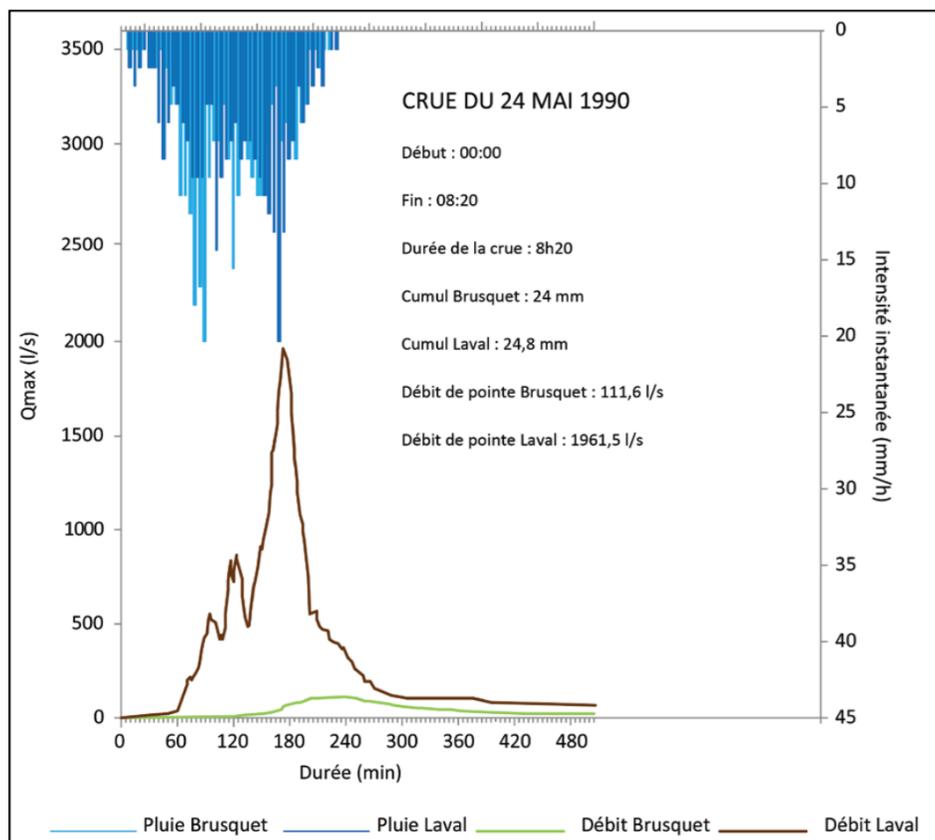


FIGURE 3.9 – Hydrogrammes de la crue du 24 mai 1990 [Mallet, 2013].

La crue du 24 mai 1990 révèle, sur la figure 3.9, des débits de pointe spectaculaires sur le Laval puisque atteignant 1 961,5 l/s alors le débit de pointe n'est que de 111,6 l/s sur le Brusquet [Mallet, 2013].

À nouveau, l'hydrogramme du Laval présente une forme plus dentelée ainsi qu'un temps de réponse plus court sur le bassin du Laval (45 min) que sur le bassin boisé du Brusquet (125 min). En revanche le temps de montée, s'élevant à 2 h, est similaire sur les deux bassins.

Le régime de précipitation est relativement semblable entre les deux bassins, par contre la réponse hydrologique des deux bassins est différente. En particulier, le comportement hydrologique du Laval, et notamment un temps de réponse court

face au ruissellement de surface, est caractéristique du comportement hydrologique des “*badlands*” en région méditerranéenne [Sole-Benet et al., 1997]. Dans la section suivante nous détaillons le régime érosif des deux bassins .

3.3.2 Érosion et flux sédimentaires

La lithologie sensible de la région de Draix ainsi que le régime de précipitation “agressif ” ont favorisé le développement de “*badlands*” comme énoncé en section 3.2.

Néanmoins le facteur anthropique, humain, n’est pas à négliger. En effet, l’action conjuguée du climat, de la nature lithologique des terrains et l’impact anthropique sur ces derniers ont induit une érosion importante et la formation de terrains spectaculaires : les modelés de “*badlands*” où le bassin versant est morcelé en ravines⁵ de diverses tailles [Burylo, 2010, Rey et al., 2002] (Fig. 3.10).

Les marnes noires des Alpes françaises sont principalement sujettes au processus de ravinement et de mouvements de masse en raison de leur vulnérabilité face aux processus d’altération [Maquaire et al., 2003]. Dans ces terrains de “*badlands*” le principal moteur de l’érosion et de l’évolution des paysages est l’eau. Les rigoles et les ravines sont, par ailleurs, les formes d’érosion les plus remarquables des paysages de la région de Draix. Ce constat indique que le processus érosif majoritairement à l’action sur ces terrains est bien le ravinement, autrement dit le ruissellement concentré, bien que les processus agissant dans les ravines puissent être divers tels qu’également les mouvements de masse, les éboulements et la solifluxion [Mathys, 2006, Descroix and Mathys, 2003].

5. La ravine : se dit d’une forme composée d’un lit unique drainant deux versants, nommée également “roubine”. Le bassin versant, quant à lui, est défini comme étant une combinaison de ravines rattachées entre elles par des lits principaux. Le bassin versant se rapporte donc à la surface drainée par le torrent principal, et peut s’étendre jusqu’à plusieurs hectares, alors que la ravine correspond à l’aire drainée par un ruisseau qui peut atteindre jusqu’à 5000 m² [Burylo, 2010, Rey et al., 2002].



FIGURE 3.10 – Panorama de l’Observatoire de Draix-Bléone : “*badlands*” marneux. Source : Didier Richard, Irstea.

La mesure de la production sédimentaire s’effectue à l’exutoire de chacun des deux bassins à l’étude. À titre d’illustration, la figure 3.11 expose le taux de production sédimentaire spécifique annuelle, au cours des trente dernières années, pour le Laval et le Brusquet. La comparaison entre ces deux bassins révèle une grande différence d’érosion et de flux sédimentaire, à l’échelle annuelle, au cours des trente dernières années. La production sédimentaire spécifique varie de 44 à 246 $t/ha/an$ sur le Laval, avec une valeur moyenne autour de 143 $t/ha/an$. Au contraire, elle varie de 0,03 à 2,2 $t/ha/an$ sur le Brusquet avec une moyenne de 0,7 $t/ha/an$.

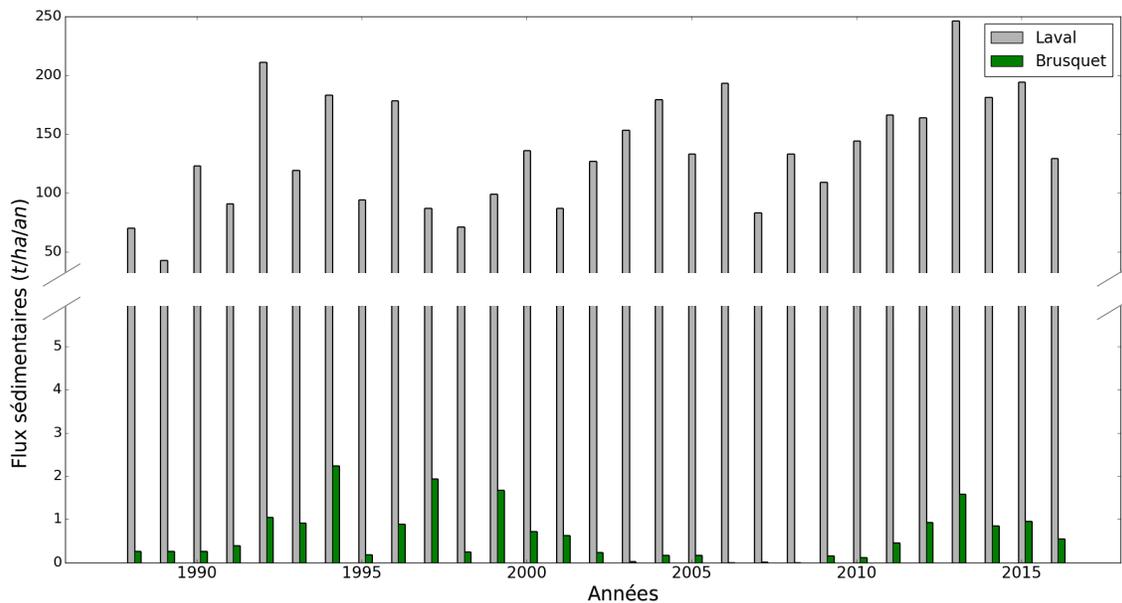


FIGURE 3.11 – Production sédimentaire spécifique de 1988 à 2016 sur les bassins versants du Laval et du Brusquet. Les données de 1988 à 2000 sont issues de l'étude de [Mathys et al., 2003].

La production sédimentaire spécifique est donc considérablement plus faible sur le bassin du Brusquet que sur celui du Laval. Cette différence, de production sédimentaire spécifique annuelle, s'élève à environ deux ordres de grandeur entre les deux bassins.

3.3.3 Fonctionnement hydrologique et érosif du site

Le déclenchement du ruissellement et la production de sédiments s'expliquent notamment par les propriétés hydrodynamiques du sol qui jouent un rôle très important

au niveau de ces deux processus. L'étude de la variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques du sol permet de répondre à ce questionnement : où se situent les zones propices à l'écoulement et favorisant ainsi l'érosion ? [Mathys, 2006]. En raison de la structure des marnes, les régolithes et les affleurements de roches saines sont susceptibles de réduire localement les écoulements de surface par infiltration préférentielle dans les macropores. La connaissance de la conductivité hydraulique proche de la saturation est importante pour appréhender l'influence de la macroporosité des marnes sur l'infiltration. Divers types de régolithes ont été définis en fonction de trois principaux critères que sont l'angle de la pente du terrain, l'angle du pendage des couches et la présence d'une couverture de graviers de calcite en surface. Six combinaisons de ces trois critères ont été employées afin de réaliser des essais d'infiltration. Il en ressort l'existence de zones de production et d'écoulement de surface, étant celles défavorables à l'infiltration et affichant les valeurs de conductivité les plus faibles, alors qu'à l'inverse, les zones présentant les valeurs de conductivité les plus fortes jouent le rôle de puits au regard des écoulements provenant de l'amont. Les zones recouvertes de graviers, les sommets sans horizon de marne désagrégée et les versants dénués d'accumulation en pied de talus de fragments provenant de l'amont, constituent donc les principales zones contribuant à l'écoulement. A contrario, les versants sur le front de pendage, autrement dit dont la pente est perpendiculaire au pendage, et dont la rugosité de surface est importante, ou ceux possédant des dépôts de colluvions conséquents au pied de versants ne produiront pas beaucoup d'écoulement [Mathys, 2006].

Nous venons de détailler les facteurs déterminant le ruissellement spatialement, sur les bassins marneux de Draix, mais quels sont les facteurs qui le conditionnent d'un point de vue temporel et évènementiel ? De surcroît, concernant l'hydrologie, il est intéressant d'analyser comment fonctionne le transfert pluie-débit, autrement dit quels sont les processus à l'origine de l'écoulement ? Dans l'étude de [Mathys et al., 2005] des simulations de pluie de caractéristiques différentes ont été entreprises sur des parcelles de 1 m^2 afin d'observer l'impact de la pluie sur le ruissellement, et par voie de conséquence sur l'érosion à Draix . Les expériences ont montré que sous des pluies de faible intensité (de 12 à 25 mm/h ou de 3×10^{-6} à $7 \times 10^{-6}\text{ m/s}$) durant en moyenne 30 minutes, et avec des conditions initiales d'humidité étant nulles, le ruissellement était négligeable (car n'engendrant pas d'érosion) voire nul. Pour constater un ruissellement provoquant de l'érosion, sous des précipitations de faible intensité, il a fallu diminuer l'espacement entre chaque évènement précipitant en dessous de 30 minutes alors que pour des précipitations de haute intensité (de 90 à 150 mm/h ou de $2,5 \times 10^{-5}$ à $4,2 \times 10^{-5}\text{ m/s}$), les coefficients de ruissellement étaient élevés et induisaient une érosion. De plus, [Mathys et al., 2005] affirment que le comportement des ter-

rains est bien différent en présence de précipitations naturelles. L'intensité de la pluie sur de courtes périodes et l'énergie cinétique des gouttes de pluie seraient les facteurs influençant principalement le détachement de particules ainsi que leur mise en mouvement. Ce serait même l'intensité de pluie à 5 minutes, au cours d'orages d'été, qui contrôlerait l'efficacité de l'érosion (notamment lorsqu'elle dépasse 100 mm/h ou $2,7 \times 10^{-5} \text{ m/s}$) produisant une érosion bien plus conséquente que celle observée lors des simulations de précipitation à intensité élevée sur 30 minutes bien que le coefficient de ruissellement demeure du même ordre de grandeur [Mathys et al., 2005].

Par ailleurs, l'observation des flux dans les biefs de l'Observatoire de Draix-Bléone a amené à souligner un fonctionnement en deux temps : une recharge des lits en été, en raison principalement des pluies intenses d'été, et leur vidange en automne. La préparation du matériel, qui sera disponible pour le transport en hiver, est également une étape clé. Il existe un effet saisonnier du fonctionnement du transport de sédiments à Draix. L'hiver, avec l'alternance de cycles gel-dégel, va favoriser la création d'un manteau d'altérites, puis les épisodes précipitants du printemps vont faciliter la mise en mouvement des matériaux. Des stocks intermédiaires seront créés au printemps si les épisodes sont suffisamment longs et soutenus. Ensuite, les épisodes précipitants de l'été, avec leurs pluies énergiques à forte intensité et à grosses gouttes, vont permettre la mobilisation sur les versants d'altérites qui rempliront les lits. Le transport dans le chenal est plutôt de type "transport limité". Les crues engendrées seront chargées à la fois en éléments en suspension et en éléments charriés. Enfin, les pluies d'automne procèdent à une chasse assez systématique des lits des cours d'eau en remobilisant les matériaux stockés dans les lits et en nettoyant ainsi les biefs de la majeure partie de leurs matériaux. Ce sont des pluies possédant une faible capacité d'entraînement et un fort volume d'eau, le transport dans le chenal est de type "détachement limité". Cependant il est important de souligner qu'il existe de nombreuses exceptions à ce fonctionnement général [Mathys, 2006].

Il existe donc un fonctionnement saisonnier du régime érosif sur les bassins de Draix, cependant existe-t-il une variation saisonnière de la frange d'altération ? Sur le bassin du Laval une estimation de la variation saisonnière des épaisseurs de la frange d'altération a été tentée par [Ritzenthaler, 2000], au moyen de deux campagnes de mesures successives sur les mêmes sites, en novembre 1999 et en mai 2000. Néanmoins les résultats sont difficilement analysables en raison de la grande différence de conditions d'humidité entre les deux périodes et des variations latérales de la structure de la marne. En effet, les conditions d'humidité entre les deux périodes sont très contrastées, or la teneur en eau interfère dans les valeurs de résistance de pointe de la méthode de pénétrométrie dynamique développée en section 3.4.1. De plus, les

sondages de la seconde période ont été réalisés dans un rayon de 10 cm autour des précédents. Par conséquent, il est nécessaire de prendre en considération les variations latérales de la structure de la marne agissant sur la variabilité des épaisseurs obtenues due à l'anisotropie de résistance que ces variations latérales engendrent [Mathys, 2006].

Pour conclure, bien que le régime de précipitation soit assez semblable, relativement d'un bassin à l'autre, la réponse hydrologique des deux bassins à l'étude est différente, ainsi que les flux sédimentaires annuels qui diffèrent de deux ordres de grandeur. Par la suite, la description morphologique des deux bassins est développée.

3.4 Description morphologique des deux bassins versants à l'étude

Le bassin du Laval et celui du Brusquet constituent les deux bassins versants à l'étude au sein de ce travail de thèse. Le contexte lithologique, d'exposition des surfaces ainsi que leur distribution en fonction de l'altitude, sur chacun des deux bassins, seront développés dans cette section.

Le Laval et le Brusquet ont été choisis pour la présente étude car ils permettent d'étudier l'impact des travaux de réhabilitation des territoires de montagne, lors des politiques RTM du *XIX*^{ème} siècle, sur les terrains marneux de Draix. En effet, le bassin du Laval est un bassin témoin, puisque n'ayant pas été soumis à un travail de restauration, alors que le bassin du Brusquet a supporté une restauration importante (> 60 % de la surface du bassin). En outre, ces deux bassins sont historiquement des bassins expérimentaux de l'Irstea (anciennement Cemagref), puisque faisant l'objet de suivi pour la quantification de l'érosion [Vallauri, 1997].

Ces deux bassins sont relativement similaires en termes d'altitude, de pente moyenne, de surface, de lithologie et de climat auxquels ils sont soumis, mais différent quant à leur couverture végétale (Tab. 3.1). Le bassin du Brusquet possède 87 % de sa surface reboisée, suite aux opérations de reforestation de la fin du *XIX*^{ème} siècle, alors que le Laval est végétalisé naturellement seulement à hauteur de 32 %.

La couverture végétale est répartie de manière assez hétérogène sur le bassin du Laval et divers types de groupements végétaux cohabitent sur ce dernier. La carte de la végétation du Laval est exposée plus en détail par la suite (Fig. 4.8). Sur le bassin du Brusquet, un très important recouvrement végétal est observé sur tout ce

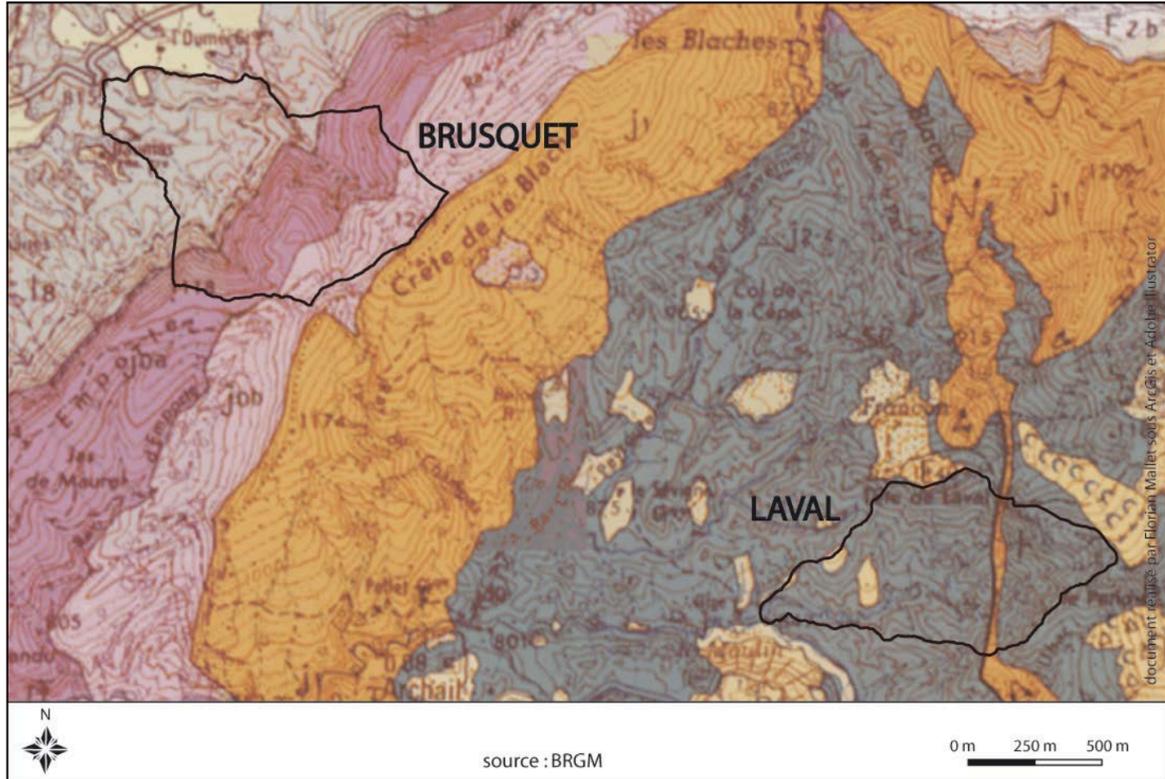
bassin, sous forme presque exclusivement de pinède. Néanmoins, la partie amont du bassin (la partie la plus à l'Est) est plus densément peuplée que la partie aval. En effet, la moitié amont est peuplée d'une forêt dense d'épineux alors que la partie aval est composée d'une pinède plus jeune, moins dense et mouchetée de sol dénudé [Mallet, 2013].

3.4.1 Lithologie, pédologie et drainage

Le contexte de la nature lithologique du substrat rocheux des deux bassins versants, et de leur pédologie, est détaillé dans cette partie, ainsi que l'environnement topographique.

Lithologie

La carte géologique de la région d'étude (carte de la Javie au 1/50 000 cm) (Fig. 3.12) souligne que les marnes noires du Jurassique du bassin du Laval diffèrent quelque peu de celles du Brusquet. En effet sur le Laval, les couches géologiques s'étendent du Bajocien à l'Oxfordien (-176 à -146 Ma) alors que les marnes noires du Brusquet datent du Toarcien à l'Aalénien (-187 à -176 Ma), période antérieure à celle des marnes du bassin du Laval. Cependant les deux couches sont relativement comparables à la fois minéralogiquement et chimiquement [Mallet, 2013].



Légende

	j2-4(1) Nappe de Digne. Bathonien, Callovien et Oxfordien inférieur. "Terres noires"
	j1(1) Nappe de Digne. Bajocien. Alternances de marnes et de calcaires gris à Ammonites
	j0b(1) Nappe de Digne. Aalénien supérieur. Marnes noires
	j0a(1) Nappe de Digne. Aalénien inférieur. Marno-calcaires
	l8(1) Nappe de Digne. Toarcien supérieur. Marnes noires à nodules phosphatés

FIGURE 3.12 – Carte géologique de la région de Draix présentant les contours des bassins du Brusquet et du Laval en délimitations noires [Mallet, 2013].

Le Brusquet est majoritairement formé de couches marneuses datant du Toarcien à l'Aalénien et de couches marno-calcaires aaléniennes. De l'aval du bassin, partie Ouest de ce dernier, à la crête de la Blache, les formations géologiques du Toarcien supérieur, de l'Aalénien inférieur et supérieur se succèdent [Mallet, 2013]. Le Toar-

rien supérieur est composé de formations de marnes noires tendres possédant des “miches” calcaires, affleurements caractéristiques présentant des fragmentations en boules de bancs calcaires. L’Aalénien inférieur, quant à lui, est constitué de calcaires argileux lités pourvus d’alternances régulières, bien que peu contrastées, de calcaires fins à patine grise et de marnes gris sombres formant des vires bien apparents au fond des talwegs [Lacheney, 1998]. Cette dernière couche forme, sur le bassin du Brusquet, une corniche d’une épaisseur de 120 mètres. Enfin, les formations de l’Aalénien supérieur se constituent de marnes noires à patine grise, finement détritiques, possédant quelques intercalations de miches calcaires. La couche d’Aalénien atteint une épaisseur de 100 mètres sur le bassin du Brusquet et deux bancs calcaires, de couleur très claire, séparent cette dernière formation de celle datant du Bajocien [Mallet, 2013]. Le Laval est constitué de terrains marno-calcaires et marneux datant du Bajocien à l’Oxfordien. Les formations du Bajocien supérieur à l’Oxfordien inférieur forment des terres noires très épaisses constituées de marnes noires à patine brune [Mallet, 2013]. Trois principaux sous-ensembles peuvent se distinguer au sein des terres noires : les marnes noires du Callovien inférieur avec leur niveau de plaques détritiques, les marnes noires de l’Oxfordien moyen et supérieur et leurs bancs argilo-calcaires centimétriques, et enfin quelques rares affleurements de marnes noires du faciès de l’Argovien datant notamment de l’Oxfordien [Maquaire et al., 2003]. Les terres noires non altérées sont considérées comme étant des roches tendres [Guilloux, 2005].

Pédologie

Les sols constituent l’interface entre le substrat géologique, ayant subi une altération, et la végétation. Par conséquent les sols sont précieux à plus d’un titre [Vallauri, 1997]. À titre d’illustration les formations superficielles des terrains, que représentent les sols, constituent les principaux réservoirs d’eau et de matériaux mobilisables. De sorte que leur étude, ainsi que l’élaboration précise et détaillée des profils verticaux et de leur volume, sont primordiales à la fois en géomorphologie et en hydrologie [Maquaire et al., 2002].

Les sols du secteur du haut-provençal, dont fait partie l’Observatoire de Draix-Bléone, sont caractérisés par leur faible profondeur et leur xéricité édaphique⁶, induites pour partie par l’activité anthropique. Ce constat est naturellement fortement prononcé sur le modelé de “badlands et de colluvions marneuses” [Vallauri, 1997].

En effet les “Terres Noires”, roches tendres finement stratifiées, sont présentes sur

6. Xéricité : se réfère à une grande sécheresse du milieu.

l'Observatoire de Draix-Bléone et font partie de la famille des roches sédimentaires détritiques.

La composition argilo-marneuse des “Terres Noires”, 30 % environ de $CaCO_3$ (carbonate de calcium) et environ 65 % d'argile, les rendent particulièrement sensibles à l'érosion [Rovéra and Robert, 2005]. Leur résistance à la compression est de quelques mégapascals. En se dégradant rapidement, ces formations géologiques façonnent un sol composé de grains en plaquettes plus ou moins argileuses et évolutives [Monnet et al., 2012]. La dégradation superficielle des marnes crée ainsi une frange d'altération de nature et d'épaisseur variables [Mathys, 2006]. Cette couche superficielle est composée de diverses strates superposées de densité apparente et de compacité croissantes avec la profondeur. Trois principales différentes strates du manteau d'altérites⁷ se distinguent en matière de propriétés géotechniques [Mathys, 2006] :

- la couverture détritique mobilisable, en place ou colluvionnée : lit de paillettes friables à matrice fine peu abondante, constituant une couche homogène peu cohésive et particulièrement sensible à l'érosion, possiblement surmontée d'une croûte de surface plus riche en éléments fins ; cette couche représente les clastes produits ou en transit sur les versants ainsi que la charge sédimentaire des fonds de talwegs, en conséquence la source principale de matériaux en provenance des versants ;
- le régolithe⁸ (Fig. 3.13), au sein duquel la marne est débitée en plaquettes avec une subdivision possible entre le régolithe supérieur ameubli, où la marne est très morcelée et sa structure estompée, et le régolithe inférieur compact conservant la structure de la marne mais pas sa cohésion en raison de l'ouverture des plans de schistosité ;
- à la base, la marne intacte, très compacte, structurée et cohésive.

Ces différentes caractéristiques mécaniques et granulométriques se manifestent par des variations de compacité qu'il est possible d'évaluer par l'élaboration de profil verticaux de résistance de pointe par pénétrométrie dynamique [Mathys, 2006]. La

7. Altérite : se rapporte à une formation géologique, superficielle, usuellement meuble, engendrée par l'évolution par altération physico-chimique de roches plus anciennes *in situ* et sans transformations pédologiques notables.

8. Régolithe : correspond à la partie du sol recouvrant les roches saines et dures ou roche-mère comprenant parfois des roches saines interstratifiées ou incorporées dans du matériel altéré.

pénétrométrie dynamique exploite les variations de résistance à l'enfoncement résultantes des différences de compacité entre les couches et permet ainsi d'enregistrer le couple profondeur-résistance. Le principe de la méthode est illustré plus en détail dans les travaux de [Maquaire et al., 2002] notamment.

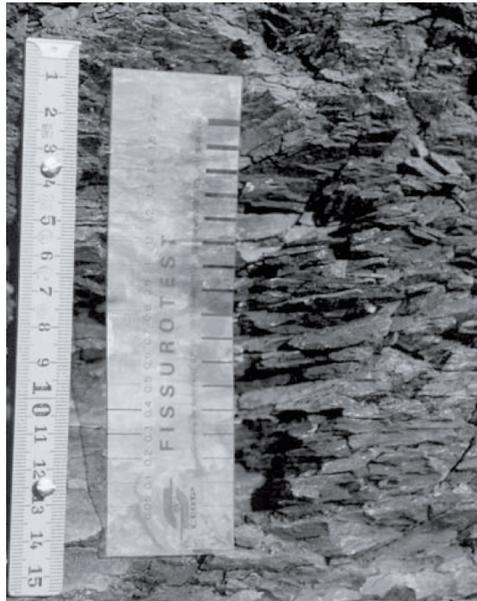


FIGURE 3.13 – Régolithe sur “*badlands*” marneux [Rovéra and Robert, 2005].

En outre les travaux de [Ritzenthaler, 2000] sur les bassins versants du Laval et du Moulin, avec près de 385 sondages et de 252 profils, établissent que l'épaisseur moyenne de la couverture détritique mobilisable est en moyenne de 35 *cm*, celle du régolithe ameubli est de 31 *cm*, suivi par le régolithe compact dont l'épaisseur moyenne est de 11 *cm*. L'épaisseur moyenne de la frange altérée est présentement légèrement inférieure à 1 *m*. Ainsi sur le bassin du Laval, le manteau d'altérites moyen possède 60 *cm* de profondeur.

Néanmoins ces analyses établissent que l'épaisseur des altérites dépend grandement des situations morphologiques : elle est maximale sur les crêtes, homogène sur les flancs et minimale dans les talwegs plus fréquemment récurés. Il s'avère que l'épaisseur des altérites est dépendante également des conditions topographiques et structurales [Mathys, 2006].

Les sols du bassin du Brusquet, quant à eux, présentent une texture à dominante

limoneuse, produit de l'altération des marnes, ainsi qu'une faible profondeur. Les sols sur substrat marneux du bassin du Brusquet sont pourvus d'horizons peu différenciés et d'une faible épaisseur : ils sont donc peu évolués et récents [Vallauri, 1997].

Environnement topographique et drainage

Nous avons superposé la carte topographique de la région de Draix aux contours des deux bassins versants afin d'obtenir une image plus précise du contexte topographique dans lequel s'insèrent ces derniers. Nous observons une légère dépression sur le flanc Est du bassin du Brusquet, ainsi que la séparation du bassin du Laval et du Brusquet par la crête de la Blache (Fig. 3.14).

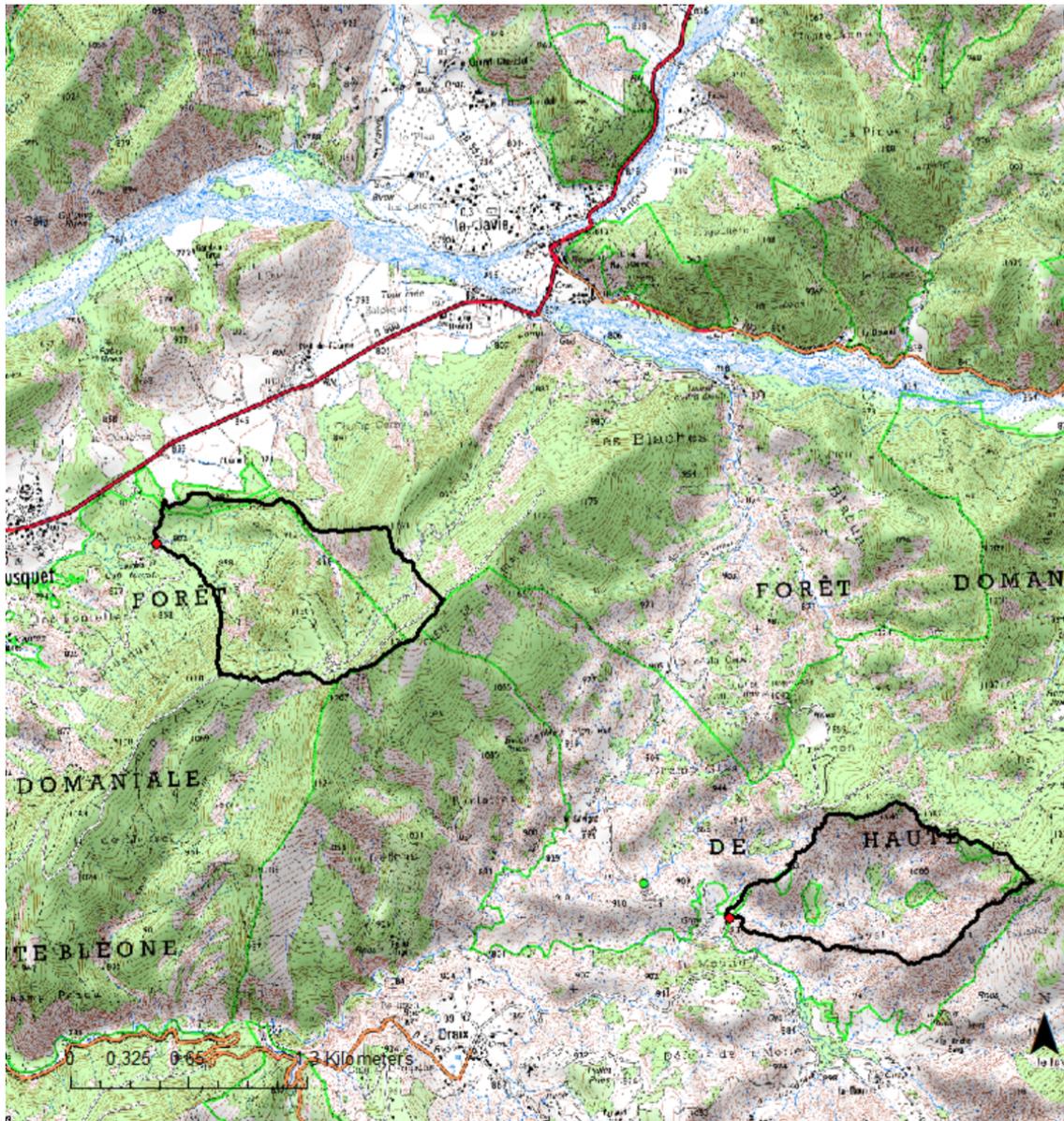


FIGURE 3.14 – Carte topographique de la région de Draix et contours des bassins du Brusquet (gauche) et du Laval (droite).

Suite à l'examen des orthophotographies sur les deux bassins versants, nous observons que le Laval (Fig. 3.15) est fortement dénudé et présente un drain principal alors que le Brusquet, grandement boisé, (Fig. 3.16), possède deux principaux chenaux ainsi

qu'une corniche divisant le bassin en transversal.



FIGURE 3.15 – Orthophotographie du bassin versant du Laval.

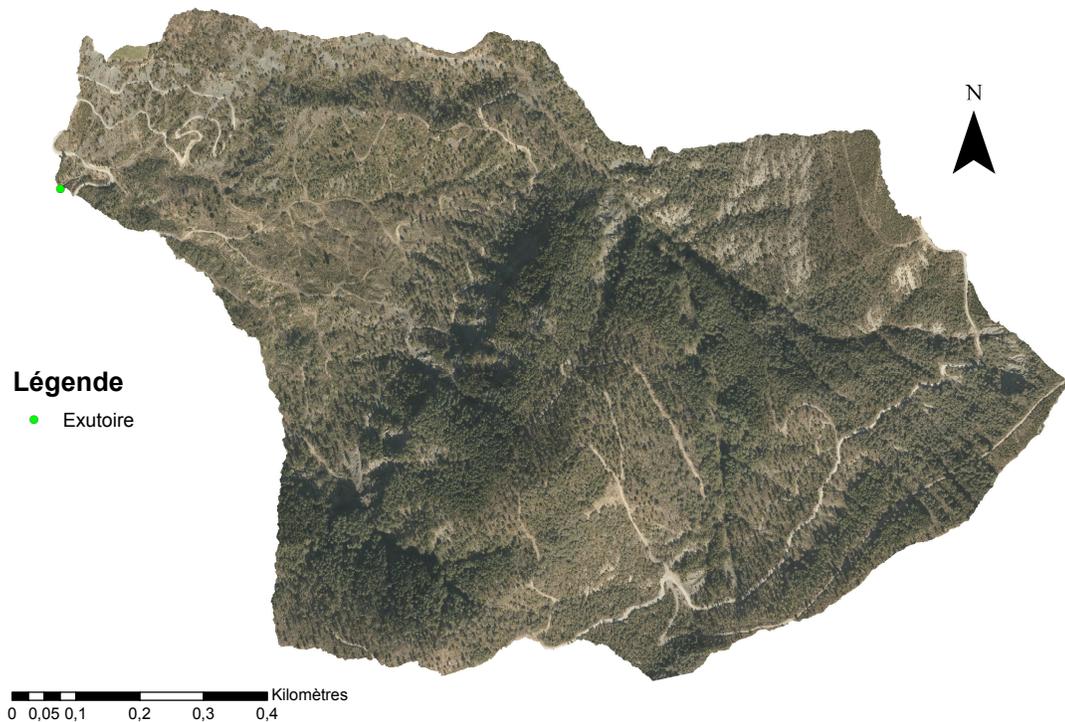


FIGURE 3.16 – Orthophotographie du bassin versant du Brusquet.

De surcroît, sur le bassin du Laval nous pouvons constater (Fig. 3.15) un réseau très ramifié de ravines dénudées, ainsi que le drain principal s’observant clairement grâce au thalweg qui divise le bassin en deux parties de taille relativement similaire [Mathys, 2006].

3.4.2 Exposition

Le gel apparaît être le principal facteur déclencheur de la dégradation des marnes noires. La marne noire est une roche extrêmement gélive, malgré le froid modéré des Alpes du Sud, ses capacités de rétention hydrique la rendent très sensible au gel et à l’action périglaciaire. Les microclimats froids d’ubac et de bas adret, spécifiques aux “*badlands*” des Alpes du Sud, favorisent la gélifraction contribuant au renouvellement du régolithe par le bas [Rovéra and Robert, 2005]. De surcroît, les cycles

gel-dégel observés dans les premiers centimètres du régolithe à Draix sont à l'origine d'une gélifraction, certes, mais également d'une gélireptation et d'une gélifluxion comblant les fonds de ravins et provoquant une ablation du régolithe. La gélifluxion engendre le déplacement de débris lors du dégel [Rovéra and Robert, 2005].

Le régolithe résulte donc d'une fragmentation de la marne en place. La part de gélifraction semble être importante sur Draix puisque des mesures thermiques, des observations de la glace ainsi que la modélisation statistique ont permis de mettre en avant la corrélation entre niveaux de fragmentation et le gel en profondeur [Rovéra and Robert, 2005].

Des études conduites par [Rovéra and Robert, 2005] montrent que les cycles gel-dégel sont plus nombreux pour les versants ubac, exposés Nord, que les versants adret, exposés Sud. Cette différence, sur les versants en adret, peut s'expliquer par l'échauffement suffisant de la marne pour limiter les gels nocturnes de faible intensité. En conséquence, nous allons étudier la distribution de l'exposition des surfaces des bassins du Laval et du Brusquet. Cette étude permet de rechercher si la production sédimentaire plus importante observée sur le Laval pourrait s'expliquer par l'exposition du bassin.

L'exposition est investiguée à l'aide du système d'information géographique ArcGIS et des MNTs⁹ que nous avons réalisés sur ces deux bassins. L'exposition, pour chaque pixel du MNT, est identifiée en regardant dans quelle direction est orientée la ligne de plus grande pente (Fig. 3.17).

9. MNT : Modèle Numérique de Terrain.

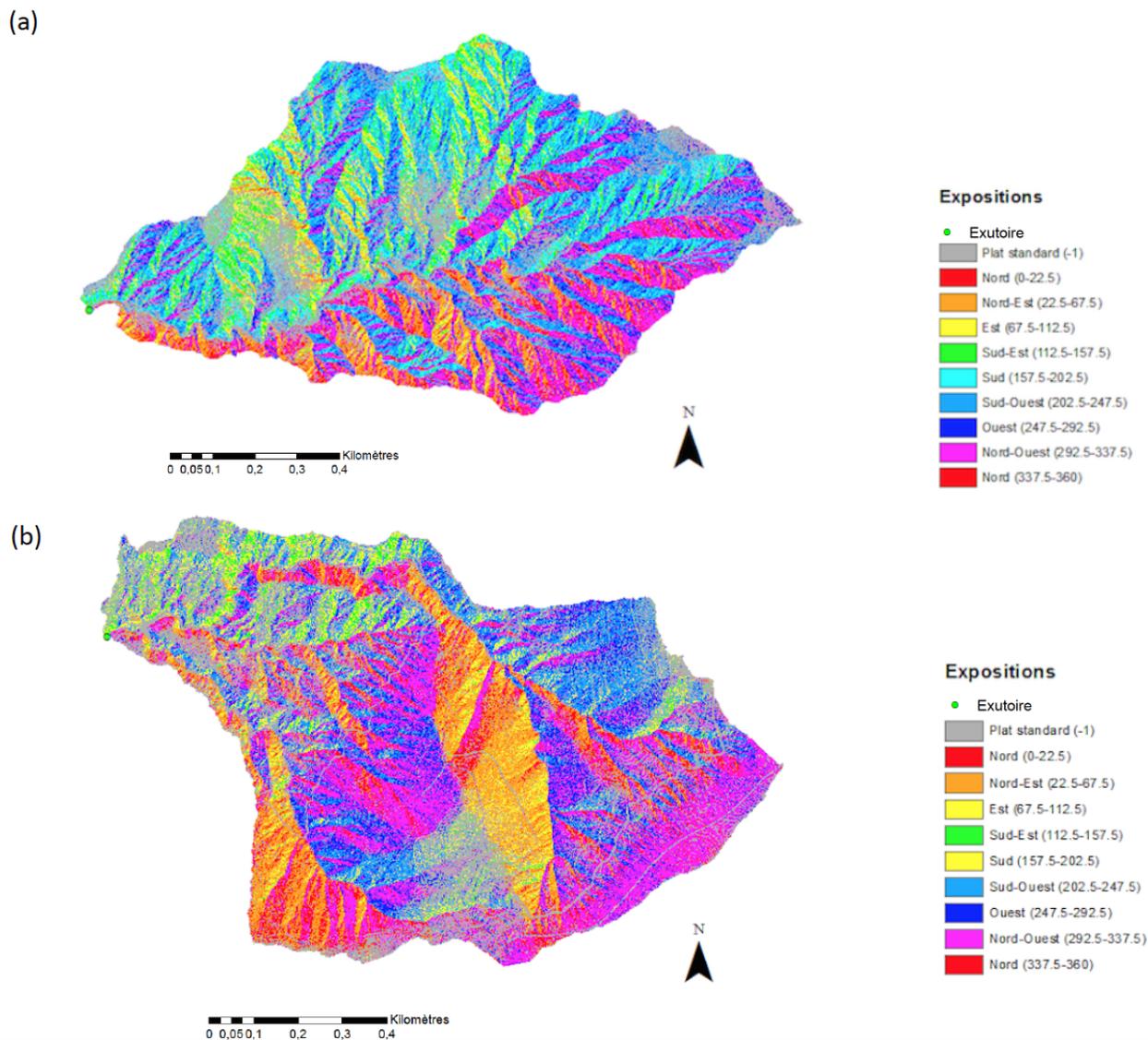


FIGURE 3.17 – Carte des expositions sur le bassin du Laval (a) et sur celui du Brusquet (b).

Sur la figure 3.18 nous observons que le bassin du Laval présente plus de surfaces exposées Sud que celui du Brusquet (Fig. 3.19). Les surfaces sont majoritairement exposées Sud-Ouest sur le Laval alors que l'exposition dominante qui ressort sur le Brusquet est Nord-Ouest. En effet, sur le Laval les surfaces cumulées en orientation Sud-Ouest atteignent 15 *ha*, alors que sur le Brusquet, 20 *ha* de surfaces

cumulées présentent une exposition Nord-ouest. Par voie de conséquence, le Laval possède beaucoup moins de surfaces possiblement soumises à des cycles gel-dégel plus fréquents, la gélifraction y serait ainsi moins intense. Pourtant la production sédimentaire spécifique annuelle du bassin du Laval est beaucoup plus importante que celle du Brusquet sur les 30 dernières années. L'exposition paraît, ainsi, ne pas être un élément déterminant expliquant la différence de production sédimentaire sur les deux bassins à l'étude.

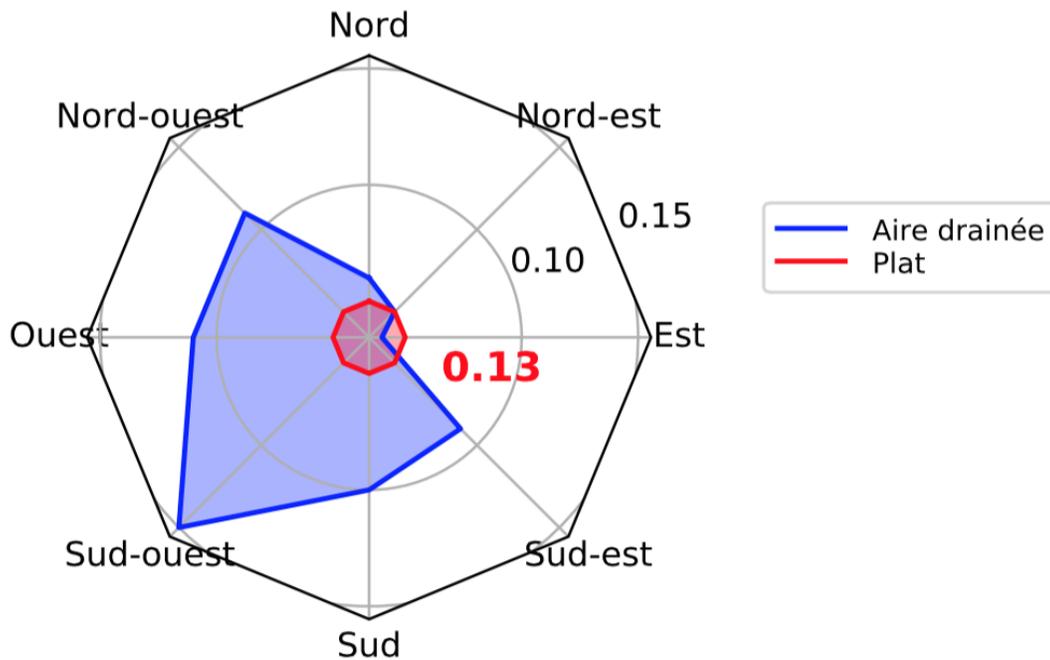


FIGURE 3.18 – Diagramme en radar des surfaces cumulées (km^2) par exposition sur le bassin versant du Laval.

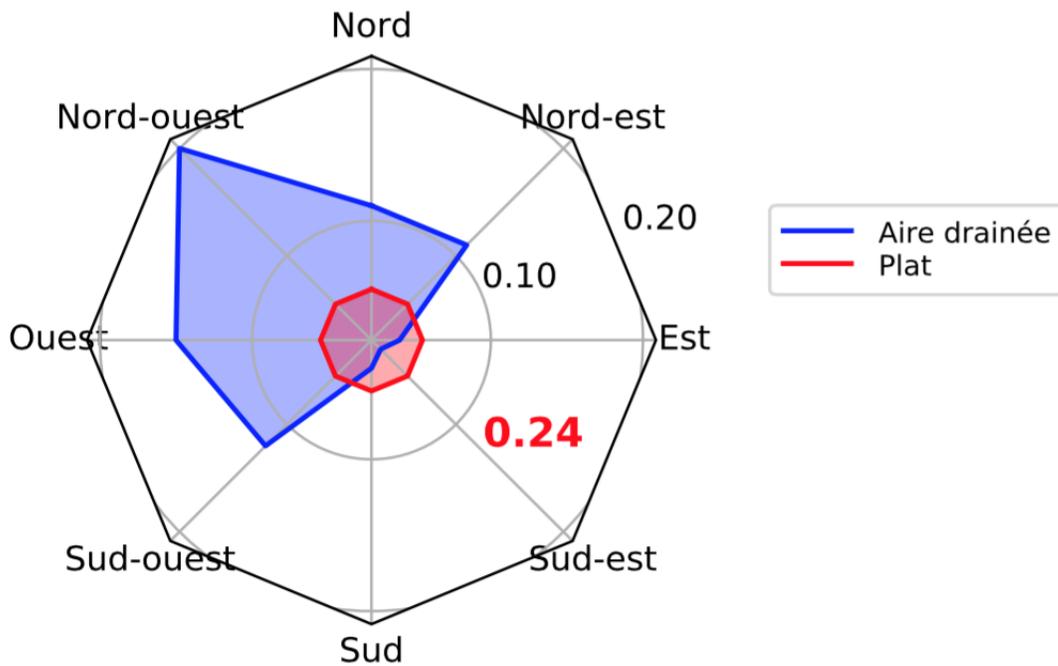


FIGURE 3.19 – Diagramme en radar des surfaces cumulées (km^2) par exposition sur le bassin versant du Brusquet.

En revanche, [Hales and Roering, 2007] pensent que c’est plutôt le mécanisme de “*Segregation Ice Growth*” qui est à l’origine de la fracture de la roche et qu’il faut ainsi être plus attentif aux plages de température allant de -3 à -8 °C, où le processus de grossissement de la glace est plus intense, plutôt qu’aux températures oscillant autour de 0 °C des cycles gel-dégel. Ils affirment donc, que les surfaces exposées à des plages de température s’étalant de -3 °C à -8 °C sont plus fortement soumises au processus de gélifraction. Néanmoins, cette plage de température n’est pas, ou que très peu, atteinte dans les sols de l’Observatoire, d’après les données de température de surface et de profondeur que nous possédons.

Dans la section suivante nous allons présenter la distribution des surfaces en fonction de l’altitude, sur chacun des deux bassins, au moyen de courbes hypsométriques.

3.4.3 Courbe hypsométrique

Nous développons dans cette partie l'étude de la courbe hypsométrique afin d'étayer la description morphologique des deux bassins à l'étude. Cet outil descriptif permet la représentation de la répartition des surfaces du bassin en fonction de l'altitude. Autrement dit, cet outil expose le pourcentage de superficie du bassin au-delà d'une altitude donnée, puisqu'en abscisse est représenté l'aire relative allant de 0 à 1 (avec 1 représentant 100 % de la surface du bassin) se situant au-dessus de l'altitude normalisée en ordonnée. Sur l'axe des abscisses, à droite, nous nous situons sur les altitudes basses du bassin car l'aire drainée cumulée relative (donc l'aire drainée cumulée divisée par l'aire totale du bassin) est grande (plus on se rapproche de l'exutoire du bassin plus l'aire drainée cumulée sera élevée à l'échelle du bassin), alors qu'à gauche nous nous situons sur les zones élevées du bassin (Fig. 3.20). Ce type de représentation peut fournir une indication sur le comportement hydrologique et érosif du bassin versant.

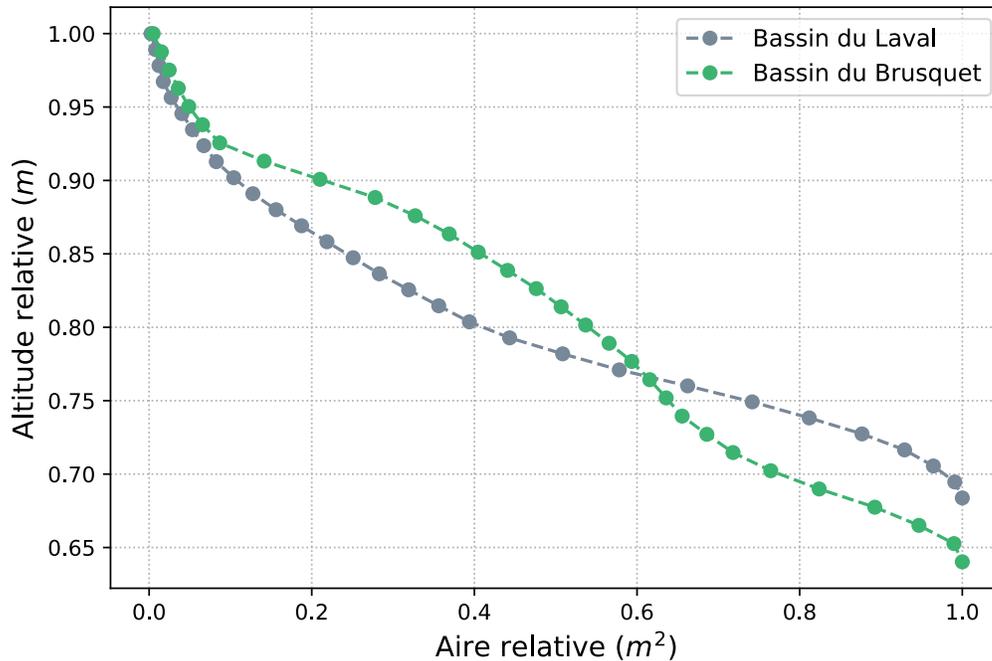


FIGURE 3.20 – Courbe hypsométrique sur les bassins versants du Laval et du Brusquet.

Le bassin versant du Brusquet présente une courbe hypsométrique de forme relativement convexe alors que la courbe hypsométrique du bassin du Laval possède une forme plutôt concave (Fig. 3.20). Une courbe convexe révèle qu’une grande majorité des surfaces se situe relativement en haute altitude dans le bassin versant, alors qu’une courbe concave signifie qu’il y a plus de surfaces en aval du bassin [Luo, 2000]. Ce dernier cas est possiblement relié à un transport de matériel sédimentaire des régions élevées aux régions plus basses plus important.

Nous observons plus particulièrement que, sur le bassin du Brusquet, la courbe hypsométrique est plus convexe en haut et au milieu de la courbe, donc plutôt en amont du bassin (pour de petites valeurs d’aires drainées), qu’en bas de courbe. Cette observation indique qu’il y a probablement plus d’érosion dans les parties basses du bassin sur le Brusquet. À l’opposé, la courbe hypsométrique du bassin du Laval est plus concave vers le haut et le milieu de la courbe signifiant, cette fois-ci, que l’érosion est possiblement plus active dans les zones élevées du bassin [Luo, 2000].

Enfin, il est intéressant de souligner que, sur le bassin du Brusquet, la convexité de la courbe sur les parties plus en amont du bassin peut s'expliquer par la présence de la couche plus compétente de calcaires argileux de l'Aalénien inférieur présente sur ce bassin et formant une corniche d'une épaisseur de 120 mètres (section 3.4.1).

En conclusion, ce chapitre dépeint le contexte environnemental du site d'étude et plus particulièrement les deux bassins versants étudiés au sein de ce travail de thèse. Le chapitre suivant développe l'analyse morphométrique, que nous avons menée sur ces deux bassins, au moyen d'indicateurs morphométriques qui constitueront des outils d'investigation du fonctionnement érosif de ces bassins et de son lien avec la végétation.

Chapitre 4

Analyse morphométrique de deux bassins

La méthodologie d'extraction d'indicateurs morphométriques menée à partir des MNTs haute résolution des deux bassins versants à l'étude, de couverture végétale contrastée, sera détaillée dans cette partie ainsi que les résultats qui s'en dégagent. L'idée est de mettre en place des indicateurs morphométriques afin d'investiguer s'ils sont impactés par la présence de végétation et, auquel cas, quels sont ceux qui sont les plus affectés. Les indicateurs morphométriques, tels que la relation pente-aire drainée et l'indice de connectivité, vont être présentés suivis par une analyse des relations végétation-morphologie sur le Laval.

4.1 Mise en place d'indicateurs morphométriques

4.1.1 Relation pente-aire-drainée

Les théories d'évolution des paysages soutiennent que le climat conditionne l'échelle de découpage du relief en modulant la compétition entre les processus diffusifs, façonnant les versants convexes, et les processus advectifs, modelant les vallées concaves [Sweeney et al., 2015, Perron et al., 2009].

L'analyse de la relation pente-aire drainée d'un terrain consiste à représenter la distribution de la pente locale en fonction de l'aire drainée en amont de ce même point local, et ce sur tout le bassin. [Dietrich et al., 2003] observe, suite à l'analyse de la

relation pente-aire drainée d'un terrain, une relation inverse entre la pente locale et l'aire drainée dans les vallées et inversement sur les versants.

Autrement dit, les gradients topographiques ont tendance à augmenter avec une aire drainée croissante sur les versants, là où le flux est divergeant, alors qu'à contrario ces derniers décroissent pour une aire drainée croissante dans les vallées, zones où le flux est convergeant, indiquant que le processus d'érosion prévalant ne doit pas être le même sur les pentes et dans les vallées [Dietrich et al., 2003].

Ce type de graphique, dépeignant la distribution de la pente locale en fonction de l'aire drainée sur tout un bassin, permet ainsi de nous renseigner sur les processus d'érosion dominants et leurs échelles [Dietrich et al., 2003].

Par conséquent, nous nous sommes tournés vers l'étude de la relation pente-aire drainée sur les deux bassins en construisant les MNTs haute résolution (50 cm par 50 cm) à partir des relevés topographiques disponibles sur les deux bassins suite à la campagne lidar de 2015 et grâce au logiciel informatique ArcGIS, issu des technologies SIG¹. L'intérêt de cette étude consiste à observer si la transition entre le transport diffusif, phénomène de conduction, et le transport advectif, processus fluvial, se fait dans la même zone contributive pour un bassin versant hautement végétalisé, comme celui du Brusquet, et peu végétalisé, comme le Laval.

En effet, la courbe pente-aire drainée est représentative de la transition entre le transport diffusif et le transport advectif (Fig. 4.1). A gauche du tireté vertical, lorsque la pente augmente pour une aire drainée croissante, le processus diffusif domine. En revanche à droite du tireté vertical, lorsque la pente diminue pour une aire drainée qui augmente, cette fois-ci le processus advectif prévaut [Sweeney et al., 2015].

Sur la figure 4.1 est représentée en abscisse l'aire drainée à un point donné du bassin et en ordonnée la pente locale à ce même point. En raison du nombre important de points sur chacun des deux bassins, nous représentons sur le graphique la pente médiane par classe d'aire drainée. Les diverses classes d'aire drainée ont été obtenues en calculant des classes d'intervalle de 2^n avec n allant de -2 à 20 donc de $0,25 m^2$ d'aire drainée à 110 hectares d'aire drainée, recouvrant ainsi la surface totale de chacun des deux bassins à l'étude. Enfin les barres d'erreurs dépeignent l'erreur type à la moyenne ou erreur standard SE (Eq. 4.1) où σ représente l'écart-type des valeurs de pente et n le nombre de valeurs :

$$SE = \frac{\sigma}{\sqrt{(n)}} \quad (4.1)$$

1. SIG : Système d'Information Géographique.

[Perron et al., 2009] montrent que l'intensité des processus gravitaires/diffusifs de versants et celle des processus d'incision de vallée peuvent être comparées par un nombre adimensionnel, P_e , analogue au nombre de Peclet en mécanique des fluides. Ceci fait émerger une longueur de versant caractéristique, L . P_e expose le rapport entre le terme d'advection, d'incision de vallée, KL^{2m+1} , et le terme de diffusion, D , du processus diffusif de versant (Eq. 4.2) :

$$P_e = \frac{KL^{2m+1}}{D} \quad (4.2)$$

Ce nombre de P_e permet donc de quantifier la puissance du transport de versant en comparaison aux processus chenalisés [Sweeney et al., 2015]. $P_e = 1$ correspond donc à une longueur critique, L_c , pour laquelle les processus d'advection et de diffusion sont d'égale importance [Perron et al., 2009] (Eq. 4.3) :

$$L_c = \left(\frac{D}{K}\right)^{\frac{1}{2m+1}} \quad (4.3)$$

Ainsi sur la figure 4.1, représentant la relation pente-aire drainée obtenue sur les deux bassins versants à l'étude, à gauche du tireté vertical, lorsque la pente augmente pour une aire drainée croissante $P_e < 1$, le processus diffusif domine. Alors qu'à droite du tireté vertical, lorsque la pente diminue pour une aire drainée qui augmente, le processus advectif prédomine et $P_e > 1$. Au niveau de la transition transport diffusif et transport advectif $P_e = 1$, la longueur critique caractéristique, L_c , étant l'abscisse du tireté vertical, est obtenue. Dans l'étude de [Sweeney et al., 2015] L_c n'est pas la même en fonction des processus qui dominent les terrains.

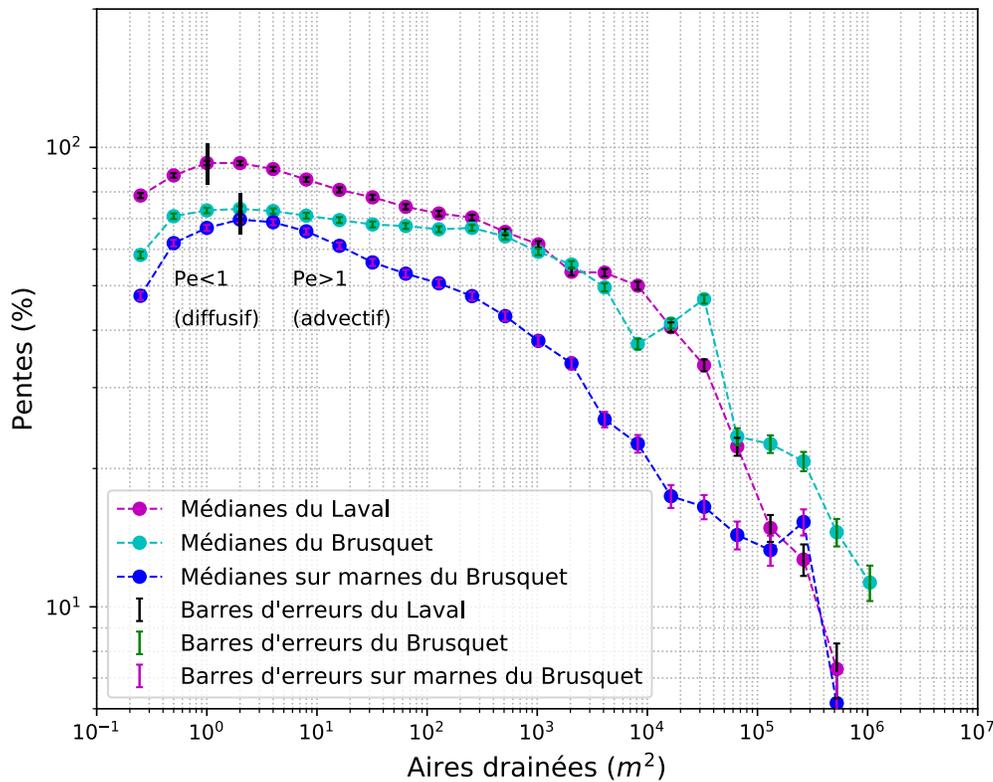


FIGURE 4.1 – Courbe pente-aire drainée, à échelle logarithmique, sur les bassins versants du Laval (magenta), du Brusquet (bleu clair) et sur la partie marneuse, uniquement, du bassin du Brusquet (bleu foncé).

Sur la courbe pente-aire drainée jusqu'à 10 m d'aire drainée l'amplitude de la différence de pente entre les deux bassins se situe autour de 20 % (Fig. 4.1). En effet le Laval détient des pentes plus élevées. Néanmoins le bassin du Brusquet possède des pentes plus élevées pour les grandes aires drainées en comparaison du Laval. La végétation aurait ainsi tendance à limiter la plage de valeurs dans laquelle se situent les différents degrés de pentes au sein d'un même bassin.

Néanmoins l'étude menée par [Collins et al., 2004], sur des terrains semi-arides à l'équilibre topographique et possédant une végétation plus ou moins importante de type prairie, souligne que les paysages végétalisés présentent un relief plus élevé. En

effet, dans cette étude, la relation pente-drainée met en avant à la fois des terrains possédant des pentes plus abruptes mais également une longueur critique L_c plus grande sur les terrains végétalisés. Le transport par diffusion se fait donc sur une plus grande zone contributive (Fig. 4.2). Cette stabilisation de pentes plus fortes pourrait s'expliquer par l'augmentation et la meilleure préservation de la cohésion du sol en présence de végétation. Néanmoins nous ne retrouvons pas dans notre étude cette stabilisation de pentes plus abruptes en présence de végétation. Cette différence importante peut être attribuée au fait que les terrains de notre étude sont en phase transitoire, tandis que le relief décrit par [Collins et al., 2004] correspond à un état d'équilibre entre surrection et érosion. Il est nécessaire également de souligner que les travaux de [Collins et al., 2004] sont des résultats de simulation sur des mailles de 50 m par 50 m et non pas des zones naturelles avec une résolution de mailles de 50 cm par 50 cm comme dans notre étude.

En outre, d'un point de vue de la dynamique végétale [Collins et al., 2004] soutient que les terrains possédant une végétation plus sensible à l'érosion présentent des données pente-aire drainée plus dispersées dans le domaine du transport fluvial du graphique, partie la plus à droite (Fig. 4.2). En effet, plus la végétation sera sensible à l'érosion, plus il y aura de changement dans la direction de l'écoulement amont et la localisation de l'initiation de la tête de chenal. En conséquence, ces changements de direction augmenteront les variations de la zone de drainage fluvial. Cette dernière hypothèse pourrait expliquer le fait que sur le bassin du Brusquet, où la végétation est majoritairement composée d'une végétation forestière mature de pins noirs, la plage de valeur des degrés de pente soit moins étendue que celle du bassin du Laval. La végétation du Laval est, quant à elle, constituée d'arbres matures mais également de stades de végétations herbacées pionnières ainsi que de végétations forestières pionnières.

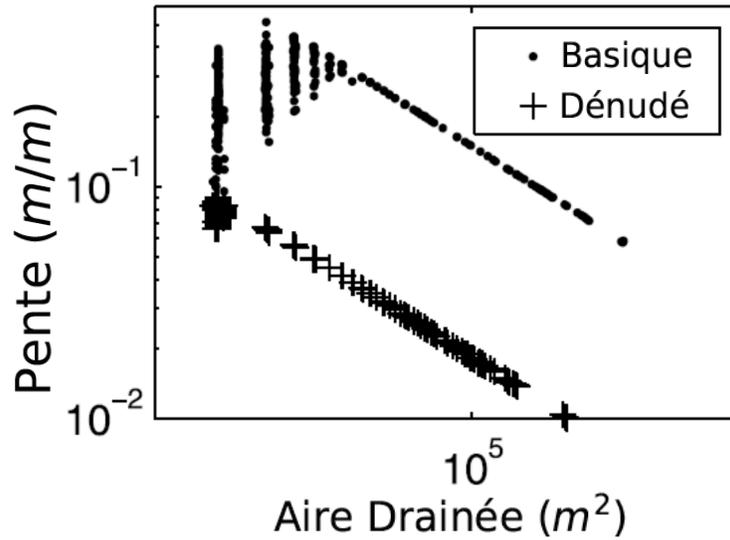


FIGURE 4.2 – Relation pente-aire drainée pour des terrains à l'équilibre topographique comportant une végétation de base de type prairie et des terrains également à l'équilibre topographique mais dénudés. Ces deux types de terrains montrent des différences de valeurs de pentes et de longueurs de versants. Graphique traduit de [Collins et al., 2004].

De plus, un aspect important de cette analyse réside dans la comparaison de l'étendue de la longueur critique caractéristique de transition, L_c , entre le transport diffusif et le transport fluvial pour un bassin versant hautement végétalisé, comme celui du Brusquet, et un autre bassin peu végétalisé, le bassin du Laval. Le transport diffusif se fait sur une plus grande longueur de versant pour le Brusquet, jusqu'à 2 mètres carré d'aire drainée, alors que pour le Laval elle ne va que jusqu'à 1 mètre carré d'aire drainée. La longueur critique caractéristique avant le passage d'un transport diffusif dominant à fluvial dominant est deux fois supérieure sur le bassin du Brusquet en comparaison du bassin du Laval. Néanmoins cette différence demeure peu marquée, et plus particulièrement au regard des valeurs absolues des deux longueurs contributives. Cette disparité ne peut, alors, être considérée significative statistiquement. Ce dernier constat pourrait signifier que la géologie du terrain jouerait plus que les 150 ans de végétation. En effet, dans l'étude de [Collins et al., 2004], la longueur critique caractéristique L_c est plus grande sur les terrains végétalisés, c'est-à-dire que le transport par diffusion se fait sur plus grande zone contributive. Ce dernier

constat ne se vérifie pas dans notre analyse. Ce résultat peut provenir, à nouveau, du fait que les terrains à l'étude ici ne sont pas à l'équilibre, a contrario de ceux dans l'étude [Collins et al., 2004] où les terrains sont à l'état stationnaire, la topographie ne varie donc plus. Les terrains étudiés, dans ce travail de thèse, sont encore dans un état transitoire, c'est-à-dire que le taux de soulèvement du substratum rocheux ne compense pas le taux d'érosion.

De nombreuses ruptures de pente sont également constatées sur le bassin du Brusquet et ne se retrouvent pas sur le bassin du Laval. Ces ruptures de pente peuvent possiblement être associées à une différence d'homogénéité des couches. Ce serait vraisemblablement l'existence de bancs plus calcaires et plus compétents sur la partie Ouest du bassin, présents et observables sur la carte géologique de la région de Draix à l'emplacement entre la transition des couches de marnes noires tendres du Toarcien supérieur et les formations marno-calcaires datant de l'Aalénien inférieur (Fig. 3.12). Ces formations de l'Aalénien inférieur forment, d'ailleurs, une corniche d'une épaisseur de 120 m sur le bassin du Brusquet traduisant ainsi une compétence supérieure par rapport aux autres couches. En outre, des valeurs de pente bien plus marquées et élevées sont observées au niveau de la transition entre ces différentes formations géologiques sur la carte des pentes du bassin du Brusquet présentée par la suite (Fig. 4.7 (a)).

C'est la raison pour laquelle une nouvelle courbe de la relation pente-aire drainée a été réalisée, sur le bassin du Brusquet, en omettant les couches de l'Aalénien supérieur et inférieur (Fig. 4.1 (bleu foncé)). Les différentes ruptures de pente disparaissent effectivement à $8 * 10^3$ et $2 * 10^4 m^2$ d'aire drainée.

Enfin, une aire drainée caractéristique de $10^3, 10^4$, mètres carrés d'aire drainée semble émerger sur les deux bassins, correspondant à une rupture de pente dans la partie droite du diagramme. Ceci pourrait correspondre à une limite entre le domaine des laves torrentielles et celui des écoulements fluviaux [Istanbulluoglu, 2009b].

En résumé, la transition du transport diffusif à un transport fluvial se fait sur une plus grande aire drainée pour le Brusquet, jusqu'à 2 mètres carrés d'aire drainée, alors que pour le Laval elle se situe à 1 mètre carré d'aire drainée, donc deux fois supérieure sur le Brusquet. Néanmoins cette différence ne peut être considérée comme significative. Ainsi la géologie du terrain semble influencer plus que les 150 ans de végétation, bien qu'une couverture végétale plus dense semble, d'ores et déjà, limiter la plage de valeurs dans laquelle se situent les différents degrés de pentes au sein d'un même bassin. En revanche, la végétation ne semble pas stabiliser des pentes plus fortes au regard de la courbe pente-aire drainée obtenue sur le Brusquet, et plus particulièrement celle du bassin du Brusquet où les barres calcaires ont été omises, en

comparaison de la courbe produite sur le bassin du Laval. En outre, il est profitable de souligner, suite à l'analyse de la relation pente-aire drainée, que le ravinement paraît débiter très en amont de chacun des deux bassins, à partir de seulement quelques mètres carrés d'aire drainée. Ce constat concorde avec les observations sur le terrain où de micro-ravines sont observées à partir de 50 cm^2 d'aire drainée.

Toutefois une perspective de ce travail serait d'étendre cette étude et d'analyser les relations pente-aire drainée sur de nombreux bassins afin d'en tirer des conclusions significatives statistiquement parlant.

En conclusion, aucune différence notable n'a été observée dans la relation pente-aire drainée calculée sur les deux bassins. Dans la section suivante, un indicateur morphométrique jugeant de l'efficacité des processus de transport est investigué : l'indice de connectivité.

4.1.2 Indice de connectivité

La caractérisation spatiale de la connectivité sédimentaire est importante dans les milieux de montagne, et notamment dans les cours d'eau supérieurs où la morphologie du terrain complexe, spatialement hétérogène et accidentée, amène à une grande variabilité spatiale de l'efficacité des processus de transport sédimentaire. Une estimation quantitative de la connectivité aux sources de sédiments permet également d'améliorer l'estimation du risque de phénomènes dangereux comme les coulées de boue.

Un intérêt accru pour la problématique liée à la connectivité sédimentaire s'est développé ces dernières années. Les travaux de [Fryirs, 2013] introduisent la notion de cascade sédimentaire du versant, autrement dit l'acheminement des flux sédimentaires depuis les sources jusqu'à l'exutoire est étudié, ainsi que les délais du transport sédimentaire et du stockage de sédiment à l'intérieur d'un versant. L'approche permet de mettre en avant les points de blocage perturbant différents types de liens afin d'examiner la dynamique interne des flux de sédiments dans le bassin versant. Trois types de liens se distinguent : les liens longitudinaux, comme la liaison de l'affluent au réseau hydrologique principal, latéraux, par exemple le lien entre la pente et le réseau hydrologique ou entre ce dernier et la plaine d'inondation, et verticaux, présence de trous ou de chemins préférentiels dans la roche. En fonction de la position de ces points de blocage et du temps de résidence des sédiments qui leur est associé, certaines parties du bassin vont contribuer activement à l'apport de sédiments dans la cascade sédimentaire alors que d'autres seront inactives [Fryirs, 2013].

Dans cette étude le choix s'est porté sur l'indice de connectivité développé par [Cavalli et al., 2013] et fondé sur des données SIG. Cet indice permet d'estimer l'efficacité des processus de transport de sédiments à l'échelle du bassin versant. Ce n'est pas seulement la disponibilité du matériel qui est évaluée mais également le potentiel des sédiments à atteindre des cibles précises, ici l'exutoire. Cet indice représente donc la connectivité potentielle entre les différentes parties d'un bassin versant, telle que l'éventuelle connection entre les versants et les parties du bassin agissant pareillement à des puits comme par exemple l'exutoire dans le cas de l'étude détaillée ci-après [Cavalli et al., 2013, Borselli et al., 2008]. Ainsi les principaux questionnements de l'analyse présentée ici sont les suivants : quelle est la connectivité sédimentaire de chaque point du bassin par rapport à l'exutoire et ce sur chacun des deux bassins ? La répartition spatiale de cette connectivité sédimentaire sur chacun des deux bassins permettrait-elle de mettre en avant un facteur prépondérant expliquant une connectivité accrue ou amoindrie ?

L'indice de connectivité (IC) est calculé comme suit d'après la formule proposée par [Borselli et al., 2008] (Eq. 4.4) :

$$IC = \log_{10}\left(\frac{D_{up}}{D_{dn}}\right) \quad (4.4)$$

Où D_{up} et D_{dn} , désignent respectivement, les composants amont et aval de la connectivité se calculant de la façon suivante (Eq. 4.5 et 4.6) :

$$D_{up} = \bar{W} \bar{S} \sqrt{A} \quad (4.5)$$

\bar{W} étant le facteur de pondération moyen de la surface contributive amont qui sera présenté par la suite (sans dimension) (Eq. 4.8), S , le gradient de pente moyen de l'aire contributive amont ($[L]/[L]$) et A , l'aire drainée ($[L]^2$).

$$D_{dn} = \sum_i \frac{d_i}{W_i S_i} \quad (4.6)$$

Avec d_i , la longueur de la $i^{\text{ème}}$ cellule le long du chemin descendant $[L]$, W_i , le poids sans dimension attribué à la $i^{\text{ème}}$ cellule et S_i , le gradient de pente à la $i^{\text{ème}}$ cellule ($[L]/[L]$).

D_{up} exprime le potentiel de fourniture sédimentaire à l'amont d'un point considéré et D_{dn} , le potentiel d'acheminement jusqu'à l'exutoire des sédiments transitant par le point considéré ($\sum_i d_i$ étant la longueur du chemin d'écoulement) (Fig. 4.3).

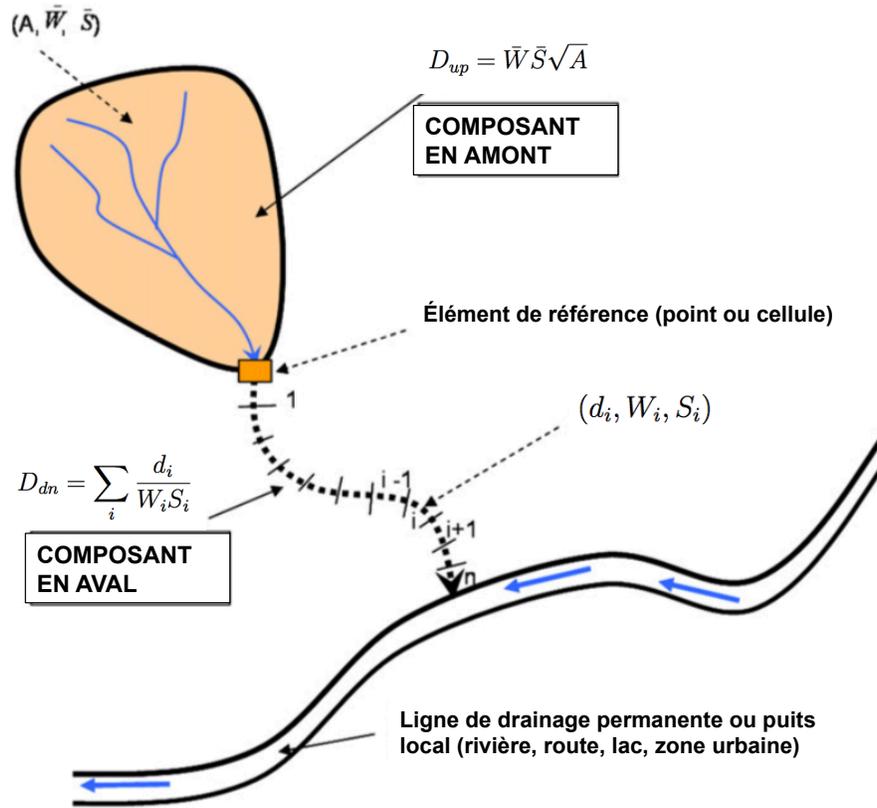


FIGURE 4.3 – Définition des composants amont et aval de l'indice de connectivité (IC) au sein d'un bassin versant pour le calcul de l'IC. Source : [Borselli et al., 2008].

W , quant à lui, est un facteur de pondération calculé à partir d'un indice de rugosité RI (Eq. 4.7) :

$$RI = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{25} (x_i - x_m)^2}{25}} \quad (4.7)$$

RI représente l'écart-type de la topographie résiduelle à l'échelle de quelques mètres.

Les différentes valeurs de RI sont calculées dans une fenêtre mobile de 5*5 cellules sur la grille de topographie résiduelle. La topographie résiduelle illustrant la différence entre le modèle numérique de terrain (MNT) originel et une version lissée de la topographie dérivée en procédant à la moyenne des valeurs de MNT sur une fenêtre glissante de 5*5 cellules. Le nombre 25 décrit le nombre de cellules traitées dans la fenêtre glissante de 5*5, x_i , la valeur d'une cellule spécifique de la topographie résiduelle au sein de la fenêtre glissante et x_m , la moyenne des valeurs des 25 cellules [Cavalli et al., 2013]. Une fois la mesure locale de la rugosité de la surface topographique calculée, W est calculé comme suit (Eq. 4.8) :

$$W = 1 - \frac{RI}{RI_{max}} \quad (4.8)$$

Où RI_{max} , la valeur maximale de l'indice de rugosité dans la zone d'étude. Ainsi plus l'indice de rugosité est important, plus le facteur de pondération W sera faible. Le facteur de pondération permet ainsi de modéliser l'impédance² de la surface au ruissellement et au flux de sédiments.

La répartition spatiale de l'IC a été analysée sur les deux bassins versants à l'étude (Fig. 4.4 et 4.5). Les données topographiques disponibles sur ces deux bassins nous ont permis de dresser les MNTs de ces deux bassins et d'exploiter ces données grâce à l'outil de géotraitement ArcGIS. L'exutoire de chacun des deux bassins a été défini comme étant le puits local le plus proche afin d'investiguer le transport sédimentaire et son efficacité à travers tout le réseau de drainage. Plus les couleurs sont chaudes, plus l'indice de connectivité est élevé, traduisant une connectivité de la zone à l'exutoire plus importante : autrement dit le transport de sédiment vers l'exutoire sera plus efficace en ce point.

Au niveau du bassin du Laval (Fig. 4.4), la partie du bassin proche de l'exutoire est fortement connectée à ce dernier, alors que le bassin du Brusquet (Fig. 4.5) fonctionne plus comme deux sous-bassins en matière de connectivité. La partie Est du bassin étant fortement plus déconnectée de l'exutoire que la partie Ouest. La partie Est paraît peu active en termes d'apport de sédiments dans la cascade sédimentaire du bassin versant.

2. L'impédance est une propriété physique du système exprimée comme le rapport d'une grandeur caractérisant une excitation à laquelle il est soumis à celui d'une grandeur caractérisant sa réponse. Par exemple, en électricité, l'impédance mesure l'opposition d'un circuit électrique au passage d'un courant alternatif sinusoïdal.

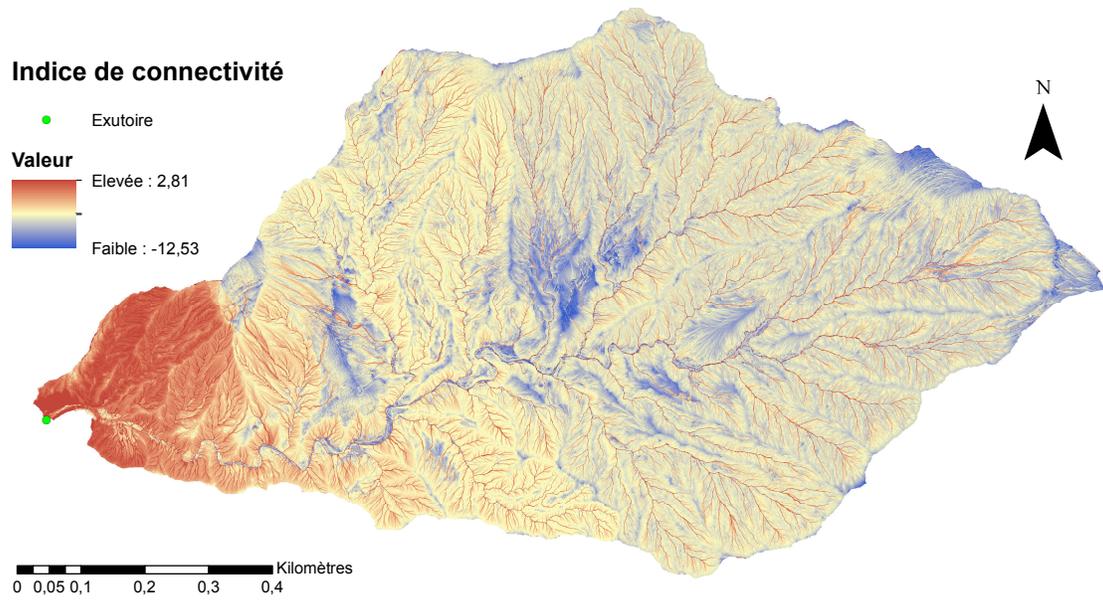


FIGURE 4.4 – Répartition spatiale de l'indice de connectivité sur le bassin du Laval.

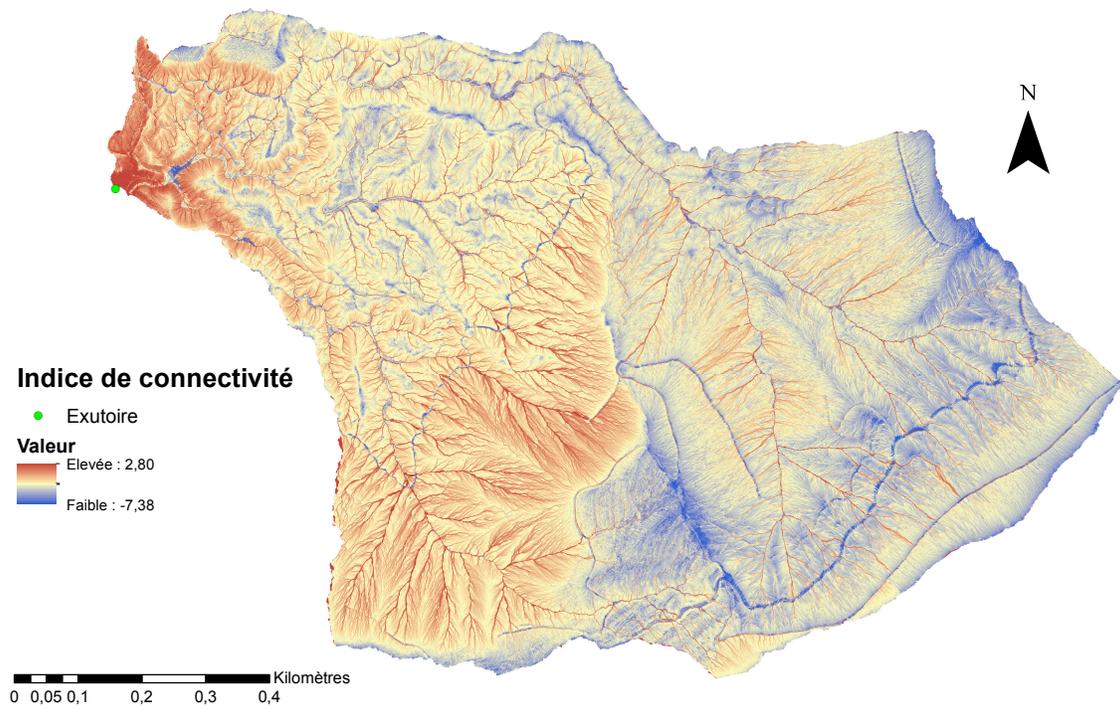


FIGURE 4.5 – Répartition spatiale de l'indice de connectivité sur le bassin du Brusquet.

Étant donné que la pente et le facteur de pondération influent sur la carte de connectivité, nous avons recherché qui de la pente ou de la rugosité influent le plus sur l'indice de connectivité (Fig. 4.4 et 4.5).

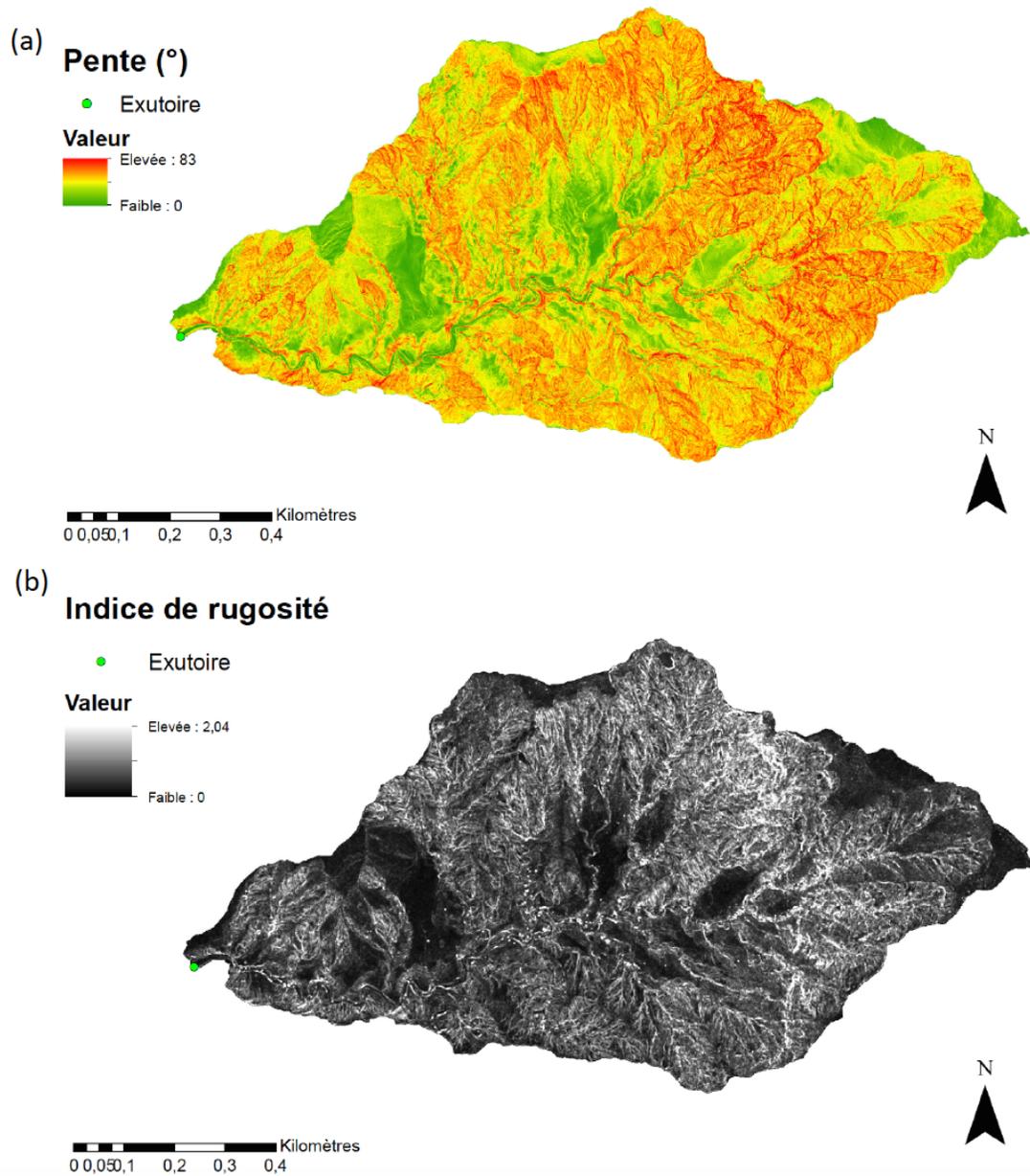


FIGURE 4.6 – Carte des pentes (a) et de rugosité (b) sur le bassin versant du Laval.

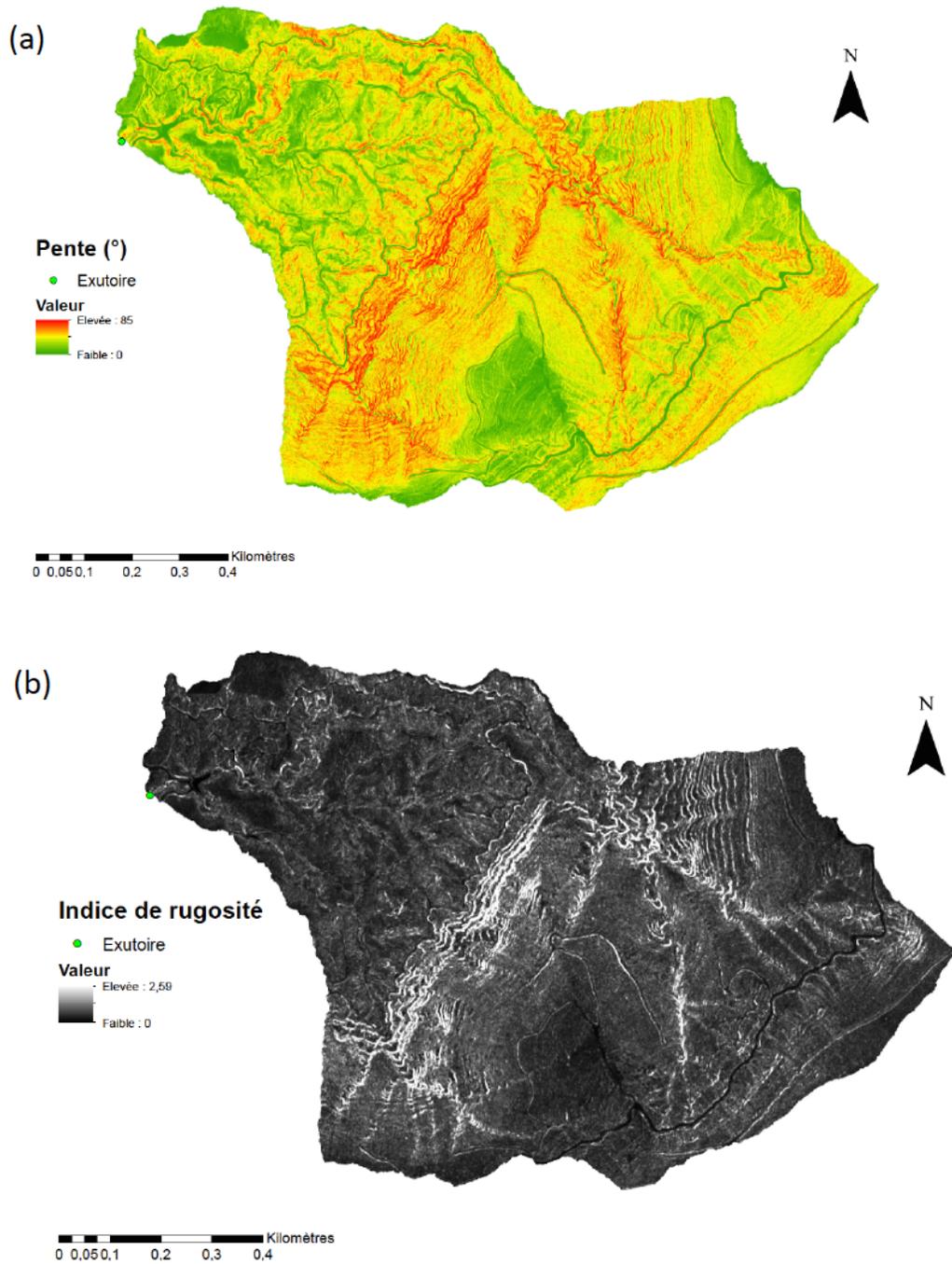


FIGURE 4.7 – Carte des pentes (a) et de rugosité (b) sur le bassin versant du Brusquet.

Concernant le Laval une diminution de l'IC est observée avec une diminution de l'indice de rugosité et ainsi une augmentation du facteur de pondération W sur la figure 4.6. Par exemple, ce constat se dessine clairement sur la région centrale du bassin à faible indice de connectivité (plage bleue) associée à une zone de faible indice de rugosité (Fig. 4.4 et 4.6). Néanmoins cette zone de faible indice de connectivité est également associée à une région de plus faible pente (plage de couleur verte allant de 0 à 30°) en comparaison au reste du bassin, par voie de conséquence l'IC semble être fortement relié à la pente. Il est intéressant de souligner que ces zones de pente faible sont liées également à des zones de végétation et même plus précisément aux zones forestières et forestières pionnières au regard de la carte de la végétation sur le Laval (Fig. 4.8). Ainsi un lien fort existe entre la connectivité des terrains à l'exutoire et la présence de végétation. Néanmoins cette analyse reste vraie uniquement lorsque les terrains sont loins de l'exutoire. A proximité de l'exutoire la connectivité reste très élevée quelles que soient la pente et la rugosité du terrain.

Ce dernier constat est moins vrai au niveau du bassin du Brusquet. En effet, des zones où la pente est plus forte et la rugosité élevée (Fig. 4.7) sont associées à des indices de connectivité plus élevés (Fig. 4.5), cependant il semblerait que la longueur du chemin de l'eau jouerait plus dans l'explication de la répartition spatiale de l'IC que la topographie du terrain. La connectivité de la partie Est du bassin est bien plus faible et plus éloignée de l'exutoire que la partie Ouest.

En conclusion, en matière de dynamique interne de flux sédimentaires, les deux bassins ne fonctionnent pas de la même façon. Le bassin du Brusquet se comporte presque comme deux sous-bassins en termes de connectivité, avec la partie Est du bassin plus éloignée et plus fortement déconnectée de l'exutoire en matière de potentiel d'acheminement de sédiments. La longueur du chemin de l'eau semble être le facteur prépondérant expliquant la valeur de connectivité observée en chaque point du bassin. Le bassin du Laval, quant à lui, met en avant le rôle que joueraient les pentes locales plus faibles, associées à des zones de végétation, sur la diminution des valeurs de connectivité. Ainsi un lien fort existe entre la connectivité des terrains au réseau de drainage principal, et ainsi à l'exutoire, et la présence de pentes faibles et de végétation mature. En outre, les valeurs de pente et de rugosité sont très fortement liées sur ces deux bassins. Des valeurs élevées de pente sont généralement associées à des valeurs élevées de rugosité.

Néanmoins la connectivité, dans cette étude, n'a pas été étudiée dans un contexte d'évènements spécifiques. Ce sont les propriétés générales du bassin versant qui ont été investiguées en produisant une carte de connectivité pour chaque bassin à un instant t . Ainsi le temps de résidence des sédiments à l'intérieur de chacun des deux bassins n'a pas été intégré à l'analyse. En effet la notion de temps n'est pas incluse

dans l'étude, pour le moment l'indice de connectivité est principalement calculé par rapport à la topographie. Inclure la notion de temps permettrait possiblement de savoir plus précisément comment la répartition spatiale de l'indice de connectivité met en avant les types de lien qui sont bloqués ou favorisés [Fryirs, 2013]. Les cartes de connectivité permettent d'obtenir des prédictions à l'échelle du bassin sur le stockage de sédiments. Une perspective de la présente étude serait d'aboutir à des cartes d'érosion en soustrayant les MNTs réalisés sur les deux bassins à partir des données lidar datant de 2015, qui ont été utilisées dans cette étude, et ceux qui pourraient être réalisés à partir de données lidar existantes sur l'année 2007. Ces cartes d'érosion seraient à mettre en lien avec les cartes de connectivité afin de vérifier leur pouvoir de prédiction sur les zones de stockage de sédiments sur chacun des bassins.

4.1.3 Synthèse et perspectives

Pour conclure, l'étude de la relation pente-aire drainée sur les deux bassins ne souligne aucune distinction significativement notable de la longueur de versant contributive avant le passage d'un transport diffusif dominant à advectif prépondérant. En conséquence, cette analyse ne met en avant aucune différence notable de types de processus d'érosion dominants, ainsi que de leur action sur une échelle spatiale sensiblement différente, entre les deux bassins. Cette absence de disparité peut s'expliquer par le fait que les terrains du bassin du Brusquet ne se sont pas encore ajustés aux 150 ans de reforestation. Ces terrains sont encore en état transitoire et ainsi la géologie du secteur jouerait plus fortement que les 150 ans de reforestation. Néanmoins, la présence d'une couverture végétale plus dense, sur le bassin du Brusquet, paraît pourtant déjà homogénéiser la plage de valeurs de pentes sur le bassin hautement végétalisé en comparaison au bassin moins densément végétalisé, le Laval.

En outre, bien qu'aucune dissimilitude significative de types de processus d'érosion dominants n'ait été observée entre les deux bassins, suite à l'analyse de la pente-aire drainée, l'indice de connectivité développée par [Cavalli et al., 2013] et jugeant de l'efficacité des processus de transport a été exploré. Une connectivité sédimentaire à l'exutoire amoindrie s'explique par un facteur prépondérant différent sur chacun des deux bassins. Sur le bassin du Brusquet, la longueur du chemin de l'eau semble être le principal facteur alors que pour le bassin du Laval ce serait les pentes locales plus faibles, associées à la présence de végétation, qui expliqueraient un abaissement de la connectivité sédimentaire à l'exutoire.

En perspective, dans un cadre plus large il serait profitable d'étendre cette étude

d'indicateurs morphométriques à d'autres bassins versants de la région de Draix aux caractéristiques similaires aux bassins du Laval et du Brusquet mais possédant des pourcentages de couverture végétale différents. La régionalisation de ces indicateurs pourrait, par la suite, permettre l'instauration d'une étude statistique de type ACP (Analyse en Composante Principale) où l'impact du pourcentage de couverture végétale sur les indicateurs sera exploré.

Un lien fort entre la pente et la végétation a été mis en avant, influant notamment sur la connectivité sédimentaire à l'exutoire et l'efficacité des processus de transport de sédiments. De ce fait, le lien végétation-topographie est investigué plus en détail sur le bassin du Laval dans la section suivante.

4.2 Analyse des relations végétation-morphologie sur le Laval

Afin de pousser l'analyse du lien végétation-topographie, les statistiques zonales par groupement de végétation, sur le bassin du Laval, vont être exposées dans cette partie. Ces statistiques sont traitées avec l'outil de géotraitement ArcGIS. La statistique zonale est définie, dans le cas présent, comme une statistique calculée pour chaque zone, la zonation étant définie au préalable pour un jeu de données en fonction des valeurs d'un autre jeu de données. Ces différentes données sont des rasters de valeurs. Ainsi une valeur en sortie est calculée pour chaque zone dans le jeu de données de zones en entrée. Dans l'actuelle étude, les statistiques zonales traitent de la répartition de la couverture végétale, et notamment des différents groupes végétaux, en fonction de données comme l'exposition et la pente qui seront détaillées dans cette partie suite à la présentation de la carte de la végétation sur le bassin du Laval. Au regard de certains critères, comme l'exposition ou la pente, se dégage-t-il des tendances en matière de peuplement et de maturité végétale ?

[Vallauri, 1997] a dressé une cartographie de la végétation du Laval au cours de son étude sur la dynamique de la restauration forestière sur substrats marneux dans le secteur du haut-provençal. La figure 4.8 illustre la carte des groupements végétaux répertoriés sur le bassin du Laval suite à l'insertion dans le SIG de Draix des cartographies au 1/2000^e déduites par [Mathys, 2006] suite au travail de D. Vallauri.

Il identifie les groupements végétaux ci-après :

- les sols nus ou substrats nus marneux (ravine, roubine) en érosion active et sans végétation ;
- les stades pionniers composés des mêmes substrats marneux mais colonisés soit par des espèces herbacées telle que la bauche (*Achnatherum calamagrostis* (L.) P. Beauv.), soit par des arbustes (argousier, *Hippophae rhamnoides* L., genêt cendré, *Genista cinerea* (Vill.), amélanchier, *Amelanchier ovalis* Medik) ou enfin soit par des arbres comme le pin sylvestre (*Pinus sylvestris* L.) ;
- la pelouse regroupant à la fois les pelouses où le brachypode, *Brachypodium pinnatum*, règne principalement, signe d'un sous-pâturage et les pelouses embroussaillées, graduellement colonisées par le genévrier (*Juniperus communis* L.), l'argousier, le genêt cendré et l'amélanchier ;
- le stade forestier pionnier où prédomine le pin sylvestre mais où subsiste également une part non négligeable de feuillus (érable, *Acer opalus*, Mill., sorbier, *Sorbus aria* (L.)) et d'arbustes (buis, genévrier, amélanchier) ;
- la chênaie pubescente, clairsemée lorsqu'elle est mêlée à une pelouse pâturée antérieure ou dense, bien que l'absence de sous-bois arbustif souligne l'influence encore présente du pâturage passé ;
- la hêtraie-chênaie lorsque le hêtre (*Fagus sylvatica*, L.) commence à apparaître au-dessus de 1100 m d'altitude.

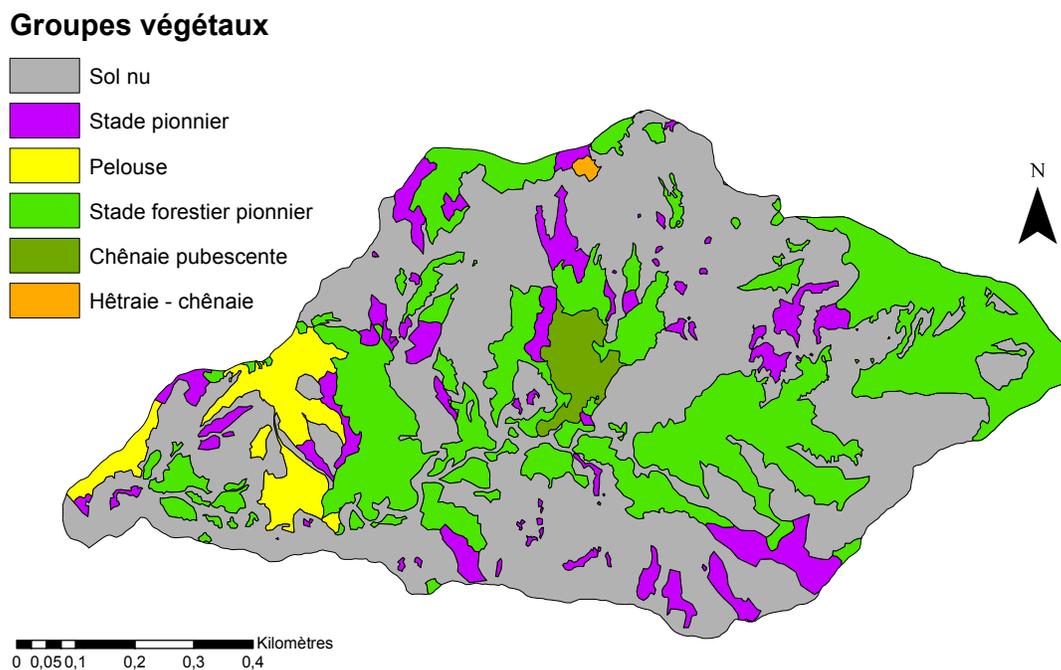


FIGURE 4.8 – Carte de la végétation du bassin versant du Laval issue des données de [Mathys, 2006].

4.2.1 Exposition-végétation

Des études ont montré que la répartition spatiale de la végétation est presque aussi importante que le pourcentage de couverture végétale. À titre d'illustration, l'étude menée par [Rey, 2004] a mis en exergue l'importance capitale de la présence de végétation en aval et dans le lit des ravines pour le piégeage de sédiments. Ainsi la prise en compte de l'hétérogénéité spatiale de la couverture végétale reste ouverte dans le cas du contrôle de l'érosion.

De ce fait, la répartition des groupements de végétation en fonction des diverses expositions a été investiguée sur le bassin du Laval. La surface cumulée qu'occupe chaque type de végétation pour chacune des huit différentes expositions a été répertoriée dans la figure 4.9. Pour des raisons de simplicité de lecture la distribution de

chaque groupement végétal, en fonction des différentes expositions, a été normalisée par la taille de ce même groupement végétal.

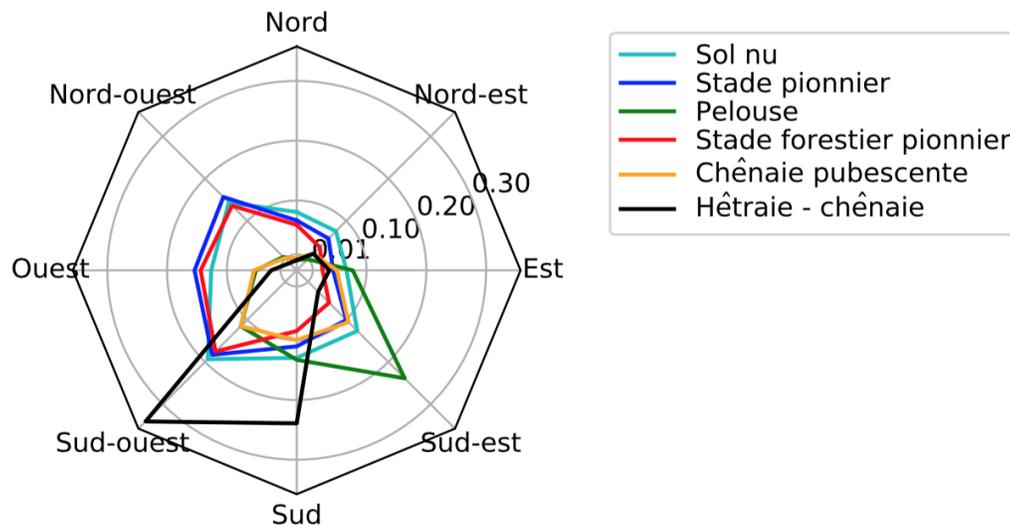


FIGURE 4.9 – Répartition des surfaces cumulées (km^2) par exposition et par groupement végétal, sur le bassin versant du Laval, normalisée par groupe de végétation.

Deux groupements végétaux semblent se dégager de la forme générale de répartition des surfaces cumulées par exposition : le groupement “Hêtraie - chênaie” ainsi que celui concernant la pelouse (Fig. 4.9). Le groupement “Hêtraie - chênaie” possède plus de surfaces exposées Sud et Sud-Ouest, la pelouse quant à elle abrite des surfaces exposées majoritairement Sud-Est, alors que la tendance générale révèle une grande majorité de surfaces orientées Sud-Ouest. Il est plausible que la pelouse soit moins exigeante en matière d’ensoleillement que les autres groupements végétaux alors que la hêtraie-chênaie nécessite encore plus d’ensoleillement que les autres types végétaux. Néanmoins, le groupement “Hêtraie - chênaie” correspond à celui possédant le moins de valeurs : presque cent fois moins de valeurs que la moyenne du nombre de valeurs pour chaque groupement (Tab. 4.1). En conséquence les résultats le concernant sont à manipuler avec précaution.

En effet, les différents groupements végétaux n’ont pas la même proportion et par voie de conséquence pas la même significativité statistique (Tab. 4.1).

TABLE 4.1 – Les différents groupes végétaux du bassin du Laval et leur proportion par rapport à la taille totale du bassin

Groupes végétaux	Proportions (%)
Substrats nus marneux	55,40
Stade pionnier	8,05
Pelouse	4,22
Stade forestier pionnier	30,20
Chênaie pubescente	1,98
Hêtraie - chênaie	0,15

De surcroît, l'effet d'exposition ne paraît pas majeur à l'échelle de tout le bassin lorsque le bassin du Laval et celui du Brusquet ont été comparés. Il ne semble pas, non plus, exister de claire dépendance entre les groupes de végétation et leur orientation. Il est également intéressant de souligner que la végétation paraît pousser plus facilement là où le sol est plat, comme nous pouvons l'observer dans la figure 4.10 où la fréquence de chaque groupement végétal tombant dans une exposition donnée est illustrée. Dans cette représentation les valeurs sont, à nouveau, normalisées par la taille du groupe végétal afin d'en simplifier la lecture. Les surfaces planes sont celles ne possédant pas d'orientation. Nous observons clairement, sur la figure 4.10, que les surfaces planes possèdent quasiment systématiquement les fréquences les plus élevées pour chaque groupe végétal. Une exception peut néanmoins être soulignée pour le stade forestier pionnier où environ 13 % de ce groupement se situe sur des surfaces planes alors que respectivement 18 %, 15 % et 16 % de ce groupe végétal se situe en exposition Sud-Ouest, Ouest et Nord-Ouest.

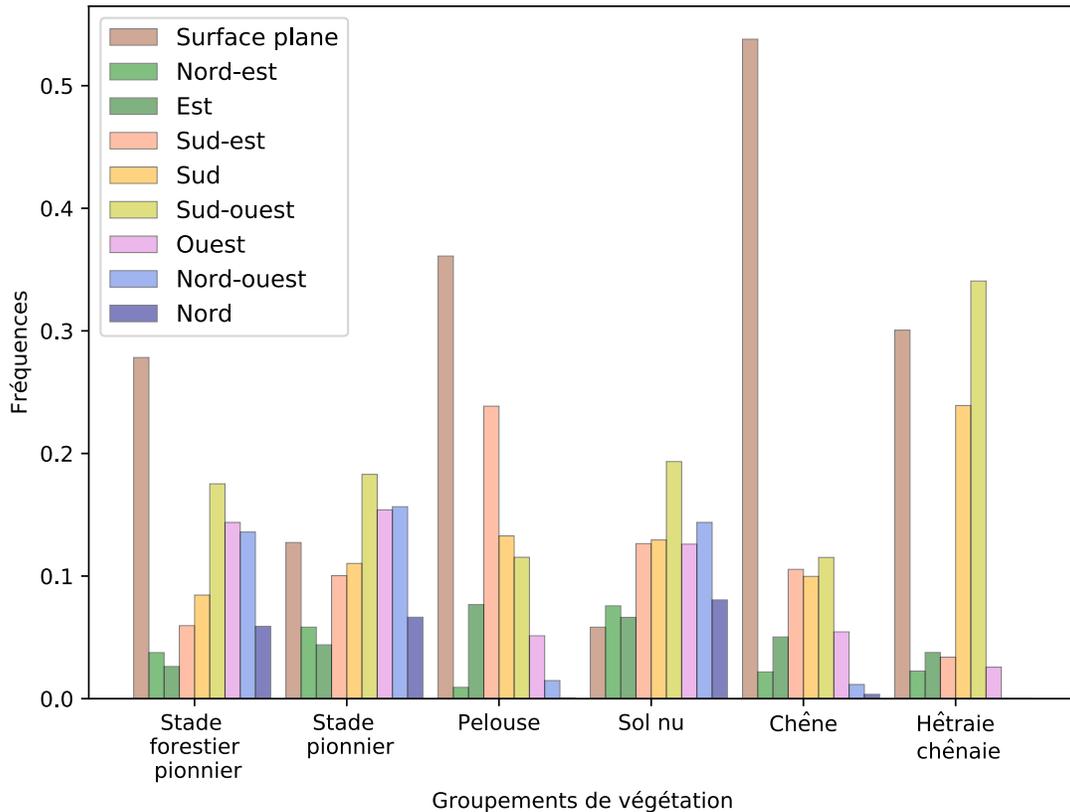


FIGURE 4.10 – Histogramme zonal des groupes de végétation et de l'exposition normalisé par groupements végétaux sur le bassin versant du Laval.

En résumé, il ne semble pas exister de nette dépendance entre les différents groupements végétaux et leur orientation, bien que la pelouse semble pousser plus significativement en orientation Sud-Est comparée à la tendance générale à l'orientation majoritaire Sud-Ouest observée chez chacun des autres groupements végétaux. Il est important de souligner que cette exposition Sud-Ouest représente également l'exposition principale du bassin du Laval en matière de surfaces cumulées (Fig. 3.18). Ainsi au regard du critère d'exposition il ne semble pas exister de lien clair entre une exposition privilégiée et le développement de la végétation. Ce constat ne concorde pas avec les conclusions des travaux de [Sole-Benet et al., 1997] qui énoncent que sur des “*badlands*” en zone méditerranéenne semi-aride, les faces Sud sont les moins végétalisées en raison du stress hydrique. En revanche les travaux de [Regüés et al., 2000],

portant sur des “*badlands*” méditerranéens subhumides, avancent que ce sont les faces Nord qui sont les moins végétalisées en raison des conditions thermiques froides. L’étude de [Regüés and Gallart, 1997] montre, également sur des bassins méditerranéens subhumides, que la végétation se développe plus faiblement sur les faces Nord à cause de la plus grande efficacité des cycles gel-dégel et de l’érosion associée. Cependant, dans notre étude, un développement préférentiel de la végétation sur les surfaces planes est distinctement observé (Fig. 4.10). Ce serait le lien végétation-pente, et donc topographie, qui pourrait influencer sur le développement de peuplements végétaux et la maturité végétale. Par voie de conséquence ce lien végétation-pente va être exploré dans la section suivante.

4.2.2 Pente-végétation

La distribution des groupements de végétation en fonction du degré de pente, sur le bassin du Laval, est exposée dans cette section. La figure 4.11 présente la répartition des pentes par type de végétation sur le bassin du Laval. Autrement dit l’étude, présentée ici, permet d’indiquer pour chaque groupe végétal la proportion du nombre de valeurs du groupe végétal tombant dans une gamme de valeur de pente donnée. La distribution des pentes pour chaque groupe végétal a été répertoriée pour 256 groupes de pentes différentes (Fig. 4.11).

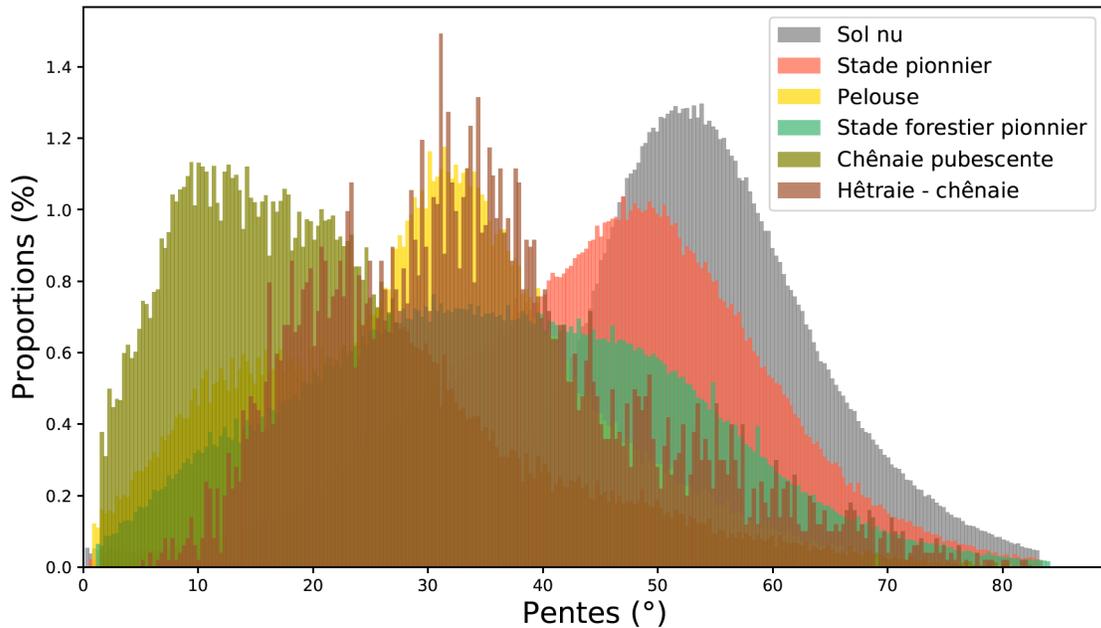


FIGURE 4.11 – Distribution des pentes par type de végétation sur le bassin du Laval.

Sur la figure 4.11 apparaît clairement une succession des différents groupes végétaux pour des degrés de pente croissants. La chênaie pubescente constitue le groupement végétal dont la distribution est la plus fortement décalée sur la gauche, c'est-à-dire pour de faibles degrés de pente. Ensuite vient la hêtraie-chênaie et la pelouse suivies par le peuplement forestier pionnier. Le stade pionnier s'ensuit pour finir par le sol dénudé dont la distribution est la plus fortement centrée sur la droite, ainsi pour de grandes valeurs de degrés de pente.

La forêt représente donc le type de végétation dont la distribution est la plus fortement décalée vers la gauche. Plus la forêt est mature, plus cette tendance est marquée. Néanmoins une nette différence est constatée entre les parcelles peuplées de chênaie, où la distribution des pentes est centrée autour d'une moyenne de 21° , et les parcelles peuplées de hêtraie-chênaie qui montrent une présence plus marquée sur des terrains un peu plus pentus, dont la moyenne des pentes s'élève à 33° (Fig. 4.11 ; Tab. 4.2). Il est donc intéressant de s'attarder sur l'âge des hêtraies et des chênaies situés sur les différentes parcelles afin de possiblement expliquer le décalage vers des pentes plus élevées de la hêtraie-chênaie en comparaison de la chênaie pubescente. Les études menées sur la Javie sur les trajectoires "chênaie pubescente" et "hêtraie",

par [Vallauri, 1997], ne soulignent pas de différence d'ancienneté significative pour ces deux trajectoires distinctes. En effet, sur la Javie 47 % des hêtraies étaient déjà boisées avant la Révolution française. Cette proportion est sensiblement identique pour les chênaies pubescentes de la Javie. Néanmoins ces études ont montré que le redéploiement naturel des hêtraies est favorisé par une exposition Nord et une altitude supérieure à 1000 m [Vallauri, 1997]. Ce dernier constat pourrait expliquer la présence moins marquée des hêtraies-chênaies sur le bassin du Laval en comparaison de la chênaie pubescente.

Par ailleurs, il semble se distinguer deux principaux groupes en matière de répartition de la distribution des pentes : les peuplements forestiers et la pelouse, pour les pentes les plus douces à moyennes, et le stade pionnier et les sols nus, pour les degrés de pente les plus élevés (Fig. 4.11).

La table 4.2 expose la pente moyenne pour chaque groupement végétal par ordre décroissant. Les sols nus et les stades pionniers possèdent des pentes moyennes supérieures à 43° alors qu'en dessous de cette valeur nous ne retrouvons que les pentes moyennes pour les peuplements forestiers et la pelouse. Il se distingue à nouveau deux principaux groupes en termes de distribution des pentes avec les peuplements forestiers et la pelouse, pour les pentes moyennes douces à modérées, et le stade pionnier et le sol nu se répartissant sur les moyennes de pentes les plus fortes.

De surcroît, la chênaie pubescente et la pelouse constituent les deux groupements présentant les pentes les plus faibles et dont la pente moyenne est même inférieure à 30°. La chênaie pubescente est, soit dense, soit clairsemée, mais alors mêlée à une pelouse pâturée antérieure. Ce dernier constat pourrait révéler que les plus faibles pentes locales permettraient possiblement l'installation de la végétation et sa distribution plus homogène dans l'espace, comme il en est question pour la pelouse et la chênaie pubescente en comparaison du stade forestier pionnier.

TABLE 4.2 – Les différents groupes végétaux du bassin du Laval et leurs pentes moyennes respectives (°) par ordre décroissant

Groupes végétaux	Pente moyenne (°)
Substrats nus marneux	51
Stade pionnier	44
Stade forestier pionnier	35
Hêtraie-chênaie	33
Pelouse	29
Chênaie pubescente	21

Afin de conclure, de manière générale il y a une corrélation entre la végétation de plus en plus ancienne et dense et la pente s'adouissant. La topographie et les pentes jouent également un rôle prépondérant sur la distribution spatiale et homogène de la végétation puisque la pelouse est le groupe végétal possédant une des pentes moyennes les plus faibles, au même titre que les peuplements forestiers plus matures que représentent la chênaie pubescente et la hêtraie-chênaie.

Ces derniers constats concordent avec les analyses décrites dans les travaux de [Robert, 1997] menés sur le bassin versant du Saignon, terrain marneux situé dans les Alpes-de-Haute-Provence, où l'effet modérateur du couvert végétal est mis en avant au regard de sa structure verticale et de sa densité. En effet, dans cette étude, il est constaté que le taux d'érosion diminue lorsque l'occupation du sol passe successivement de la marne dénudée à un couvert d'arbres isolés, puis à des couverts arbustifs et herbacés au sein desquels prévalent les genêts (*Genista sp.*) et l'aphyllanthe de Montpellier (*Aphyllanthes monspeliensis*), et finalement à un couvert de pins groupés [Rey et al., 2002, Rovéra et al., 1999]. Ainsi plus la végétation est dense et mature, plus le taux d'érosion est faible et associé à des pentes possiblement plus douces.

En conclusion, la pente, donc la topographie, semblent influencer plus fortement sur l'établissement de la végétation et sa maturité que l'exposition.

4.3 Conclusions

Les analyses menées dans ce chapitre soulignent un lien fort entre la pente et la végétation ainsi qu'entre la connectivité et la végétation. Néanmoins l'étude de la relation pente-aire drainée ne met pas en exergue une différence notable de fonctionnement entre les deux bassins reflétant possiblement que les 150 ans de reforestation jouerait moins que la géologie du terrain.

En outre, cette étude ne permet pas de résoudre l'ambivalence du lien entre la présence de pentes faibles et le développement de la végétation : la végétation pousse-t-elle préférentiellement sur de faibles pentes ou est-ce l'inverse, la végétation stabilise de faibles pentes en rendant les terrains moins productifs ?

Dans le chapitre suivant nous allons détailler comment l'effet de la végétation est incorporé dans un modèle d'évolution géomorphologique, afin de rendre compte de ce couplage fort entre la végétation, la topographie et l'érosion.

Chapitre 5

Développement du modèle d'évolution géomorphologique

Les chapitres 5 et 6 font l'objet d'un article soumis cette année dans la revue scientifique *Earth Surface Processes and Landforms*.

Une évaluation des travaux de restauration en matière de dynamique végétale, de composition ou de recouvrement végétal ne suffit pas à court terme. L'évaluation doit également porter à moyen et long terme, c'est pourquoi la modélisation se révèle être un outil d'évaluation intéressant [Burylo, 2010].

5.1 Présentation de l'outil de modélisation Landlab

Afin de mettre en place un modèle d'évolution géomorphologique, qui intègre l'influence de la végétation sur la dynamique géomorphologique, nous nous sommes tournés vers Landlab.

Landlab est une librairie python open-source conçue pour la construction de modèles numériques à deux dimensions concernant les processus dynamiques de surface [Hobley et al., 2017].

Landlab représente donc un environnement de modélisation à grande modularité qui permet de créer des modèles numériques à deux dimensions et de les coupler facilement entre eux. Landlab fournit divers composants permettant de calculer des flux

d'eau et d'érosion en fonction de différents processus sur un terrain maillé. En effet Landlab possède un outil de maillage permettant de créer, mettre à jour et gérer des données sur grilles.

En comparaison à d'autres modèles d'évolution géomorphologique, Landlab permet la construction de modèles géomorphologiques autorisant le suivi de flux sédimentaires et possède également un module de végétation plus poussé en matière d'écologie. En effet la distinction arbre, arbuste, herbe est présente, bien que le couplage érosion-végétation ne soit pas présent. Nous cherchons ainsi à terme à construire ce couplage dans Landlab. Dans un premier temps nous avons travaillé à modéliser l'influence de la végétation sur les processus érosifs.

5.2 Modèle développé

Afin de modéliser l'évolution topographique du terrain et la production sédimentaire sur les deux bassins versants à l'étude, nous avons choisi de travailler avec Landlab présenté dans le paragraphe précédent. Le travail mené dans ce travail de thèse pour le développement du modèle a ainsi consisté à choisir les composants de Landlab représentant au mieux les processus physiques d'érosion qui opèrent sur nos terrains afin de modéliser l'érosion de nos bassins versants. Ensuite les deux composants ont été couplés entre eux.

5.2.1 Éléments de base du modèle

Le modèle développé est un modèle hérité des modèles mécanistiques à base physique qui calcule et simule la distribution spatiale de l'érosion sur des grilles régulières (MNT).

Afin de modéliser l'érosion, deux composants pré-construits dans Landlab ont été choisis. Le premier permettant de modéliser le transport gravitationnel sur les versants, tandis que le second permet de décrire le transport de sédiments dans le réseau hydrographique.

Transport de sol gravitationnel

En raison de l'escarpement des terrains, le transport sur les pentes de Draix s'opère principalement par glissements de terrain superficiels, petites coulées de débris et

fluages de surface. Tous ces processus sont généralement déclenchés par les précipitations et le ruissellement. Nous avons donc choisi de recourir à une loi de diffusion non linéaire afin de modéliser les processus de pente. La loi de transport utilise la forme suggérée par [Ganti et al., 2012], qui est une approximation de la loi de transport d’Andrews-Bucknam évitant la problématique division par zéro [Roering et al., 1999]. La loi de transport gravitationnel est donnée par (Eq. 5.1) :

$$q_s = DS[1 + (\frac{S}{S_c})^2] \quad (5.1)$$

où q_s , le transport volumétrique moyen par unité de largeur ($[L]^2.[T]^{-1}$), S , est la pente locale du terrain (positif vers le bas), S_c , une pente critique, et D , le coefficient de transport avec pour dimensions la longueur au carré divisée par le temps ($[L]^2.[T]^{-1}$).

Lorsque les pentes sont faibles (sur de larges crêtes par exemple), la formulation non-linéaire se rapproche de la loi linéaire standard de fluage. Néanmoins lorsque les pentes se rapprochent de la valeur de la pente critique, S_c , le flux de sédiments s’accélère. Cette accélération, lorsque $S \rightarrow S_c$, est employée ici pour représenter, de manière simple, les processus de pente raide tels que les glissements de terrain superficiels et les laves torrentielles.

L’équation 5.1 permet de rendre compte d’une topographie réelle, où des pentes très élevées peuvent exister, bien qu’instables, en raison de la nature aléatoire des processus d’érosion de forte pente.

Il est nécessaire de souligner que les processus de transport gravitationnels décrits ici agissent sur le régolithe sur les pentes plutôt que sur le substrat rocheux frais. L’altération du substrat rocheux en régolithe n’est pas modélisée explicitement, car nous supposons qu’elle est suffisamment rapide pour garantir des conditions de transport limitées aux processus de transport gravitationnel. Cette hypothèse et ses conséquences seront discutées à la section 6.2.2.

Incision de rivière avec transport et conservation d’alluvion

En vue de modéliser le transport dans le réseau de drainage, une composante Landlab, qui implémente numériquement la formulation SPACE (loi puissance d’incision

de rivière avec conservation alluviale) de [Shobe et al., 2017], a été employée. La formulation SPACE est une loi de puissance hydraulique d’incision de rivière affinée permettant :

- Une représentation en deux couches qui distingue une couverture alluviale, aisément déplaçable, du substrat rocheux, plus solide et moins facile à éroder. Les paramètres pris en compte par le composant sont l’érodabilité de la couche alluviale et du substrat rocheux (et éventuellement un seuil d’entraînement) ainsi qu’une valeur H^* , régissant la répartition entre l’érosion alluviale et celle du substrat rocheux pour une profondeur alluviale donnée.
- La conservation, l’entraînement et le dépôt de sédiments, fondés sur la formulation de [Davy and Lague, 2009]. L’équilibre entre l’entraînement de sédiments et le dépôt est contrôlé par un autre paramètre, la vitesse de chute.

La combinaison de ces deux attributs fait de SPACE un composant flexible permettant la prise en compte des conditions de transport limité et de détachement limité de manière relativement simple. En d’autres termes, SPACE est conçu pour les cas de figure où la zone d’étude présente à la fois du matériel cohésif, dur, mais également du matériel sédimentaire non consolidé.

Les équations du taux d’entraînement de la couche alluviale E_s , celle du substrat rocheux E_b ainsi que le dépôt de matériel alluvial D_s (dimensions $[L].[T]^{-1}$), sont les suivantes (voir [Shobe et al., 2017] pour plus de détails) :

$$E_s = (K_s Q^m S^n - \tau_s) \left(1 - e^{-\frac{H}{H^*}}\right) \quad (5.2)$$

$$E_b = (K_b Q^m S^n - \tau_b) \left(e^{-\frac{H}{H^*}}\right) \quad (5.3)$$

$$D_s = \frac{Q_s}{Q} v_s \quad (5.4)$$

Où K_s and K_b sont respectivement les paramètres d’érodabilité des sédiments et du substrat rocheux, τ_s and τ_b représentent respectivement le seuil de puissance hydraulique requis pour l’entraînement des sédiments et l’érosion du substratum rocheux, H^* est une profondeur caractéristique liée à la rugosité du lit, et v_s , la vitesse de chute effective du sédiment transporté. Q désigne le débit liquide, Q_s , le

débit solide et H , l'épaisseur d'alluvion. Les paramètres m et n sont les exposants habituels de la loi de puissance hydraulique, pour lesquels on retient respectivement les valeurs de 0,5 et 1. Pour la présente étude, dans la mesure où la quantité de flux sédimentaire des bassins est beaucoup plus élevée que le taux d'érosion du substrat rocheux, nous supposons que l'érosion du substrat rocheux est négligeable ($E_b = 0$ m/an , $K_b \ll K_s$ et/ou $\tau_b \gg \tau_s$). Il reste donc quatre paramètres pour ce composant : K_s , τ_s , H^* and v_s .

Précipitation, ruissellement et débit

Le modèle d'évolution géomorphologique le plus simple suppose un taux de précipitation uniforme et constant. Par la suite ce taux est transformé en écoulement des eaux de surface en multipliant simplement les précipitations (ou l'intensité du ruissellement) par la surface drainée. Dans le présent travail, nous cherchons à distinguer l'effet de la végétation sur l'hydrologie (la relation entre précipitation et ruissellement) et sur l'érodabilité du sol (le lien entre le ruissellement et le flux sédimentaire).

Les données de débit mesurées à l'exutoire de chacun des bassins (Q_{outlet}) sont utilisées afin de définir l'intensité moyenne du ruissellement sur chaque évènement de crue, qui sera par la suite spatialisée sur tout le bassin en fonction de l'aire de drainée (Eq. 5.5) :

$$Q(x, y) = \frac{Q_{\text{outlet}}}{A_{\text{total}}} A(x, y) \quad (5.5)$$

Où $Q(x, y)$ et $A(x, y)$ sont successivement le ruissellement local et la surface drainée locale au point de coordonnées (x, y) du bassin. A_{total} représente l'aire drainée totale du bassin.

5.2.2 Le couplage versant-drain

Le composant de diffusion et SPACE ont été couplés afin de s'assurer que les sédiments mobilisés par diffusion sur les pentes sont ensuite disponibles pour le transport dans le réseau de drainage. Il est intéressant de souligner que dans le modèle, toutes les cellules de la grille ont été traitées de la même manière, sans séparer les cellules relatives aux pentes et celles localisées dans le chenal. La distinction entre versant et chenal émerge naturellement de la procédure de couplage décrite ci-dessous.

Suite à l'exécution du composant de diffusion, le changement de topographie généré par la diffusion est soit incorporé dans la couche alluviale, lorsque ce changement est positif (c'est-à-dire dépôt de sédiments mobiles dans les parties concaves du bassin versant), soit affecté au substrat rocheux lorsque le changement est négatif (autrement dit retrait de masse dans les zones convexes du bassin versant) (Fig. 5.1). Ceci implique qu'il n'y a pas de matériel alluvial sur les parties convexes de la topographie, par voie de conséquence l'unique processus actif sur ces surfaces est la diffusion. En revanche, dans les parties concaves du réseau de drainage, la diffusion remplit les cours d'eau avec les matériaux en provenance des pentes, qui pourront par la suite être mobilisés et transportés en aval. En conséquence, à la fois le transport par diffusion mais également le transport alluvial sont actifs dans les parties concaves du réseau de drainage. Ce couplage est essentiel puisque le processus de diffusion en lui-même ne fait que redistribuer la masse au sein de nos terrains et ne permet pas de l'exporter hors du bassin. Le processus de diffusion génère des sédiments sur les versants et les transfère dans le réseau de drainage afin qu'ils puissent être transportés par le composant Space.

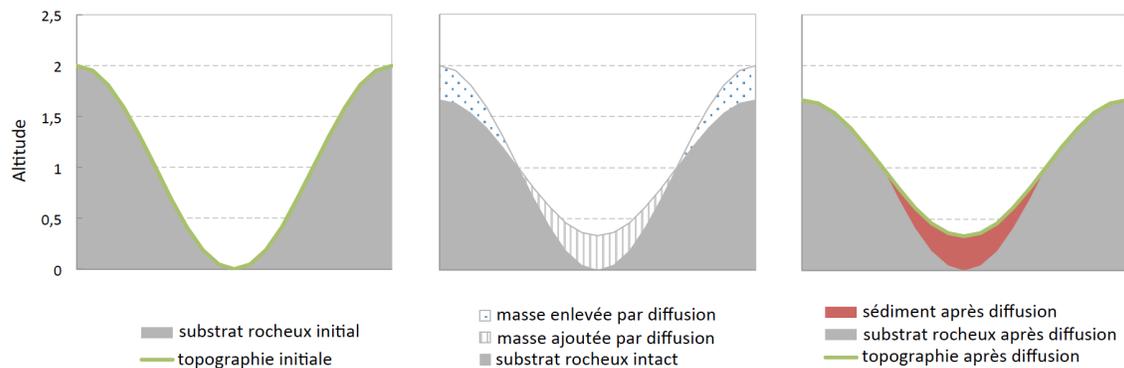


FIGURE 5.1 – Le couplage versant-drain.

5.2.3 Impact de la végétation

A vu de notre compréhension scientifique actuelle des interactions entre la végétation et les processus de surface, la végétation peut influencer sur les paramètres suivants de notre modèle :

- La pente critique S_c , qui représente l’angle limite pour une pente stable. D’un point de vue de la mécanique des sols, elle peut facilement être modifiée par la végétation, par exemple par la présence de racines [Burylo, 2010].
- Le coefficient de diffusion D , qui désigne la susceptibilité du matériel de surface à être mobilisé par les processus de diffusion de versants (signification large de “diffusion”, comprenant glissements de terrain, coulées de débris et fluage). Comme énoncé précédemment par [Istanbulluoglu and Bras, 2005], ce coefficient peut être affecté par la présence de végétation qui augmente la cohésion du sol.
- Le coefficient d’érodabilité des sédiments K_s , qui prend en compte la susceptibilité du matériel alluvial à être entraîné par le transport fluvial/advectif.
- Le seuil d’entraînement des sédiments par la loi de puissance hydraulique τ_s .

Par la suite nous avons employé une procédure de calibration afin d’évaluer dans quelle mesure ces paramètres sont affectés par la présence de végétation.

5.3 Calibration

5.3.1 Hypothèses et paramètres fixés

Le modèle développé et présenté au sein de la section 5.2 comporte un grand nombre de paramètres pouvant conduire à une équifinalité dans la procédure de calibration. En conséquence, nous avons choisi de réduire le nombre de paramètres à calibrer en fixant les valeurs de certains d’entre eux en fonction d’hypothèses raisonnables pouvant être établies sur le site d’étude.

Des études de terrain détaillées et menées sur le long terme dans les cours d’eau de l’Observatoire de Draix-Bléone ont montré que les lits étaient alternativement remplis de sédiments alluviaux ou curés jusqu’au substrat rocheux, suivant un cycle annuel dicté à la fois par le régime des températures et celui des précipitations. Ce cycle a été décrit auparavant dans la section 3.3.3 et peut se résumer comme suit : le régolithe mobile est produit sur les pentes en hiver par les processus liés au gel, les précipitations printanières permettent de débiter le transfert du régolithe vers le réseau de drainage et remplissent les lits en amont, enfin les crues estivales et autom-

nales transportent les sédiments à travers le système et finalement hors de ce dernier, de sorte que le substrat rocheux est exposé à nouveau dans les lits des cours d'eau à la fin de l'automne [Mathys, 2006, Bechet et al., 2016]. Ce fonctionnement suggère que la plupart des sédiments produits sur les pentes chaque année sont exportés à la fin de l'année. En conséquence, la première hypothèse consiste à supposer qu'il n'y a pas de stockage dans le bassin versant à l'échelle annuelle. Cette dernière déclaration n'est manifestement pas vraie à l'échelle événementielle.

Les données du bassin du Laval indiquent que 80 % de la production sédimentaire se produit sous forme de matériel en suspension avec un diamètre médian mesuré de 10 microns [Le Bouteiller et al., 2011]. Nous avons donc utilisé la loi de Stokes pour calculer une vitesse de sédimentation de 10^{-4} m/s. Une valeur aussi peu élevée implique qu'il y ait peu de dépôts intermédiaires et de réentraînement des sédiments dans le bassin. Comme il a été énoncé ci-dessus, cette hypothèse n'est pas vraisemblable à l'échelle événementielle, en particulier car le transport de la charge de fond a été négligé. Néanmoins ce postulat est raisonnable à l'échelle annuelle au vu du fonctionnement saisonnier des bassins décrit précédemment.

Le modèle de diffusion englobe tous les processus de pente tels que le fluage du sol, les glissements de terrain peu profonds et les micro-laves torrentielles. De tels mouvements de masse peuvent être engendrés par les précipitations, le ruissellement, le vent et l'activité humaine. Dans les bassins versants de Draix la principale source de transfert de sédiments est l'eau (précipitation et ruissellement), qui déstabilise le régolithe non cohésif. De ce fait, nous avons fait l'hypothèse dans le modèle que le composant de diffusion est actif uniquement lors des événements de crue.

Le paramètre H^* indique comment l'énergie disponible pour l'érosion est partagée entre l'entraînement des sédiments et l'incision du substrat rocheux. Il peut être lié à une rugosité caractéristique du substrat rocheux, de sorte que pour une profondeur de sédiment inférieure à H^* , l'écoulement "voit" le substrat rocheux et peut interagir avec lui [Shobe et al., 2017]. D'après les observations de terrain, le substrat rocheux, lorsqu'il est apparent peut présenter des marches et des ruptures par blocs avec une taille de l'ordre de quelques centimètres. Par conséquent, nous avons fixé la valeur de H^* à 10 cm.

Enfin, afin d'évaluer la valeur de la pente critique dans la loi de diffusion, S_c , nous avons tout d'abord recherché une convergence de gradient lorsque la courbure est égale à zéro d'après [Roering et al., 1999]. Cependant, une telle tendance n'a pas été trouvée en raison, probablement, de la petite taille des ravines. La figure 5.2 expose la distribution cumulée des pentes sur les bassins du Laval et du Brusquet.

La distribution des pentes est très similaire sur chacun des deux bassins avec 92 % des pentes en dessous de 1,48. Les valeurs maximales de pente s'élèvent à 4,7 pour le Laval et 5,5 pour le Brusquet, ces dernières correspondant à des pentes instables d'un point de vue géologique. Nous avons finalement adopté une valeur de pente critique de telle sorte que 92 % des pentes soient en dessous de ce seuil, soit $S_c = 1,48$ pour le Laval et le Brusquet.

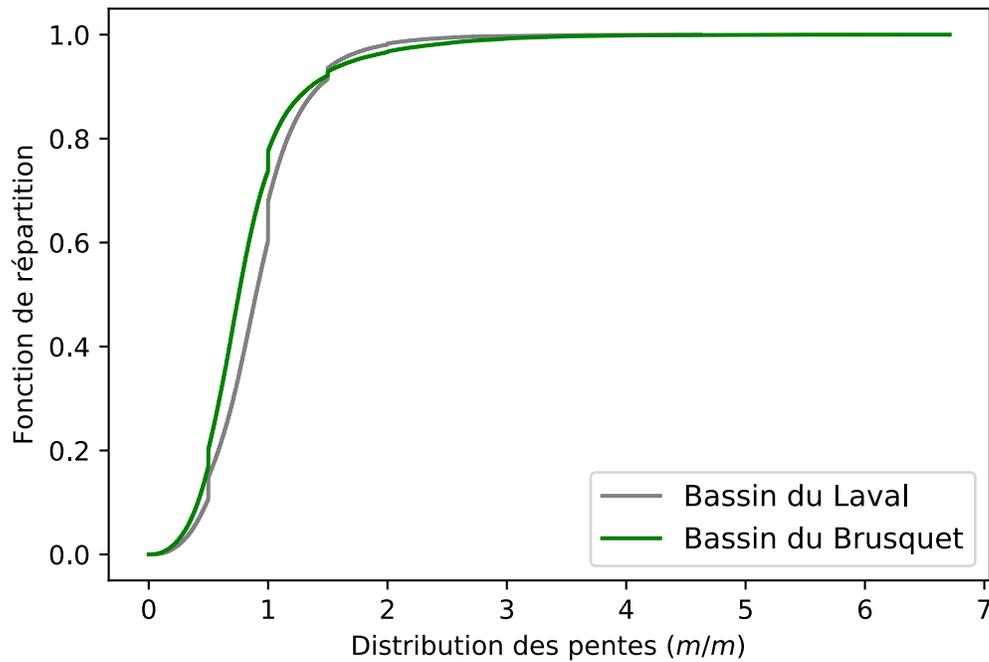


FIGURE 5.2 – Distribution des pentes sur les deux bassins versants.

5.3.2 Procédure de simulation

En premier lieu nous avons employé, en entrée du modèle, la série de données d'évènements de crue qui a été mesurée à l'exutoire de chacun des bassins. Il est nécessaire de souligner que ce jeu de donnée inclut uniquement les crues qui ont fourni des sédiments à l'exutoire, autrement dit des crues effectives d'un point de vue géomorphologique. Pour chacune de ces crues, le ruissellement total (m) et la durée de crue ($jours$) ont été extraits en utilisant des critères hydrologiques de base fondés sur le

niveau de l'eau et sa variation dans le temps. La figure 5.3 illustre les valeurs annuelles du ruissellement total (m), du nombre de crues, de la durée de crue cumulée (*années*), du débit moyen en crue (l/s) ainsi que la durée de crue moyenne (*jours*) pour les deux bassins versants. Les valeurs moyennes sont résumées dans la table 5.1. En raison de la présence de végétation, les crues efficaces sur le Brusquet ont tendance à être moins fréquentes, plus longues et avec un débit moyen plus faible que les crues efficaces du bassin du Laval. En moyenne, la durée de crue totale par année est plus faible de 40 % sur le Brusquet en comparaison du bassin du Laval et le débit moyen en crue est presque trois fois moins élevé au Brusquet qu'au Laval. La lame d'eau ruissellée annuelle est cinq fois plus faible au Brusquet qu'au Laval, indiquant qu'une plus grande quantité d'eau est perdue, soit par évapotranspiration, soit par l'infiltration profonde. L'impact de la végétation sur l'augmentation de l'évapotranspiration et de l'infiltration, et sur le ralentissement du ruissellement sont clairement visibles dans cet enregistrement.

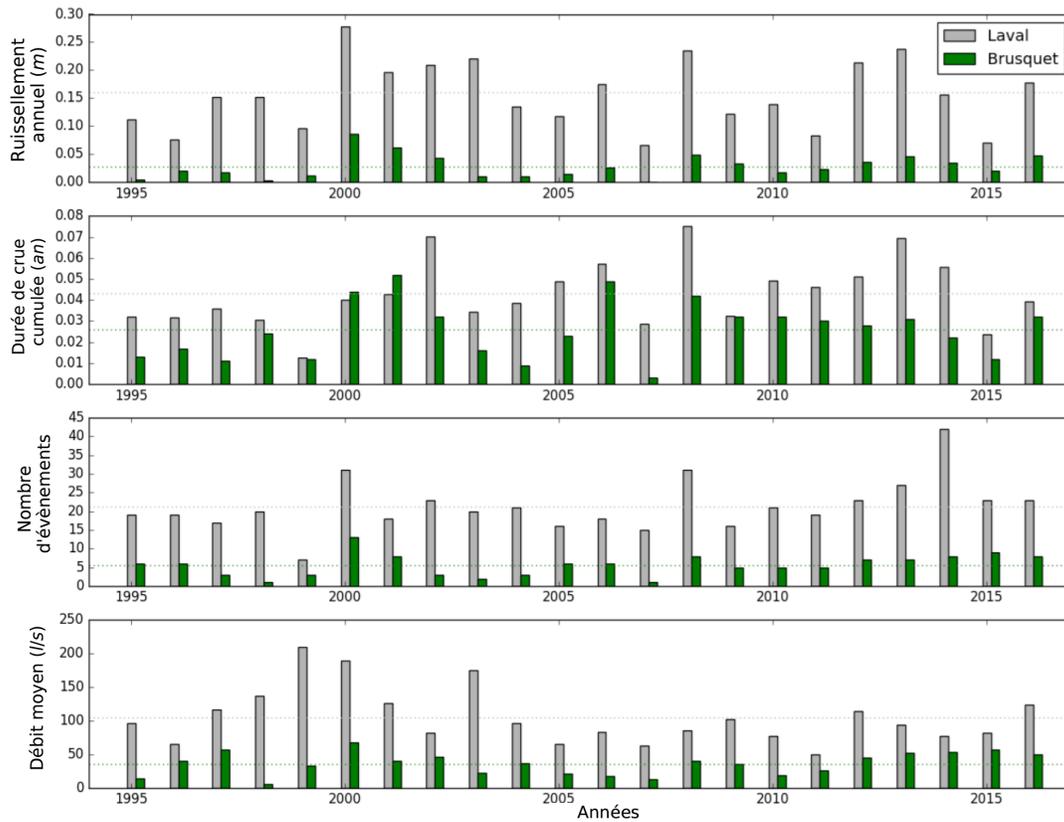


FIGURE 5.3 – Résumé des caractéristiques des évènements de crue érosifs sur les deux bassins pour chaque année, de 1995 à 2016.

TABLE 5.1 – Valeurs moyennes des évènements de crues érosives caractéristiques sur les deux bassins versants

Bassin	Ruissellement annuel (m)	Durée de crue cumulée (jours)	Nombre annuel de crues	Débit moyen en crue (l/s)	Durée de crue moyenne (jours)
Laval	0,16	15,7	21,3	104,9	0,75
Brusquet	0,028	9,4	5,6	35,9	2,05

En second lieu, le modèle est mis en oeuvre sur un terrain quadrillé avec une taille

de cellule de 2 x 2 m. La topographie est définie à partir de MNTs construits sur chacun des deux bassins depuis des données topographiques lidar datant de 2015. Les limites des bassins versants sont imperméables aux écoulements d'eau et de sédiments à l'exception de l'exutoire du bassin constituant une frontière ouverte. Le réseau de drainage est calculé à l'aide d'un algorithme de routage de l'écoulement le long de la ligne de plus grande pente (implémenté en utilisant les composants Landlab "*FlowDirector*" et "*FlowAccumulator*" ; [Shobe et al., 2017]), et n'est pas mis à jour pendant la durée des simulations (un an).

Nous avons employé un jeu de données de 23 années, allant de l'année 1994 à 2016, et exécuté une séquence de 23 simulations d'une durée de un an. Pour chaque année la simulation débute avec la même topographie initiale, sans aucun sédiment stocké dans le système (la profondeur de la couche alluviale est de zéro). Nous avons utilisé pour chaque année la séquence réelle d'évènements de crues observée. Pour chaque crue les étapes suivantes sont réalisées :

1. Le composant de diffusion non linéaire est exécuté sur la durée de la crue.
2. La topographie, l'altitude du substrat rocheux et la profondeur alluviale sont actualisées en retirant la masse du substrat rocheux lorsque le changement d'élévation est négatif et en ajoutant des sédiments dans la couche alluviale là où le changement d'élévation est positif.
3. Un champ de débit est calculé en multipliant l'intensité du ruissellement de crue par la surface drainée.
4. Le composant SPACE est exécuté sur la durée de la crue en fonction de ce champ de débit. Il faut souligner que, dans certains cas, la conservation de la masse nécessite l'utilisation d'un pas de temps plus petit que la durée de la crue durant cette étape.

À la fin de l'année, il est calculé (1) la quantité de sédiments exportés à l'exutoire $V_{\text{exporté}}$, (2) la quantité de sédiments stockés dans la couche alluviale $V_{\text{stocké}}$, ainsi que (3) la somme de ces deux quantités, constituant la quantité totale de matériels érodés, en provenance des pentes, par les processus de diffusion opérant sur les versants, $V_{\text{érodé}}$. Nous avons défini le ratio d'exportation (ER) comme étant le rapport entre $V_{\text{exporté}}$ et $V_{\text{érodé}}$.

5.3.3 Procédure de calibration

La production sédimentaire annuelle observée sur les bassins du Laval et du Brusquet depuis 1994 jusqu'à 2016 sert de jeu de données de calibration, autrement dit les 23 points de données pour chaque bassin (voir figure 3.11 dans la section 3.3.2).

Nous avons mené la première calibration sans utiliser de seuil d'entraînement dans loi de puissance hydraulique du composant SPACE ($\tau_s=0$ m/an). Nous avons réalisé la calibration dans le but de rechercher les valeurs du coefficient de diffusion D et du coefficient d'entraînement des sédiments K_s qui satisfont au mieux les deux objectifs suivants :

- Les flux annuels simulés se rapprochent autant que possible des flux annuels observés (23 points de données), c'est-à-dire qui minimisent RMSE (racine carrée de l'erreur quadratique moyenne) (Eq. 5.6) :

$$RMSE = \sqrt{E((flux_{\text{observé}} - flux_{\text{simulé}})^2)} \quad (5.6)$$

- Le ratio moyen d'exportation (MER) est proche de 90 % afin de s'assurer qu'il n'y ait quasiment pas de stockage dans le système à l'échelle annuelle. Nous n'avons pas choisi une valeur de 100 % de ratio moyen d'exportation car la discrétisation de la topographie induit toujours quelque stockage localisé.

La procédure de calibration vise à minimiser la fonction de calibration F_{cal} :

$$F_{cal} = |MER - 0,90| + \alpha RMSE \quad (5.7)$$

Le poids accordé au coefficient α indique l'importance attribuée à chaque objectif. Nous avons choisi de nous tourner vers une tolérance similaire pour un écart de MER de son objectif de 0,1 (c'est-à-dire MER = 0,8 ou 1) et pour une erreur de prédiction moyenne égale à l'écart-type du flux annuel observé σ_{flux} . Ceci implique que $\alpha = \frac{0,1}{\sigma_{flux}}$.

En premier lieu, les simulations sont exécutées sur toutes les années dans le but d'explorer plusieurs ordres de grandeur pour les valeurs de K_s et de D . Pour chaque paire de K_s et de D , la RMSE normalisée ($NRMSE = \frac{RMSE}{\text{flux moyen observé}}$), le ratio moyen d'exportation MER et F_{cal} sont calculés sur les 23 années. En second lieu, le travail de simulation se concentre sur la plage de valeur optimale identifiée de K_s et de D en procédant à la méthode de calibration de type "leave-one-out" et de

validation croisée. Cette dernière méthode consiste à exécuter, pour chaque année, la procédure de calibration sur les 22 autres années, puis à utiliser les valeurs obtenues de K_s et de D pour prédire le flux de sédiments sur l'année restante et le comparer à la valeur observée. Cette méthode permet de calibrer le modèle et de l'évaluer en même temps en estimant sa capacité de prédiction.

Une seconde calibration est ensuite menée avec une valeur libre du seuil d'entraînement τ_s , afin de déterminer si l'intégration de ce paramètre améliore les prédictions du modèle. Dans la mesure où, dans ce travail de simulation, il est visé de reproduire les flux annuels de sédiments semblables à ceux observés ainsi qu'un ratio d'exportation proche de 90 %, la valeur de D est fixée à partir de la valeur obtenue lors de la première calibration et ce sont les valeurs optimales de τ_s et de K_s qui sont recherchées. Afin d'atteindre un flux sédimentaire exporté similaire, une augmentation de τ_s doit être compensée par une augmentation de K_s . Ce dernier constat peut se traduire par une contribution plus importante, au flux sédimentaire annuel, des crues possédant des débits plus élevés en comparaison aux crues détenant des débits plus faibles. Nous avons testé une large gamme de valeur de τ_s , et pour chaque valeur de τ_s , nous avons investigué le K_s le plus optimal minimisant F_{cal} .

Chapitre 6

Résultats de la modélisation et retour processus

Dans ce chapitre nous présentons et nous discutons les résultats de la calibration du modèle décrit dans le chapitre 5.

6.1 Calibration

6.1.1 Calibration sans seuil

Tendance générale

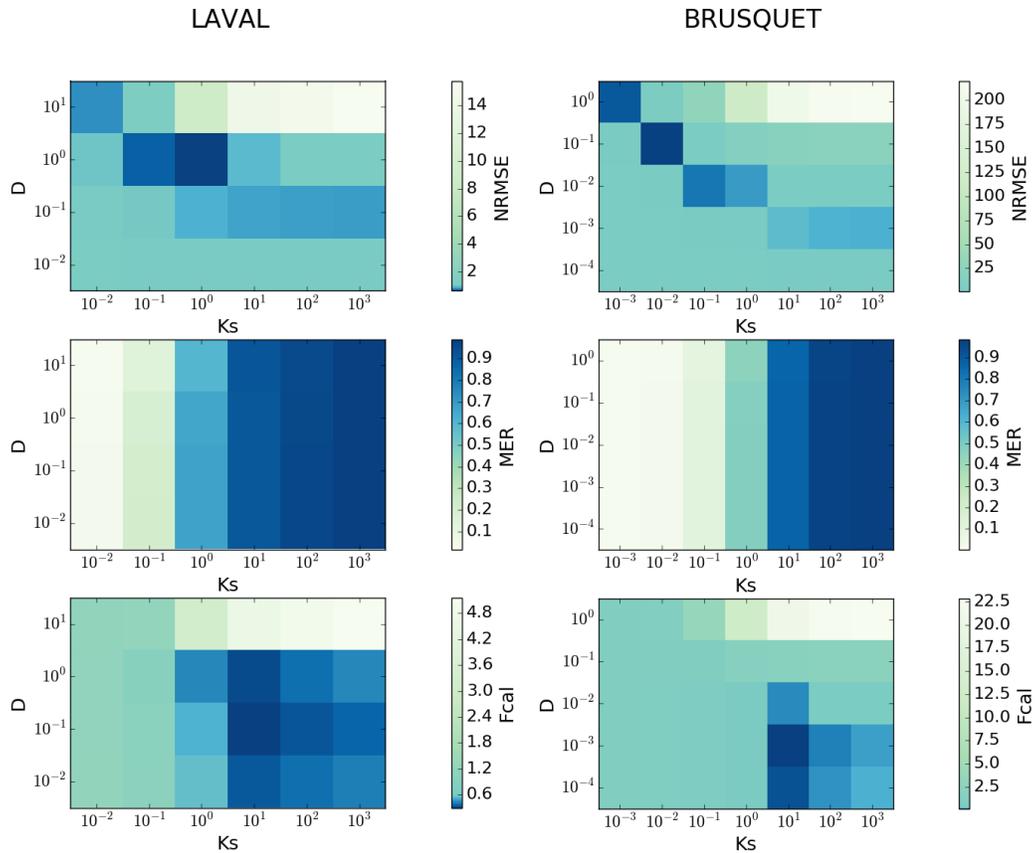


FIGURE 6.1 – Illustration de NRMSE, MER et F_{cal} en fonction de D et de K_s sur les deux bassins. Chaque patch de couleur est obtenu à partir de 23 simulations longues d’une année chacune. K_s est en $m^{-1/2}an^{-1/2}$ et D en m^2an^{-1} .

La figure 6.1 indique comment la RMSE normalisée, NRMSE, le ratio moyen d’exportation MER ainsi que la fonction de calibration F_{cal} évoluent sur une large gamme de valeurs de K_s et de D sur le Laval et le Brusquet. La plage optimale de valeurs de D

et de K_s afin de minimiser la NRMSE est différente de la gamme optimale de valeurs pour assurer un taux d'exportation de 90 %. En ce qui concerne le Laval, la plage optimale de K_s et de D afin de minimiser F_{cal} est $K_s \approx 10 \text{ m}^{-1/2}\text{an}^{-1/2}$ et $D \approx 0,1 \text{ m}^2\text{an}^{-1}$. Pour le Brusquet, l'échelle de valeur optimale est $K_s \approx 10 \text{ m}^{-1/2}\text{an}^{-1/2}$ et $D \approx 0,001 \text{ m}^2\text{an}^{-1}$.

Il convient également de noter ici que le ratio moyen d'exportation MER dépend principalement de K_s , avec une relation positive. Au contraire, le volume total érodé des pentes, défini comme étant la somme du volume exporté du bassin versant et du stockage alluvial à la fin de l'année, dépend uniquement de D , avec une corrélation positive. Un coefficient de diffusion D plus élevé signifie que davantage de matériel est détaché des pentes. Un coefficient d'entraînement K_s supérieur témoigne qu'une plus grande fraction de ce matériel est transporté jusqu'à l'exutoire. Enfin, le volume exporté dépend à la fois de D et de K_s . Par conséquent, la NRMSE calculée sur le volume exporté dépend conjointement de D et de K_s .

Calibration croisée sur le Laval

La figure 6.2 illustre un exemple de calibration croisée pour le Laval, où NRMSE, MER et F_{cal} varient en fonction de D et de K_s pour l'ensemble des données sans l'année 2000. Le ratio d'exportation dépend majoritairement de la valeur de K_s alors que la NRMSE est influencée par les deux paramètres. Les valeurs optimales minimisant F_{cal} sont, dans le cas présent, $K_s = 7 \text{ m}^{-1/2}\text{an}^{-1/2}$ et $D = 0,52 \text{ m}^2\text{an}^{-1}$. Avec de telles valeurs de K_s et de D , le modèle prédit un flux sédimentaire de 10533 tonnes pour l'année 2000 tandis que le flux sédimentaire observé est de 11782 tonnes. L'erreur de prédiction de cette validation croisée est donc de 8,6 % pour l'année 2000.

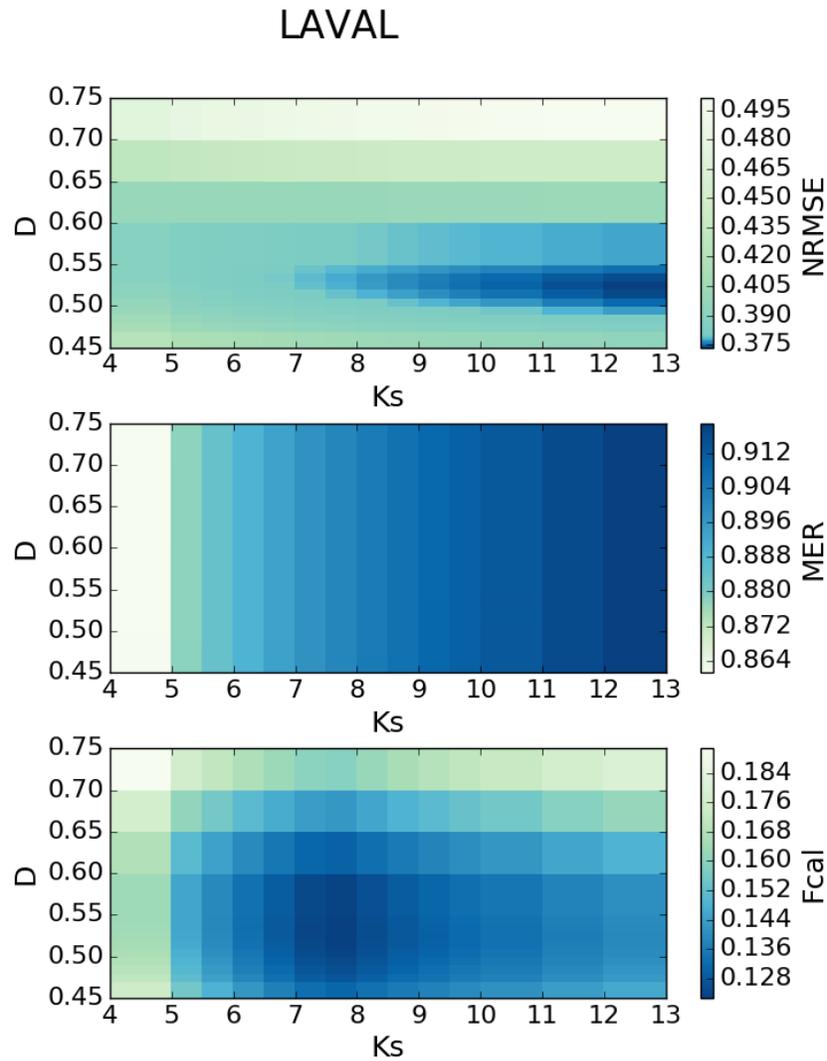


FIGURE 6.2 – Illustration de NRMSE, MER et F_{cal} en fonction de D et de K_s sur le bassin du Laval sans l’année 2000. Chaque patch de couleur est obtenu à partir de 22 simulations longues d’une année chacune.

Une procédure similaire est réalisée pour toutes les années. Les valeurs optimales résultantes de K_s et de D , ainsi que les erreurs de prédiction correspondantes sont présentées dans la figure 6.3. Pour le Laval, les valeurs calibrées de D vont de 0,52 à 0,55 avec une valeur moyenne de $0,53 \text{ m}^2\text{an}^{-1}$. Les valeurs calibrées de K_s s’éche-

lonnent de 7 à 7,5 avec une valeur moyenne de $7,28 \text{ m}^{-1/2}\text{an}^{-1/2}$. Le modèle prévoit des flux sédimentaires annuels avec une erreur s'étalant de -64,9 à 84,4 %. La performance de prédiction peut être caractérisée avec une valeur moyenne de l'erreur absolue qui s'élève à 28,6 %.

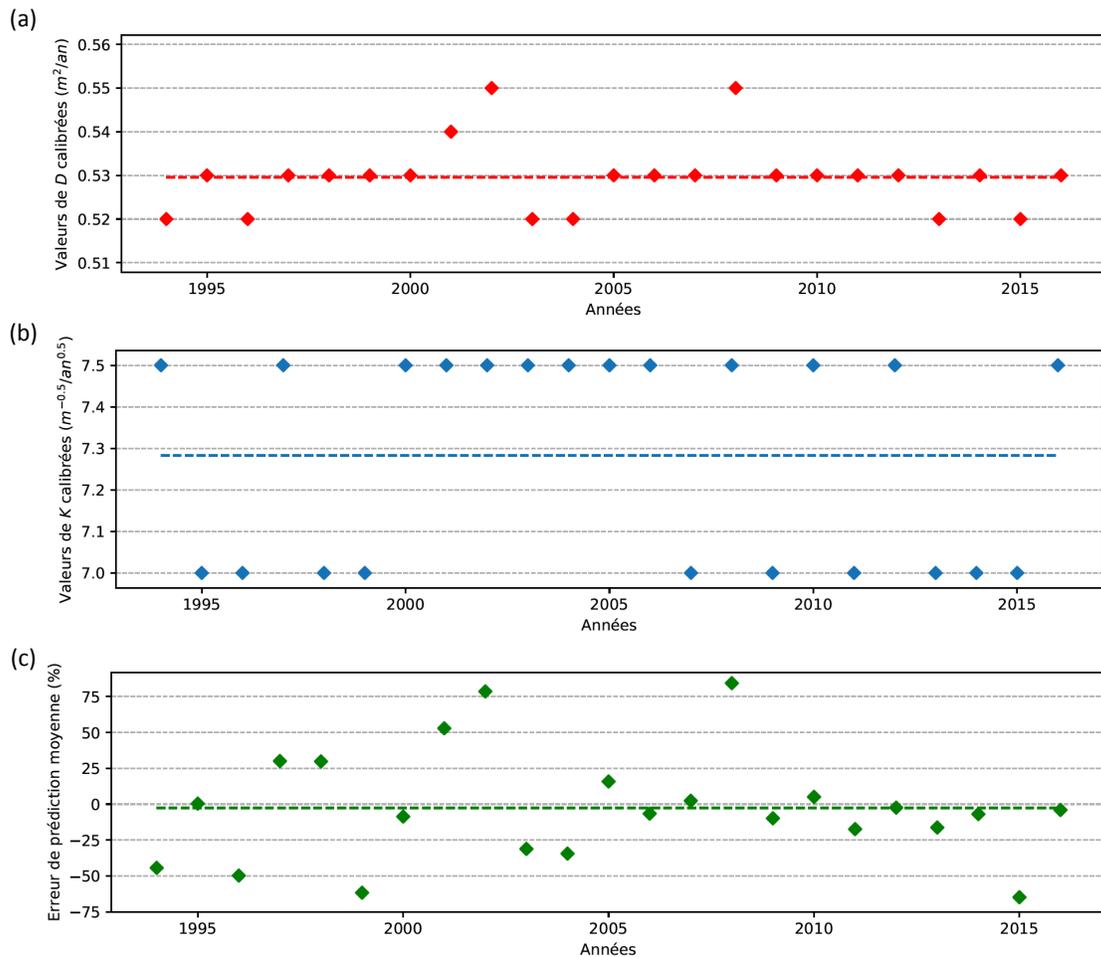


FIGURE 6.3 – Représentation des valeurs de D (a), de K_s (b), et des erreurs de prédiction (c) optimales issues de la méthode de calibration de type “*leave-one-out*” et de validation croisée sur les 23 dernières années sur le bassin du Laval. Les lignes en pointillé indiquent les valeurs moyennes.

La méthode de calibration de type “*leave-one-out*” et de validation croisée permet également d’identifier les points de données qui s’écartent de la tendance générale

et pourraient affecter la calibration. Concernant le Laval, les valeurs calibrées de D qui s'éloignent le plus des valeurs calibrées moyennes sont obtenues pour les années 2002 et 2008. Ces deux dernières années sont aussi les années pour lesquelles la performance de prédiction du modèle est la plus faible (erreurs de prédiction de 78 % et de 85 % respectivement). En revanche, la variabilité observée pour la valeur de K_s calibrée ne semble pas être liée aux performances de prédiction du modèle.

Calibration croisée sur le Brusquet

La figure 6.4 expose un exemple de calibration croisée pour le Brusquet, où la NRMSE, le MER et F_{cal} évoluent en fonction de K_s et de D . À partir de ces résultats, les valeurs optimales des paramètres pour minimiser F_{cal} sont $K_s = 13 \text{ m}^{-1/2}\text{an}^{-1/2}$ et $D = 0,0038 \text{ m}^2\text{an}^{-1}$. Avec de telles valeurs de K_s et de D , le modèle prédit un flux sédimentaire de 17 tonnes pour l'année 2004 tandis que le flux observé s'élève à 18,5 tonnes. L'erreur de prédiction de cette validation croisée est, par conséquent, de 8,3 % pour l'année 2004.

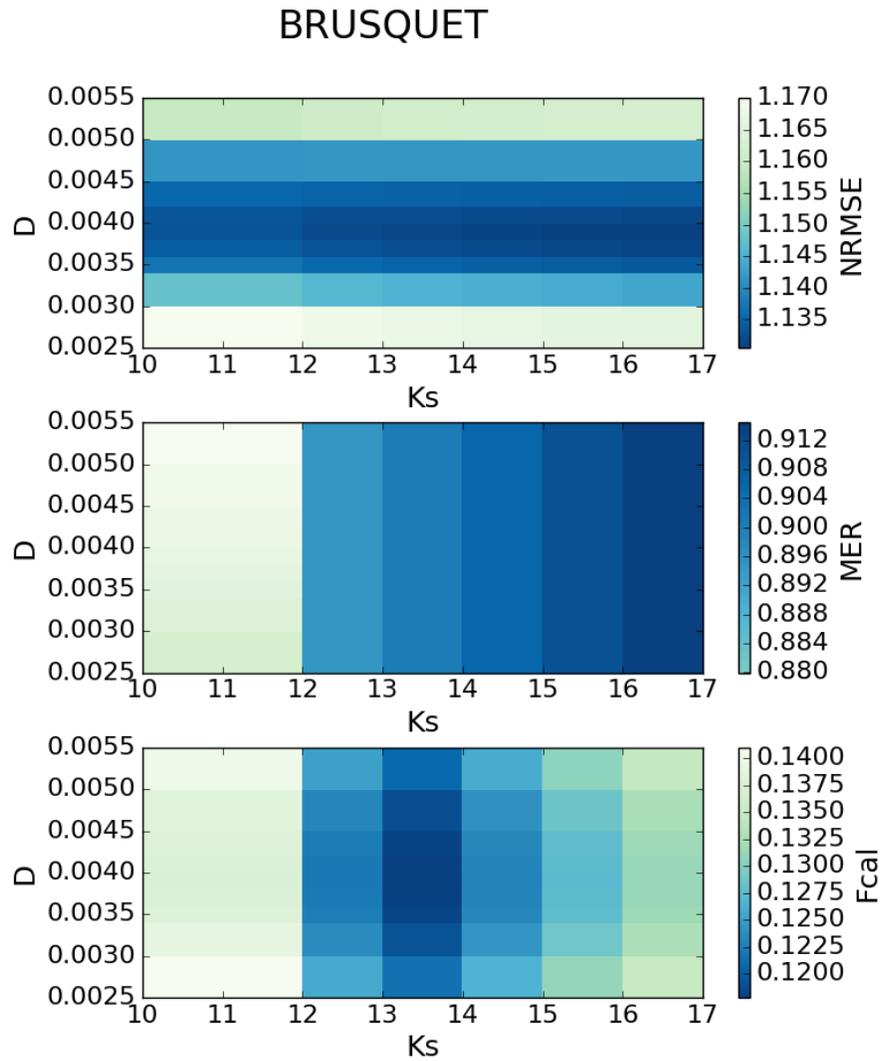


FIGURE 6.4 – Illustration de NRMSE, MER et F_{cal} en fonction de D et de K_s sur le bassin du Brusquet sans l'année 2004. Chaque patch de couleur est obtenu à partir de 22 simulations longues d'une année chacune.

Une procédure identique est effectuée sur toutes les années. Les valeurs optimales résultantes de K_s et de D , ainsi que les erreurs de prédiction correspondantes sont présentées dans la figure 6.5. Pour le Brusquet, les valeurs calibrées de D s'échelonnent de 0,0034 à 0,0042 avec une valeur moyenne de 0,0038 m^2an^{-1} . Les valeurs calibrées de K_s se répartissent de 12 à 14 avec une valeur moyenne de 13,5 $\text{m}^{-1/2}\text{an}^{-1/2}$. Le

modèle prédit des flux sédimentaires annuels avec une erreur allant de -90,2 à 1446 %. La valeur moyenne de l'erreur absolue de prédiction est de 211 %.

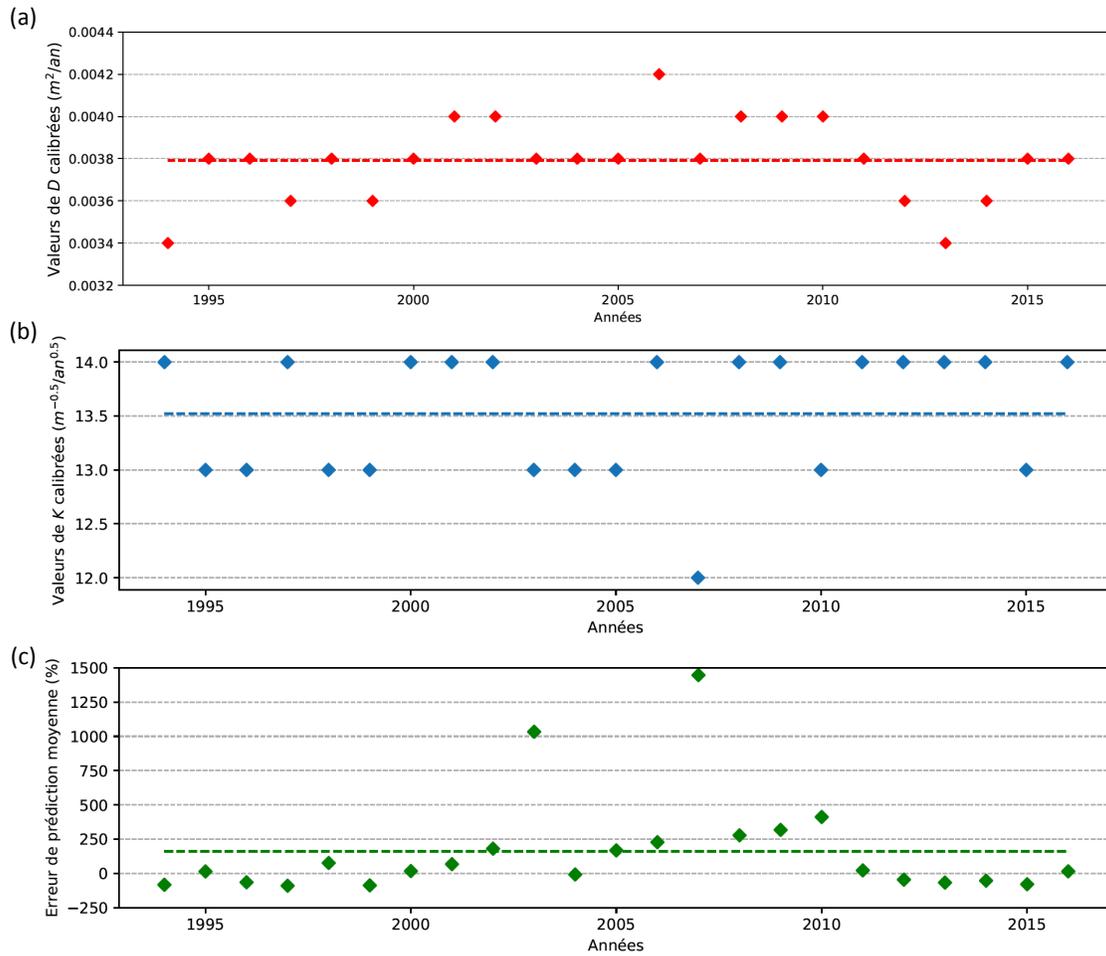


FIGURE 6.5 – Représentation des valeurs de D (a), de K_s (b), et des erreurs de prédiction (c) optimales issues de la méthode de calibration de type “*leave-one-out*” et de validation croisée sur les 23 dernières années sur le bassin du Brusquet. Les lignes en pointillé indiquent les valeurs moyennes.

6.1.2 Calibration avec seuil

Pour une large gamme de valeurs de τ_s , la figure 6.6 présente la valeur optimale de K_s afin de minimiser F_{cal} , la valeur résultante de F_{cal} ainsi que l'erreur de prédiction moyenne pour le Laval et le Brusquet. Pour atteindre un ratio d'exportation similaire, une augmentation de τ_s nécessite une augmentation de K_s .

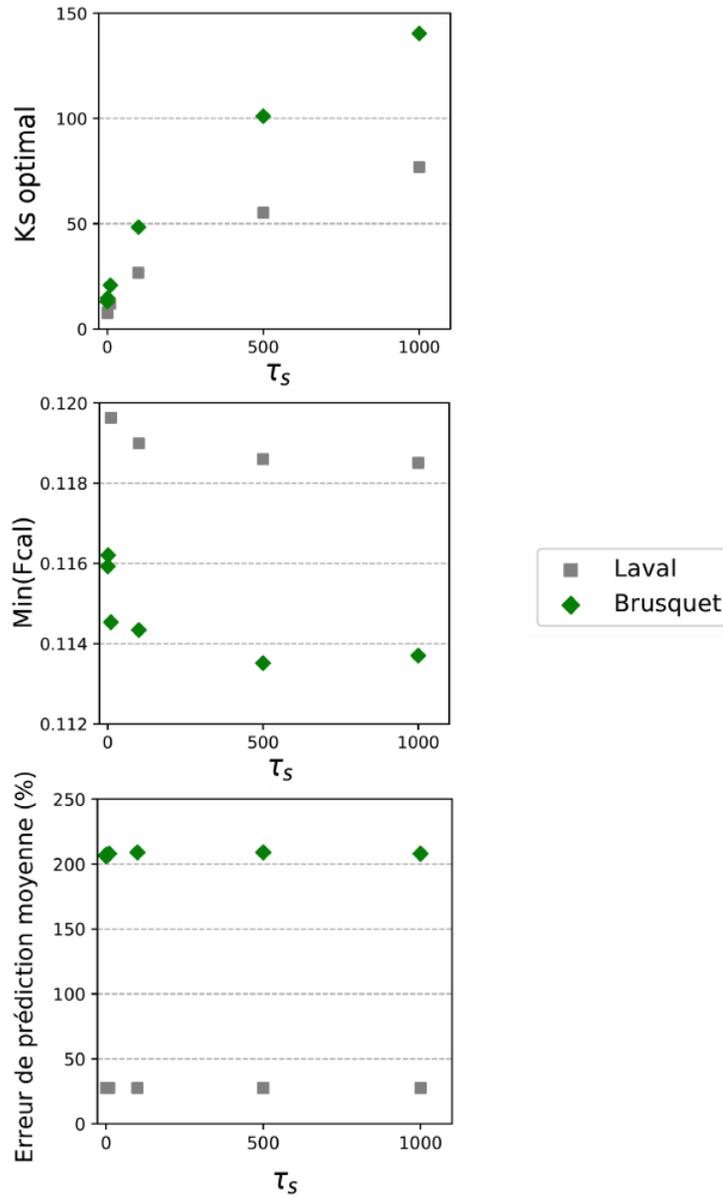


FIGURE 6.6 – Valeur optimale de K_S afin de minimiser F_{cal} , la valeur résultante de F_{cal} ainsi que l’erreur de prédiction moyenne pour le Laval et le Brusquet pour une gamme de valeur de τ_s (τ_s en m/an).

En ce qui concerne le Laval et le Brusquet (Fig. 6.6), l’ajout d’un seuil associé à une augmentation de K_s entraîne une légère amélioration de la calibration avec des va-

leurs minimales de F_{cal} qui diminuent. Néanmoins l'ajout de ce seuil ne conduit pas à une meilleure efficacité de prédiction du modèle, puisque l'erreur moyenne de prédiction absolue (obtenue à partir de la méthode de calibration de type "leave-one-out" et de validation croisée) demeure de 28,6 % et de 211 % pour le Laval et le Brusquet respectivement.

Pour le Laval, il est intéressant de souligner que l'utilisation d'un seuil tend à améliorer la qualité de la prévision pour les années 2002 et 2008 (l'erreur est respectivement de 1,2 % et de 2,1 % plus petite que sans seuil) tandis qu'elle dégrade la prédiction pour certaines autres années. Nous n'observons aucune tendance générale concernant le changement de capacité de prédiction du modèle. Au sujet du Brusquet, l'addition d'un seuil dégrade la qualité de la prédiction pour l'année 2007, qui est d'ores et déjà la prédiction la moins juste, et améliore quelques autres années sans tendance générale identifiable.

6.2 Discussion

6.2.1 Impact de la végétation sur le coefficient de diffusion

Les valeurs moyennes calibrées de K_s pour le Laval et le Brusquet sont relativement similaires et respectivement de 7,28 et de 13,5 $\text{m}^{-1/2}\text{an}^{-1/2}$. En revanche, les valeurs moyennes calibrées de D sont respectivement de 0,53 et de 0,0038 m^2/an . Cette différence de deux ordres de grandeur est reliée à la disparité des flux sédimentaires observée entre les deux bassins (voir figure 3.11 dans la section 3.3.2). Le modèle est forcé par les données hydrologiques réelles (série d'évènements de crues) et non par les précipitations. En conséquence, les paramètres calibrés indiquent comment le bassin versant réagit à l'hydrologie, autrement dit comment le sol est érodé et transporté par le ruissellement. Ainsi, la différence entre les valeurs de D calibrées signifie que la sensibilité des sols à l'érosion est beaucoup plus grande sur le bassin versant du Laval que sur celui du Brusquet. La lithologie étant similaire sur les deux bassins versants (marnes du Jurassique), cette différence est attribuée à la couverture végétale qui est plus importante sur le Brusquet que sur le Laval. En outre, tandis que la végétation est généralement pensée comme agissant à la fois sur le régime hydrologique (qui à son tour engendre de l'érosion) et sur l'érodabilité des sols, dans le cas présent il est possible de quantifier spécifiquement son effet sur l'érodabilité des sols puisque l'hydrologie est déjà incluse en tant qu'entrée du modèle. La calibration démontre que le reboisement vieux de 150 ans, sur le bassin du Brusquet, a entraîné un fort

renforcement de la cohésion du sol. Ce renforcement est possiblement dû, en premier lieu, à une amélioration mécanique de la cohésion par les racines comme décrit par [Burylo et al., 2011, Rey, 2004], mais aussi à des changements dans la biochimie des sols avec une augmentation de la matière organique reliée positivement à la stabilité des agrégats du sol [Erktan et al., 2016].

Afin d'évaluer dans quelle mesure la différence de production sédimentaire entre les deux bassins est due à une disparité dans la relation pluie-ruissellement, et quelle part est liée à une dissemblance d'érodabilité du sol, nous avons décidé de procéder à la série de simulations suivante :

- pour chaque bassin versant, la simulation de référence est obtenue avec son propre ensemble de paramètres calibrés (K_s et D) ainsi que ses séries temporelles de ruissellement,
- ensuite, des simulations sont exécutées en employant les valeurs de D et de K_s calibrées sur l'autre bassin versant, ou en adoptant les séries chronologiques de ruissellement de l'autre bassin. Les résultats sont exposés dans la table 6.1.

Sur le Brusquet, forcer le modèle avec le ruissellement du Laval augmente la production sédimentaire d'un facteur 1,7 par rapport à la référence, alors que l'utilisation des paramètres du Laval (K_s et D) accroît la production sédimentaire d'un facteur 130. À l'inverse sur le Laval, forcer le modèle avec le ruissellement du Brusquet diminue la production sédimentaire d'un facteur 1,8 tandis qu'employer les paramètres du Brusquet amoindrit la production sédimentaire d'un facteur 134. La différence des paramètres d'érodabilité (principalement D) entre le bassin du Brusquet reboisé et le bassin du Laval dénudé a donc beaucoup plus d'impact sur la production sédimentaire que la disparité du régime de ruissellement. En conclusion, sur ce site, la végétation agit principalement sur l'érosion en réduisant l'érodabilité du sol plutôt qu'en diminuant le ruissellement de surface.

Bassin du Brusquet		
	K_s et D du Brusquet	K_s et D du Laval
Ruissellement du Brusquet	51	6640
Ruissellement du Laval	88	
Bassin du Laval		
	K_s et D du Laval	K_s et D du Brusquet
Ruissellement du Laval	13904	104
Ruissellement du Brusquet	7776	

TABLE 6.1 – Flux de sédiments annuels simulés moyens (tonnes) sur les bassins versants du Brusquet et du Laval en utilisant les séries chronologiques de ruissellement du Laval ou du Brusquet et les valeurs calibrées de D et de K_s sur le Laval ou sur le Brusquet

6.2.2 Végétation, altération et érosion

Dans le modèle actuel, une description simple de l'érosion sur versant a été adoptée, consistant en un processus de diffusion non limité par la profondeur. Nous observons que la végétation influence grandement le coefficient multiplicatif de cette loi de diffusion. Cependant, dans de nombreux cas, la diffusion est limitée en profondeur, à savoir qu'elle est active uniquement là où un régolithe altéré/sol est disponible pour être transporté. Dans un tel cas de figure, les valeurs calibrées de D dans le présent modèle renseignent possiblement à la fois sur le taux d'altération contrôlant la disponibilité du sol/régolithe mais également sur la sensibilité de ce sol/régolithe à l'érosion. Une valeur élevée de D indique que le taux d'altération et l'érodabilité du sol sont tous deux élevés. Une faible valeur de D révèle que le taux d'altération ou l'érodabilité du sol, voire les deux, sont faibles.

Comme énoncé précédemment concernant l'érodabilité du sol, les processus d'altération contrôlant la disponibilité du sol mobile/régolithe peuvent, également, être affectés par la végétation. D'une part, les processus liés au gel sont des facteurs importants de production de régolithe au niveau des bassins versants de Draix (voir section 3.4.2) [Rovéra and Robert, 2005], et la végétation atténue les écarts/variations de température dans le sol en évitant l'exposition directe au soleil et en protégeant la surface du rayonnement nocturne (voir section 2.1.2) [Rey et al., 2002]. Par conséquent, la végétation peut ralentir la production de régolithe. D'autre part, la végétation améliore l'activité biochimique du sol, qui est en général fortement liée à l'altération. Cette dernière assertion est cohérente

avec les observations sur le terrain, au niveau des bassins de l’Observatoire de Draix-Bléone, dévoilant que la formation de sol et la teneur en carbone sont associées positivement à la croissance végétale et son âge (voir section 2.1.2) [Erktan et al., 2016]. Par conséquent l’effet de la végétation sur le taux d’altération dans les bassins versants de Draix est de deux types : sur un terrain végétalisé, la végétation favorise l’altération biochimique du sol alors que sur un terrain dénudé, l’absence de végétation facilite l’altération mécanique du régolithe. La différence entre les valeurs de D obtenues pour le Laval, principalement dénudé, et le Brusquet végétalisé suggère que (1) le régolithe généré par le gel est plus érodable que le sol et/ou (2) l’altération par le gel est plus rapide que l’altération biochimique.

Il convient également de souligner que la végétation présente sur le bassin du Brusquet n’a été réintroduite qu’il y a 150 ans. La pédogénèse est un processus long et les propriétés du sol au Brusquet peuvent possiblement encore être dans une phase transitoire. En effet, cette dernière assertion concorde avec l’étude de la relation pente-aire drainée que nous avons menée sur les deux bassins et qui souligne que la géologie du terrain jouerait plus que les 150 ans de reforestation puisqu’aucune différence notable de fonctionnement n’a été observée entre les deux bassins (voir section 4.1.1). De la même manière, une recolonisation naturelle par la végétation a été observée ces dernières décennies dans le bassin du Laval, étant majoritairement dénudé, et peut avoir un impact sur la production sédimentaire dans le futur. Des recherches supplémentaires sont donc nécessaires pour intégrer la dynamique végétale et du sol dans le cadre de la modélisation et la coupler à l’érosion.

6.2.3 Comparaison des valeurs de K_s et de D avec des études à plus long terme

La calibration fournit des valeurs du coefficient de diffusion D et du coefficient d’érodabilité de la couche alluviale K_s pouvant être comparées aux valeurs de la littérature. Ceci est d’autant plus important que la présente étude est fondée sur un ensemble de données de 23 ans, alors que les modèles d’évolution géomorphologique sont généralement utilisés sur des échelles de temps beaucoup plus longues. En ce qui concerne le coefficient de diffusion D , nous observons que la valeur calibrée sur le Laval ($0,53 \text{ m}^2\text{an}^{-1}$) est beaucoup plus élevée que les valeurs rapportées par les études précédentes qui se situent généralement autour de 10^{-3} [Small et al., 1999, McKean et al., 1993, Hanks et al., 1984]. Cependant, notons que dans notre étude le

composant de diffusion n'est actif que durant les épisodes de crue, soit en moyenne 4 % de l'année pour le bassin du Laval, alors que la plupart des études à long terme simulent un processus de diffusion continu. Une valeur équivalente du coefficient de diffusion sur le Laval dans un contexte de diffusion continue serait de $0,023 \text{ m}^2\text{an}^{-1}$, ce qui est plus proche de la plage de valeurs habituelles.

Les valeurs du coefficient d'érodabilité de la couche alluviale K_s obtenues, respectivement 7,3 et $13,5 \text{ m}^{-1/2}\text{an}^{-1/2}$ pour les bassins versants du Laval et du Brusquet, sont également beaucoup plus élevées que celles rapportées dans les études précédentes, comprises entre 10^{-7} et 10^{-3} [Brocard and Van Der Beek, 2006, Van Der Beek and Bishop, 2003, Stock and Montgomery, 1999]. Cela peut résulter de différentes raisons. Tout d'abord, ce coefficient concerne l'entraînement d'une couche mobile alluviale, tandis que dans les applications classiques de la loi de puissance hydraulique le coefficient d'érodabilité se réfère au détachement de matériel du substratum rocheux cohésif par abrasion ou arrachement [Whipple, 2004]. De plus, l'hypothèse d'absence de stockage peut engendrer le choix de valeurs élevées irréalistes de K_s afin d'assurer le transport de la plupart du matériel alluvial. La figure 6.1 montre que la recherche d'un ratio d'exportation de 50 % à 60 % approximativement déplacerait la valeur optimale de K_s vers 1, et qu'aucune contrainte sur le ratio d'exportation aboutirait à des valeurs encore plus petites pour le Brusquet (environ 10^{-2}). Une autre explication possible des grandes valeurs de K_s pourrait être liée à la formulation de l'équation 5.2. Le second terme du côté droit a tendance à diminuer l'entraînement des alluvions lorsque la profondeur des alluvions est inférieure à H^* , ce qui se produit fréquemment sous l'hypothèse d'absence de stockage de sédiments. Enfin, les valeurs calibrées élevées de K_s pourraient également résulter d'une mise à l'échelle erronée de l'entraînement des sédiments avec le débit, c'est-à-dire une valeur incorrecte de l'exposant m dans l'équation 5.2. De récentes études ont suggéré que le paramètre m pourrait varier en fonction de la dynamique de la largeur du chenal [Attal et al., 2008] ou des statistiques de tempêtes [Deal et al., 2018, Lague, 2014]. En outre, bien qu'une valeur de $m = 0,5$ soit conforme à la loi classique de transport de sédiments de Meyer-Peter-Muller pour des graviers, un exposant plus élevé pourrait être nécessaire pour la prise en compte de sédiments plus fins. Dans le cas d'une incision de type "détachement limité", [Whipple, 2004] a également suggéré que l'exposant n pourrait être affecté par le processus physique provoquant l'incision, avec des valeurs élevées pour l'abrasion de la charge en suspension. Des travaux futurs pourraient être menés sur la mise en place de nouvelles calibrations avec différentes valeurs de m , n et H^* afin d'étudier leur effet sur la production sédimentaire et les valeurs de K_s .

Enfin, rappelons que le modèle que nous proposons n'autorise pas l'incision du substratum rocheux, ce qui signifie qu'il va prédire un aplatissement de la topographie du "badland" sur le long terme à mesure que les crêtes s'érodent progressivement (Fig. 6.7). En effet, sur la figure 6.7 est illustrée l'évolution de la topographie du bassin du Laval après 400 ans de simulation. En rouge sont représentées les zones érodées alors que le bleu expose les dépôts et le blanc aucun changement de topographie. Nous remarquons que ce sont surtout les crêtes, apparaissant en rouge foncé, qui sont érodées, alors que les zones blanches sont associées à des zones de plus faible pente, les dépôts dans le réseau de drainage demeurent minimes et ce dernier n'est d'ailleurs pas érodé car l'incision du substratum rocheux négligé dans le modèle. À des échelles de temps intermédiaires, pour de plus grands bassins versants, il a également été observé qu'une diminution de la disponibilité en sédiments, engendrée par exemple par une reforestation, pourrait entraîner un rétrécissement du chenal et une incision fluviale [Liébault et al., 2005]. Bien que cet effet n'ait pas été remarqué sur le Brusquet, nous soulignons que notre modèle n'est pas capable de capturer de tels effets. Une amélioration du modèle, pour des études prospectives long-terme, nécessite donc la prise en compte de l'incision du substratum rocheux, qui est l'un des moteurs de la topographie.

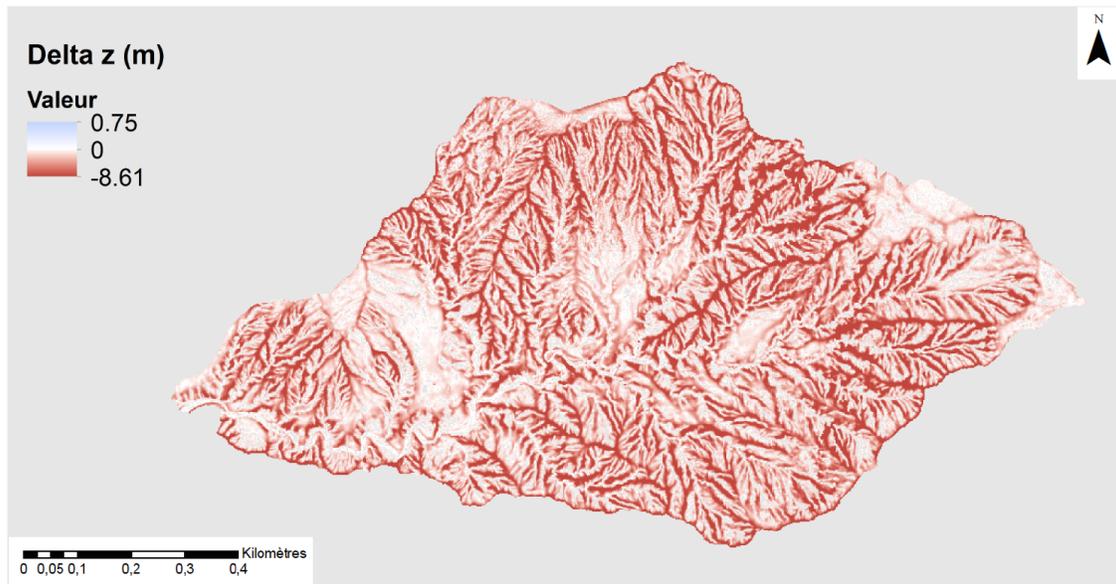


FIGURE 6.7 – Carte d'évolution de la topographie sur le bassin versant du Laval après 400 ans de simulation avec les valeurs calibrées sur le Laval des paramètres K_s et D .

6.2.4 Points déviants de la tendance affichée par la calibration

La méthode de calibration de type “*leave-one-out*” et de validation croisée indique que l’erreur de prédiction est la plus élevée pour les années 2002 et 2008 sur le Laval, suggérant que ces années ont un comportement différent des autres. En se référant aux données (voir figure 5.3), ces années particulières se distinguent comme possédant la plus longue durée cumulée de crue de l’enregistrement (respectivement 25,6 et 27,4 jours au total en 2002 et en 2008), alors que leur production sédimentaire respective est proche de la moyenne observée sur les 23 dernières années. L’année 2002 possède les premier et troisième événements de crue les plus longs jamais enregistrés au Laval (4,3 et 3,6 jours), tandis que l’année 2008 détient un large nombre de crues de durée intermédiaire. Le modèle surestime le flux sédimentaire à la fois pour l’année 2002 et 2008. Cette dernière constatation suppose que le modèle ne rend pas correctement compte de la dépendance de la production sédimentaire avec la durée de la crue lorsque cette dernière est élevée. Au sein du modèle l’érosion des versants, par les processus de diffusion, est calculée lors des événements de crue, et dépend donc des durées de crue. Les données suggèrent que cette dépendance n’est plus valable pour une durée de crue importante, ce qui peut s’expliquer par une limitation en fourniture sédimentaire pour la diffusion sur versant. Le modèle peut ainsi être amélioré en introduisant une description de la diffusion intégrant les conditions de limitation en fourniture sédimentaire.

Concernant le Brusquet, la capacité prédictive du modèle est généralement inférieure à celle du Laval. Plusieurs années ont une erreur de prédiction supérieure à 100 % correspondant à un flux de sédiments prévu au moins deux fois supérieur au flux observé. Les points qui s’écartent le plus de la tendance de la calibration sont les années 2003 et 2007, pour lesquelles le modèle surestime la production sédimentaire annuelle d’un facteur 10. Ces années sont caractérisées par un faible ruissellement et un faible nombre d’événements de crue (respectivement 3 et 1). L’erreur relative élevée est aussi due à une très faible production sédimentaire. Une tendance négative est observée entre le nombre d’événements de crue et l’erreur de prédiction pour chaque année : plus il y a de crues, meilleure est la prédiction. Précédemment nous avons expliqué que le modèle repose sur une hypothèse d’absence de stockage qui est vraie à l’échelle annuelle mais erronée à l’échelle événementielle. Les résultats médiocres obtenus pour les années 2003 et 2007 suggèrent donc que lorsque le nombre d’événements érosifs est insuffisant au cours de l’année, le cycle annuel de production sédimentaire et d’export est perturbé. L’hypothèse d’absence de stockage annuel ne

tient plus. La faible production sédimentaire observée peut ainsi être le résultat d'un stockage intermédiaire non nul pour ces années.

6.2.5 Qu'en est-il de l'effet du seuil ?

Dans le modèle, l'ajout d'un seuil pour l'entraînement des sédiments améliore légèrement la calibration mais n'améliore pas la capacité prédictive du modèle. Ce constat peut être lié au fait que les données de crue utilisées pour forcer le modèle représentent, non pas l'enregistrement complet des crues, mais uniquement celui des crues qui ont produit des sédiments. Les crues d'eau claire ont été omises. Le simple fait que certaines crues engendrent des sédiments alors que d'autres non (dans le cas de figure où les crues ne sont pas totalement limitées par la fourniture sédimentaire) présume qu'il doit exister un seuil physique pour l'entraînement des sédiments. Toutefois, étant donné que nous n'avons pas employé les crues d'eau claire pour forcer le modèle, ce seuil est déjà intégré dans le forçage. C'est la raison pour laquelle l'ajout d'un seuil dans le modèle n'améliore pas la prédiction. Calibrer un seuil d'entraînement approprié nécessiterait l'utilisation de l'enregistrement complet des événements de crue et de tester le modèle à l'échelle événementielle. Il faut alors noter que, dans ce cas, certaines des hypothèses de modélisation employées précédemment devront être modifiées (voir section 5.3.1).

6.3 Conclusions

En conclusion, nous avons construit et calibré un modèle d'évolution géomorphologique afin de simuler la production sédimentaire sur deux bassins alpins présentant un modelé de "*badlands*" et qui diffèrent nettement quant à l'étendue de leur couverture végétale. La méthode de calibration de type "*leave-one-out*" et de validation croisée indique que les processus de transport sur versant dépendent fortement de la couverture végétale. En revanche, les processus de transport fluviaux ne semblent pas être affectés par la présence de végétation. En raison du fait que le modèle ait été forcé par des données hydrologiques, il est possible de conclure que, sur ce site d'étude, la végétation agit principalement sur l'érosion en réduisant l'érodabilité du sol plutôt qu'en diminuant le ruissellement de surface. Nous avons également évalué la capacité prédictive du modèle. Pour le bassin versant du Laval, qui est en grande partie dénudé, le modèle est capable de prédire la production sédimentaire annuelle

avec une erreur moyenne de 28 %, mais dont la performance est réduite lorsque la durée cumulée annuelle des crues est très élevée. Concernant le bassin du Brusquet, plus fortement végétalisé, la performance du modèle pour la prédiction du flux sédimentaire est plus faible, ce qui peut être imputable au nombre plus faible et plus variable de crues entraînant une plus grande variabilité de production sédimentaire. Grâce à cette “ expérience naturelle ” sur les bassins de Draix, nous pouvons conclure que le modèle proposé est approprié pour simuler et prédire la production sédimentaire à condition que l'échelle de temps utilisé (ici un an) intègre suffisamment d'évènements pour atténuer la variabilité inter-évènements. Des recherches futures utilisant plus de bassins peuvent aider à définir une échelle de temps optimale en fonction des caractéristiques des bassins. Néanmoins, si nous souhaitons faire fonctionner le modèle actuel sur une échelle de temps plus long terme alors il faudra ajouter l'incision du substratum rocheux dans la loi d'incision et de transport fluvial car présentement le modèle va aplanir le relief sur du long terme.

Chapitre 7

Conclusions et perspectives

7.1 Conclusions

Le principal objectif de cette thèse réside dans l'amélioration de la compréhension physique de l'action de la végétation sur l'érosion de bassins versants et des processus physiques sur lesquels elle agit principalement.

Les taux d'érosion élevés enregistrés au sein de l'Observatoire de Draix-Bléone, l'étendue de la chronique des flux sédimentaires et des mesures de pluviométrie disponibles (30 années de données), les récentes mesures topographiques, ainsi que les travaux de reforestation des terrains de montagne de la fin du *XIX*^{ème}, amènent les terrains de l'Observatoire à constituer une véritable opportunité, en tant qu'expérience naturelle, de mieux appréhender qualitativement et quantitativement l'influence de la végétation sur les processus d'érosion des bassins versants.

Une analyse morphométrique a été menée sur deux bassins de l'Observatoire de Draix-Bléone présentant un modelé de "*badlands*" et qui diffèrent nettement quant à l'étendue de leur couverture végétale : le bassin du Laval, fortement dénudé, et le bassin du Brusquet reforesté à la fin du *XIX*^{ème} siècle lors des politiques RTM. Cette analyse conclue sur un lien prépondérant existant entre la pente et la végétation. Par conséquent, l'effet de la végétation a été introduit dans un modèle d'évolution géomorphologique afin de rendre compte de ce couplage fort entre la végétation, la topographie et l'érosion. Ce travail de modélisation a abouti à la mise en place d'un modèle d'évolution géomorphologique apportant des conclusions importantes concernant l'ampleur et la nature de l'influence de la végétation sur l'érosion de

bassins versants marneux du Sud-Est de la France. La calibration et la validation croisée montrent que les processus de transport gravitationnel de versant dépendent fortement du taux de couverture végétale. En revanche, les processus de transport fluviaux ne semblent pas être affectés par la présence de végétation. En outre le modèle permet d’apporter un éclairage nouveau et de conclure, sur ce site d’étude, que la végétation agit principalement sur l’érosion en réduisant l’érodabilité du sol, et donc en augmentant sa cohésion, plutôt qu’en diminuant le ruissellement de surface, autrement dit en impactant l’hydrologie de surface. Le travail de modélisation a donc démontré que le reboisement vieux de 150 ans, sur le bassin du Brusquet, a engendré un fort renforcement de la cohésion du sol. De plus la calibration ainsi que la validation croisée ont montré que le modèle est capable de prédire les flux annuels de sédiments sur les bassins de Draix. La prédictibilité étant moins bonne sur le Brusquet pour les années avec peu d’évènements érosifs, nous pouvons donc conclure que le modèle proposé est approprié pour simuler et prédire la production sédimentaire à condition que l’échelle de temps utilisée intègre suffisamment d’évènements.

Néanmoins l’étude de la relation pente-aire drainée ne souligne pas une différence notable de fonctionnement entre les deux bassins, reflétant possiblement que les 150 ans de reforestation jouerait moins que la géologie du terrain. En effet, sous un changement de régime de précipitation, l’étude de [Kirkby, 1995] montre que les terrains mettent du temps avant d’atteindre à nouveau un équilibre topographique, bien que leurs réponses en flux sédimentaire soient rapides. Les terrains nécessitent plusieurs centaines d’années avant d’atteindre un nouvel équilibre en termes de topographie et d’érosion. Dans notre étude, les terrains n’ont pas atteint un état stationnaire et sont encore en phase transitoire d’évolution topographique, bien que le changement de condition soit ici un changement du taux de couverture végétale.

7.2 Perspectives

7.2.1 Perspectives opérationnelles

En premier lieu, le travail de modélisation a abouti à des perspectives opérationnelles. En effet, le modèle développé dans ce travail de thèse est un modèle pertinent ayant engendré des conclusions importantes sur l’étendue et la nature de l’impact de la végétation sur l’érosion de bassins versants. Cependant son intérêt ne réside pas uniquement dans son apport heuristique. Avec la popularité croissante des “ solutions basées sur la nature ” pour l’atténuation des risques naturels, le modèle et la mé-

thodologie proposés, représentent un outil pratique, tout d’abord, pour quantifier et évaluer l’efficacité des opérations de revégétalisation et de reboisement antérieures, ainsi que pour amener des orientations plus ciblées aux futures politiques de restauration. Ce modèle pourrait ainsi être utilisé en complément du modèle WEPP, développé par [Flanagan and Nearing, 1995], pour prédire l’érosion au sein de petits bassins versants. Il est intéressant de souligner, dans ce travail de modélisation, que les versants ainsi que l’érosion au sein du réseau drainage ont été étudiés et connectés.

Cependant l’évaluation des travaux de restauration des terrains de montagne amène à divers questionnements et ne se limite pas à l’étude de la dynamique végétale et son taux de recouvrement mais aussi au suivi de certaines caractéristiques de l’écosystème telles que la qualité et la stabilité des sols, la fonction hydrologique et l’intégrité biotique [Burylo, 2010, Herrick et al., 2006]. En effet, bien que les reboisements RTM en Pin noir endossent une importance stratégique pour les terrains sensibles à l’érosion, ils ne recouvrent pas la grande majorité du territoire. À titre d’illustration sur la zone couverte par la carte de la végétation de Sisteron [Gobert and Pautou, 1972], les travaux de restauration ne couvrent que 5 % du territoire. Le principal instigateur de la forte progression des surfaces forestières est l’évolution naturelle de la végétation suite à la déprise rurale à la fin du *XIX*^{ème} siècle dans les Préalpes du Sud [Vallauri, 1997]. Par voie de conséquence, il est important de favoriser les conditions propices à la régénération des terrains, et notamment, la recolonisation naturelle par la végétation et les peuplements forestiers.

7.2.2 Perspectives scientifiques

En second lieu, des perspectives scientifiques sont également envisagées suite au travail de modélisation.

Premièrement, il faudrait améliorer le module de transport gravitationnel de versant en intégrant la prise en compte de la limitation en fourniture sédimentaire pour les processus de diffusion de versants. Afin de mieux rendre compte de cette limitation en fourniture sédimentaire, il serait prévu de définir explicitement l’épaisseur de la couche de sol dans le module de transport gravitationnel de versant. En outre, il est nécessaire d’intégrer l’incision du substratum rocheux dans le module d’incision et de transport fluvial si le modèle développé présentement est utilisé sur de grandes échelles temporelles. Le modèle actuel ne permet pas d’inciser les lits de rivière, érode principalement les crêtes et va prédire, à long terme, un aplatissement du relief.

Deuxièmement, le travail de modélisation a ainsi montré que le reboisement, âgé de

150 ans sur le bassin du Brusquet, a engendré un renforcement conséquent de la cohésion du sol. La végétation peut augmenter la cohésion du sol par effet mécanique en permettant une agrégation accrue des particules de sol par la présence racinaire. La cohésion du sol peut également être renforcée par mode d'action biochimique de la végétation par changements de propriétés biochimiques du sol. Enfin, l'érodabilité du sol est également amoindrie par filtrage thermique de la végétation qui protège de l'effet des cycles de gel-dégel. Par voie de conséquence, il serait intéressant d'investiguer plus précisément quelles sont les fonctions écologiques de la végétation impliquées plus particulièrement dans le renforcement de cette cohésion du sol et leurs poids relatifs.

Troisièmement, l'intégration de la dynamique végétale constitue un axe critique des futurs modèles d'évolution géomorphologique [Istanbulluoglu, 2009a]. Dans ce contexte, une perspective prometteuse de ce travail de thèse serait le couplage du modèle développé à une dynamique végétale, afin d'aboutir à un modèle couplé et d'intégrer la dynamique végétale et son influence sur la dynamique géomorphologique. Ce modèle couplé peut possiblement améliorer les résultats des simulations, et notamment la variabilité inter-annuelle du flux sédimentaire simulé comme observé par [Istanbulluoglu, 2009a] (voir Chap. 2.2.2).

Afin de coupler la dynamique végétale au modèle présentement développé, il faudrait envisager une spatialisation des coefficients d'érosion calibrés dans le travail de thèse (D et K_s) en fonction du taux de couverture végétale en chaque point de grille. D'une part, le modèle géomorphologique fait évoluer la topographie en chaque point avec des lois d'érosion qui dépendent de la couverture végétale locale. D'autre part, le modèle de dynamique végétale fait évoluer la couverture végétale en chaque point avec des lois de croissance et de colonisation qui dépendent de la topographie et des flux sédimentaires locaux.

Enfin, le potentiel majeur de ce modèle couplé serait d'atteindre une phase prospective avec l'intégration de statistiques de crue dans un générateur stochastique de crue et d'explorer comment peut évoluer l'érosion et la dynamique végétale de nos bassins versants dans un contexte de changement climatique. Ceci nécessiterait des hypothèses sur l'évolution des débits et de la dynamique végétale dans un contexte de changement climatique.

Dans un contexte plus global de validation du modèle, la calibration de type "*leave – one – out*" et la validation croisée ont permis une première méthode de validation du modèle développé. Néanmoins l'étude d'indicateurs morphométriques présentés au sein de ce travail de thèse apporterait une validation éventuelle supplémentaire du modèle exposé, la stratégie consistant à suivre les indicateurs morphométriques à la sortie du modèle en simulant la recolonisation progressive du Laval jusqu'à une

couverture végétale complète. L'évolution de la topographie et des indicateurs morphométriques associés serait suivie et la comparaison de leur progression aux valeurs mesurées sur le terrain serait alors possible. Cependant, puisque la relation pente-aire drainée n'a pas mis en avant une différence notable de fonctionnement entre les deux bassins, afin d'obtenir des indicateurs statistiquement significatifs il faudrait envisager une analyse régionale de ces indicateurs avec un grand nombre de bassins végétalisés ou non, où la végétation est présente depuis plus longtemps, observer quel est l'impact de ces indicateurs en fonction de la couverture végétale et si les modèles prédisent bien l'impact de ces indicateurs.

Subsiste, néanmoins, le problème récurrent de l'extrapolation du domaine de validité des modèles. C'est la raison pour laquelle il serait intéressant d'étendre le modèle et la méthode développés dans ce travail de thèse à d'autres bassins versants sous des substrats géologiques et des régimes climatiques différents, ce qui nécessiterait d'autres jeux de données de calibration.

Bibliographie

- [Acosta et al., 2015] Acosta, V. T., Schildgen, T. F., Clarke, B. A., Scherler, D., Bookhagen, B., Wittmann, H., von Blanckenburg, F., and Strecker, M. R. (2015). Effect of vegetation cover on millennial-scale landscape denudation rates in East Africa. *Lithosphere*, 7(4) :408–420.
- [Alary, 1998] Alary, C. (1998). *Mécanismes et bilans de l'érosion dans un bassin versant méditerranéen aménagé : le cas de la Durance (S.-E. France)*. PhD thesis, Aix-Marseille 3.
- [Algeo et al., 1995] Algeo, T. J., Berner, R. A., Maynard, J. B., Scheckler, S. E., et al. (1995). Late Devonian oceanic anoxic events and biotic crises : "rooted" in the evolution of vascular land plants. *GSA today*, 5(3) :45–66.
- [Algeo and Scheckler, 1998] Algeo, T. J. and Scheckler, S. E. (1998). Terrestrial-marine teleconnections in the Devonian : links between the evolution of land plants, weathering processes, and marine anoxic events. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London B : Biological Sciences*, 353(1365) :113–130.
- [Anderson, 2002] Anderson, R. S. (2002). Modeling the tor-dotted crests, bedrock edges, and parabolic profiles of high alpine surfaces of the Wind River Range, Wyoming. *Geomorphology*, 46 :35–58.
- [Anderson et al., 2013] Anderson, R. S., Anderson, S. P., and Tucker, G. E. (2013). Rock damage and regolith transport by frost : an example of climate modulation of the geomorphology of the critical zone. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38 :299–316.
- [Antoine et al., 1995] Antoine, P., Giraud, A., Meunier, M., and Van Asch, T. (1995). Geological and geotechnical properties of the "Terres Noires" in southeastern France : weathering, erosion, solid transport and instability. *Engineering Geology*, 40(3-4) :223–234.
- [Attal et al., 2008] Attal, M., Tucker, G., Whittaker, A., Cowie, P., and Roberts, G. P. (2008). Modeling fluvial incision and transient landscape evolution : Influence

- of dynamic channel adjustment. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 113(F3).
- [Bechet et al., 2016] Bechet, J., Duc, J., Loye, A., Jaboyedoff, M., Mathys, N., Malet, J., Klotz, S., Le Bouteiller, C., Rudaz, B., and Travelletti, J. (2016). Detection of seasonal cycles of erosion processes in a black marl gully from a time series of high-resolution digital elevation models (DEMs). *Earth Surface Dynamics*, 4(4) :781–798.
- [Benda and Dunne, 1997] Benda, L. and Dunne, T. (1997). Stochastic forcing of sediment supply to channel networks from landsliding and debris flow. *Water Resources Research*, 33(12) :2849–2863.
- [Bergougnoux et al., 1999] Bergougnoux, L., Firpo, J.-L., and Misguich-Ripault, J. (1999). Optical fiber sensor for measuring high particle concentrations. *Powder Technology*, 105(1-3) :413–417.
- [Betrie et al., 2011] Betrie, G. D., Mohamed, Y. A., Griensven, A. v., and Srinivasan, R. (2011). Sediment management modelling in the Blue Nile Basin using SWAT model. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(3) :807–818.
- [Billaut, 1997] Billaut, D. (1997). Analyse de l'évolution des travaux R.T.M. dans les Préalpes du Sud à partir d'archives photographiques. Technical report.
- [Booth et al., 2013] Booth, A. M., Roering, J. J., and Rempel, A. W. (2013). Topographic signatures and a general transport law for deep-seated landslides in a landscape evolution model. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 118 :603–624.
- [Borselli et al., 2008] Borselli, L., Cassi, P., and Torri, D. (2008). Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape : a GIS and field numerical assessment. *Catena*, 75(3) :268–277.
- [Brocard and Van Der Beek, 2006] Brocard, G. and Van Der Beek, P. (2006). Influence of incision rate, rock strength, and bedload supply on bedrock river gradients and valley-flat widths : Field-based evidence and calibrations from Western Alpine rivers (Southeast France). *Geological Society of America Special Papers*, 398 :101–126.
- [Brochot, 1999] Brochot, S. (1999). Les bassins versants de Draix, expérimentaux et représentatifs. *Les bassins versants expérimentaux de Draix laboratoire d'étude de l'érosion en montagne—actes du séminaire, Draix, Le Brusquet, Digne. Cemagref Editions, Antony*, pages 223–234.
- [Bryson and Wendland, 1966] Bryson, R. A. and Wendland, W. M. (1966). *Tentative climatic patterns for some late glacial and post-glacial episodes in central North America*. University of Wisconsin, Department of Meteorology.

- [Burton and Bathurst, 1998] Burton, A. and Bathurst, J. (1998). Physically based modelling of shallow landslide sediment yield at a catchment scale. *Environmental Geology*, 35(2-3) :89–99.
- [Burylo, 2010] Burylo, M. (2010). *Relations entre les traits fonctionnels des espèces végétales et leurs fonctions de protection contre l'érosion dans les milieux marneux restaurés de montagne*. PhD thesis, Université de Grenoble.
- [Burylo et al., 2011] Burylo, M., Hudek, C., and Rey, F. (2011). Soil reinforcement by the roots of six dominant species on eroded mountainous marly slopes (Southern Alps, France). *Catena*, 84(1-2) :70–78.
- [Cavalli et al., 2013] Cavalli, M., Trevisani, S., Comiti, F., and Marchi, L. (2013). Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments. *Geomorphology*, 188 :31–41.
- [Collins et al., 2004] Collins, D. B. G., Bras, R., and Tucker, G. (2004). Modeling the effects of vegetation-erosion coupling on landscape evolution. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 109(F3).
- [Combes et al., 1995] Combes, F., Hurand, A., and Meunier, M. (1995). La forêt de montagne : un remède aux crues. *Compte rendu de recherches*, (3) :113–121.
- [Corenblit and Steiger, 2009] Corenblit, D. and Steiger, J. (2009). Vegetation as a major conductor of geomorphic changes on the earth surface : toward evolutionary geomorphology. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34(6) :891–896.
- [Coulthard et al., 2000] Coulthard, T., Kirkby, M., and Macklin, M. (2000). Modelling geomorphic response to environmental change in an upland catchment. *Hydrological processes*, 14(11-12) :2031–2045.
- [Coulthard et al., 2013] Coulthard, T. J., Neal, J. C., Bates, P. D., Ramirez, J., de Almeida, G. A., and Hancock, G. R. (2013). Integrating the LISFLOOD-FP 2D hydrodynamic model with the CAESAR model : implications for modelling landscape evolution. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(15) :1897–1906.
- [Crave and Davy, 2001] Crave, A. and Davy, P. (2001). A stochastic "precipiton" model for simulating erosion/sedimentation dynamics. *Computers and Geosciences*, 27 :815–827.
- [Cravero and Guichon, 1989] Cravero, J. and Guichon, P. (1989). Exploitation des retenues et transport des sédiments. *La Houille Blanche*, (3-4) :292–295.
- [Davy and Lague, 2009] Davy, P. and Lague, D. (2009). Fluvial erosion/transport equation of landscape evolution models revisited. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 114(F3).

- [Deal et al., 2018] Deal, E., Braun, J., and Botter, G. (2018). Understanding the role of rainfall and hydrology in determining fluvial erosion efficiency. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 123(4) :744–778.
- [Descroix and Mathys, 2003] Descroix, L. and Mathys, N. (2003). Processes, spatio-temporal factors and measurements of current erosion in the French southern Alps : a review. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28(9) :993–1011.
- [Dietrich et al., 2003] Dietrich, W. E., Bellugi, D. G., Sklar, L. S., Stock, J. D., Heimath, A. M., and Roering, J. J. (2003). Geomorphic transport laws for predicting landscape form and dynamics. *Prediction in geomorphology*, pages 103–132.
- [Dietrich and Perron, 2006] Dietrich, W. E. and Perron, J. T. (2006). The search for a topographic signature of life. *Nature*, 439(7075) :411.
- [Doten et al., 2006] Doten, C. O., Bowling, L. C., Lanini, J. S., Maurer, E. P., and Lettenmaier, D. P. (2006). A spatially distributed model for the dynamic prediction of sediment erosion and transport in mountainous forested watersheds. *Water Resources Research*, 42(4).
- [Ennos et al., 1993] Ennos, A., Crook, M., and Grimshaw, C. (1993). A comparative study of the anchorage systems of himalayan balsam *impatiens glandulifera* and mature sunflower *helianthus annuus*. *Journal of Experimental Botany*, 44(1) :133–146.
- [Erktan et al., 2016] Erktan, A., Cécillon, L., Graf, F., Roumet, C., Legout, C., and Rey, F. (2016). Increase in soil aggregate stability along a mediterranean successional gradient in severely eroded gully bed ecosystems : combined effects of soil, root traits and plant community characteristics. *Plant and soil*, 398(1-2) :121–137.
- [Evans et al., 2000] Evans, K., Saynor, M., Willgoose, G., and Riley, S. (2000). Post-mining landform evolution modelling : 1. derivation of sediment transport model and rainfall–runoff model parameters. *Earth Surface Processes and Landforms : The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 25(7) :743–763.
- [Flanagan and Nearing, 1995] Flanagan, D. and Nearing, M. (1995). Usda-water erosion prediction project : Hillslope profile and watershed model documentation. Technical report, NSERL report.
- [Fryirs, 2013] Fryirs, K. (2013). (Dis) connectivity in catchment sediment cascades : a fresh look at the sediment delivery problem. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(1) :30–46.
- [Gabet, 2000] Gabet, E. J. (2000). Gopher bioturbation ; field evidence for non-linear hillslope diffusion. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25 :1419–1428.

- [Gabet and Dunne, 2003] Gabet, E. J. and Dunne, T. (2003). A stochastic sediment delivery model for a steep mediterranean landscape. *Water Resources Research*, 39(9).
- [Gallart et al., 2013] Gallart, F., Marignani, M., Pérez-Gallego, N., Santi, E., and Maccherini, S. (2013). Thirty years of studies on badlands, from physical to vegetational approaches. a succinct review. *Catena*, 106 :4–11.
- [Ganti et al., 2012] Ganti, V., Passalacqua, P., and Foufoula-Georgiou, E. (2012). A sub-grid scale closure for nonlinear hillslope sediment transport models. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 117(F2).
- [Gibling and Davies, 2012] Gibling, M. R. and Davies, N. S. (2012). Palaeozoic landscapes shaped by plant evolution. *Nature Geoscience*, 5(2) :99.
- [Giorgi, 2006] Giorgi, F. (2006). Climate change hot-spots. *Geophysical research letters*, 33(8).
- [Glade and Anderson, 2018] Glade, R. and Anderson, R. S. (2018). Quasi-steady evolution of hillslopes in layered landscapes : An analytic approach. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 123 :26–45.
- [Gobert and Pautou, 1972] Gobert, J. and Pautou, G. (1972). Feuille de sisteron (xxxiii-40). *Documents pour la carte de la végétation des Alpes*.
- [Guilloux, 2005] Guilloux, A. (2005). Note sur la définition des «sols indurés roches tendres»(SIRT). *Revue française de géotechnique*, (111) :59–66.
- [Hales and Roering, 2007] Hales, T. and Roering, J. J. (2007). Climatic controls on frost cracking and implications for the evolution of bedrock landscapes. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface (2003–2012)*, 112(F2).
- [Hanks et al., 1984] Hanks, T. C., Bucknam, R. C., Lajoie, K. R., and Wallace, R. E. (1984). Modification of wave-cut and faulting-controlled landforms. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 89(B7) :5771–5790.
- [Herrick et al., 2006] Herrick, J. E., Schuman, G. E., and Rango, A. (2006). Monitoring ecological processes for restoration projects. *Journal for Nature Conservation*, 14(3-4) :161–171.
- [Hobley et al., 2017] Hobley, D. E., Adams, J. M., Nudurupati, S. S., Hutton, E. W., Gasparini, N. M., Istanbuluoglu, E., and Tucker, G. E. (2017). Creative computing with landlab : an open-source toolkit for building, coupling, and exploring two-dimensional numerical models of earth-surface dynamics. *Earth Surface Dynamics*, 5(1) :21.
- [Howard, 1994] Howard, A. D. (1994). A detachment-limited model of drainage basin evolution. *Water Resources Research*, 30 :2261–2285.

- [Istanbulluoglu, 2009a] Istanbulluoglu, E. (2009a). An eco-hydro-geomorphic perspective to modeling the role of climate in catchment evolution. *Geography Compass*, 3(3) :1151–1175.
- [Istanbulluoglu, 2009b] Istanbulluoglu, E. (2009b). Modeling catchment evolution : from decoding geomorphic processes signatures toward predicting impacts of climate change. *Geography Compass*, 3(3) :1125–1150.
- [Istanbulluoglu and Bras, 2005] Istanbulluoglu, E. and Bras, R. L. (2005). Vegetation-modulated landscape evolution : Effects of vegetation on landscape processes, drainage density, and topography. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface (2003–2012)*, 110(F2).
- [Istanbulluoglu and Bras, 2006] Istanbulluoglu, E. and Bras, R. L. (2006). On the dynamics of soil moisture, vegetation, and erosion : Implications of climate variability and change. *Water Resources Research*, 42(6).
- [Kirkby, 1995] Kirkby, M. (1995). Modelling the links between vegetation and landforms. *Geomorphology*, 13(1-4) :319–335.
- [Knox, 1972] Knox, J. C. (1972). Valley alluviation in southwestern Wisconsin. *Annals of the Association of American Geographers*, 62(3) :401–410.
- [Lacheney, 1998] Lacheney, B. (1998). Etude et modélisation de l'érosion dans un bassin versant forestier. *Le Brusquet (Alpes de Haute-Provence), Mémoire de fin d'études ISTG/Cemagref*.
- [Lague, 2001] Lague, D. (2001). *Dynamique de l'érosion continentale aux grandes échelles de temps et d'espace : modélisation expérimentale, numérique et théorique*. PhD thesis, Université Rennes 1.
- [Lague, 2014] Lague, D. (2014). The stream power river incision model : evidence, theory and beyond. *Earth Surface P*, 39 :38–61.
- [Lancaster, 1998] Lancaster, S. T. (1998). *A nonlinear river meandering model and its incorporation in a landscape evolution model*. PhD thesis, Massachusetts Institute of Technology, Dept. of Civil and Environmental Engineering.
- [Lancaster et al., 2001] Lancaster, S. T., Hayes, S. K., and Grant, G. E. (2001). Modeling sediment and wood storage and dynamics in small mountainous watersheds. *Geomorphic processes and riverine habitat*, 4(1) :p85–102.
- [Lancaster et al., 2003] Lancaster, S. T., Hayes, S. K., and Grant, G. E. (2003). Effects of wood on debris flow runoff in small mountain watersheds. *Water Resources Research*, 39(6).

- [Lane et al., 1997] Lane, L. J., Hernandez, M., and Nichols, M. (1997). Processes controlling sediment yield from watersheds as functions of spatial scale. *Environmental Modelling & Software*, 12(4) :355–369.
- [Le Bouteiller et al., 2011] Le Bouteiller, C., Naaim-Bouvet, F., Mathys, N., and Lavé, J. (2011). A new framework for modeling sediment fining during transport with fragmentation and abrasion. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 116(F3).
- [Liébault et al., 2005] Liébault, F., Gomez, B., Page, M., Marden, M., Peacock, D., Richard, D., and Trotter, C. M. (2005). Land-use change, sediment production and channel response in upland regions. *River Research and Applications*, 21(7) :739–756.
- [Lukey et al., 2000] Lukey, B., Sheffield, J., Bathurst, J., Hiley, R., and Mathys, N. (2000). Test of the SHETRAN technology for modelling the impact of reforestation on badlands runoff and sediment yield at Draix, France. *Journal of Hydrology*, 235(1-2) :44–62.
- [Luo, 2000] Luo, W. (2000). Quantifying groundwater-sapping landforms with a hypsometric technique. *Journal of Geophysical Research : Planets (1991–2012)*, 105(E1) :1685–1694.
- [Mallet, 2013] Mallet, F. (2013). Etude comparative de la dynamique hydrologique de deux bassins versants marneux forestier et dénudé-application aux bassins du Laval et du Brusquet. Master’s thesis, Université d’Avignon et des Pays de vaucluse (UAPV).
- [Maquaire et al., 2003] Maquaire, O., Malet, J.-P., Rematre, A., Locat, J., Klotz, S., and Guillon, J. (2003). Instability conditions of marly hillslopes : towards landsliding or gullyng ? The case of the Barcelonnette Basin, South East France. *Engineering geology*, 70(1-2) :109–130.
- [Maquaire et al., 2002] Maquaire, O., Ritzenthaler, A., Fabre, D., Ambroise, B., Thiery, Y., Truchet, E., Malet, J.-P., and Monnet, J. (2002). Caractérisation des profils de formations superficielles par pénétrométrie dynamique à énergie variable : application aux marnes noires de Draix (Alpes-de-Haute-Provence, France). *Comptes Rendus Geoscience*, 334(11) :835–841.
- [Marston, 2010] Marston, R. A. (2010). Geomorphology and vegetation on hillslopes : interactions, dependencies, and feedback loops. *Geomorphology*, 116(3-4) :206–217.
- [Mathys, 2006] Mathys, N. (2006). *Analyse et modélisation à différentes échelles des mécanismes d’érosion et de transport de matériaux solides : cas des petits bassins*

- versants de montagne sur marne (Draix, Alpes-de-Haute-Provence)*. PhD thesis, Grenoble, INPG.
- [Mathys et al., 2003] Mathys, N., Brochot, S., Meunier, M., and Richard, D. (2003). Erosion quantification in the small marly experimental catchments of Draix (Alpes de Haute Provence, France). Calibration of the ETC rainfall–runoff–erosion model. *Catena*, 50(2) :527–548.
- [Mathys et al., 2005] Mathys, N., Klotz, S., Esteves, M., Descroix, L., and Lapeite, J.-M. (2005). Runoff and erosion in the Black Marls of the French Alps : observations and measurements at the plot scale. *Catena*, 63(2) :261–281.
- [Mathys et al., 1996] Mathys, N., Meunier, M., and Brochot, S. (1996). The forest effect on floods in small mountainous catchments : some results from experimental catchments of Draix, France. pages 24–26.
- [McKean et al., 1993] McKean, J. A., Dietrich, W. E., Finkel, R. C., Southon, J. R., and Caffee, M. W. (1993). Quantification of soil production and downslope creep rates from cosmogenic ^{10}Be accumulations on a hillslope profile. *Geology*, 21(4) :343–346.
- [Meunier, 1996] Meunier, M. (1996). Couvert forestier et crues sur les petits bassins versants de montagne. *Unasylva*, 185 :1–16.
- [Mishra et al., 2019] Mishra, A. K., Placzek, C., and Jones, R. (2019). Coupled influence of precipitation and vegetation on millennial-scale erosion rates derived from ^{10}Be . *PLOS one*, 14(1) :p. e0211325.
- [Mitas and Mitasova, 1998] Mitas, L. and Mitasova, H. (1998). Distributed soil erosion simulation for effective erosion prevention. *Water Resources Research*, 34(3) :505–516.
- [Monnet et al., 2012] Monnet, J., Fabre, D., and Zielibski, M. (2012). Cycles gel-dégel et altération des roches marneuses : Exemple des Terres Noires. *Journées Nationales de Géotechnique et de Géologie de l’Ingénieur JNGG2012*. Bordeaux.
- [Pastouret, 2004] Pastouret, S. (2004). Traitement statistique des données hydrologiques. Master’s thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse.
- [Perron et al., 2009] Perron, J. T., Kirchner, J. W., and Dietrich, W. E. (2009). Formation of evenly spaced ridges and valleys. *Nature*, 460(7254) :502.
- [Regüés and Gallart, 1997] Regüés, D. and Gallart, F. (1997). Physical weathering as a key process of badland dynamics at Vallcebre, Eastern Pyrenees. *Les bassins versants expérimentaux de Draix, laboratoire d’étude de l’érosion en montagne, Actes du séminaire (Draix-Le Brusquet-Digne, 22 au 24 octobre 1997)*. CEMA-GREF, Antony, pages 173–185.

- [Regüés et al., 2000] Regüés, D., Guàrdia, R., and Gallart, F. (2000). Geomorphic agents versus vegetation spreading as causes of badland occurrence in a mediterranean subhumid mountainous area. *Catena*, 40(2) :173–187.
- [Rey, 2004] Rey, F. (2004). Effectiveness of vegetation barriers for marly sediment trapping. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29(9) :1161–1169.
- [Rey et al., 2005] Rey, F., Isselin-Nondedeu, F., and Bédécarrats, A. (2005). Vegetation dynamics on sediment deposits upstream of bioengineering works in mountainous marly gullies in a mediterranean climate (southern alps, france). *Plant & Soil*, 278.
- [Rey et al., 2002] Rey, F., Robert, Y., and Vento, O. (2002). Influence de la végétation forestière sur la formation de dépôts sédimentaires en terrains marneux/influence of forest vegetation on sediment delivery in marly terrain. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 8(1) :85–92.
- [Ritzenthaler, 2000] Ritzenthaler, A. (2000). Ravinement, météorisation et instabilité des marnes noires callovo-oxfordiennes, Bassins versants de Draix et de Barcelonnette. *Mémoire de Maîtrise Thesis*, Strasbourg, Université Louis Pasteur :132 p.
- [Robert, 1997] Robert, Y. (1997). Érosion et colonisation végétale dans les bad-lands marneux des Alpes du Sud. *L'exemple du bassin du Saignon, Mémoire de Maîtrise, IGA-UJF, Grenoble*.
- [Roering et al., 1999] Roering, J. J., Kirchner, J. W., and Dietrich, W. E. (1999). Evidence for nonlinear, diffusive sediment transport on hillslopes and implications for landscape morphology. *Water Resources Research*, 35(3) :853–870.
- [Rovéra and Robert, 2005] Rovéra, G. and Robert, Y. (2005). Conditions climatiques hivernales et processus d'érosion periglaciaires dans les bad-lands marneux de Draix (800 m, Alpes du Sud, France). *Géographie physique et Quaternaire*, 59(1) :31–48.
- [Rovéra et al., 1999] Rovéra, G., Robert, Y., Coubat, M., and Nedjaï, R. (1999). Érosion et stades biorhexistasiques dans les ravines du Saignon (Alpes de Provence). Essai de modélisation statistique des vitesses d'érosion sur marnes. *Etudes de géographie physique*, (28) :109–115.
- [Sala et al., 1990] Sala, M., Calvo, A., et al. (1990). Response of four different mediterranean vegetation types to runoff and erosion. *Vegetation and erosion. Processes and environments.*, pages 347–362.
- [Shobe et al., 2017] Shobe, C. M., Tucker, G. E., and Barnhart, K. R. (2017). The SPACE 1.0 model : a Landlab component for 2-D calculation of sediment trans-

- port, bedrock erosion, and landscape evolution. *Geoscientific Model Development*, 10(12) :4577–4604.
- [Simpson and Schlunegger, 2003] Simpson, G. and Schlunegger, F. (2003). Topographic evolution and morphology of surfaces evolving in response to coupled fluvial and hillslope sediment transport. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 108(B6).
- [Small et al., 1999] Small, E. E., Anderson, R. S., and Hancock, G. S. (1999). Estimates of the rate of regolith production using ^{10}Be and ^{26}Al from an alpine hillslope. *Geomorphology*, 27(1-2) :131–150.
- [Sole-Benet et al., 1997] Sole-Benet, A., Calvo, A., Cerda, A., Lazaro, R., Pini, R., and Barbero, J. (1997). Influences of micro-relief patterns and plant cover on runoff related processes in badlands from Tabernas (SE Spain). *Catena*, 31(1-2) :23–38.
- [Stock and Montgomery, 1999] Stock, J. D. and Montgomery, D. R. (1999). Geologic constraints on bedrock river incision using the stream power law. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 104(B3) :4983–4993.
- [Sweeney et al., 2015] Sweeney, K., Roering, J., and Ellis, C. (2015). Experimental evidence for hillslope control of landscape scale. *Science*, 349(6243) :51–53.
- [Tilman, 1994] Tilman, D. (1994). Competition and biodiversity in spatially structured habitats. *Ecology*, 75(1) :2–16.
- [Tucker et al., 2001a] Tucker, G., Lancaster, S., Gasparini, N., and Bras, R. (2001a). The channel-hillslope integrated landscape development model (CHILD). In *Landscape erosion and evolution modeling*, pages 349–388. Springer.
- [Tucker and Whipple, 2002] Tucker, G. and Whipple, K. (2002). Topographic outcomes predicted by stream erosion models : Sensitivity analysis and intermodel comparison. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 107(B9).
- [Tucker, 2009] Tucker, G. E. (2009). Natural experiments in landscape evolution. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34(10) :1450–1460.
- [Tucker and Bras, 1999] Tucker, G. E. and Bras, R. (1999). Dynamics of vegetation and runoff erosion. *A 3D Computer Simulation Model of Drainage Basin and Floodplain Evolution : Theory and Applications. Tech. report US Army Corps. of Eng. Const. Eng. Res. Lab., Champaign, IL.*
- [Tucker and Hancock, 2010] Tucker, G. E. and Hancock, G. R. (2010). Modelling landscape evolution. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(1) :28–50.
- [Tucker et al., 2001b] Tucker, G. E., Lancaster, S. T., Gasparini, N. M., Bras, R. L., and Rybarczyk, S. M. (2001b). An object-oriented framework for distributed hy-

- drologic and geomorphic modeling using triangulated irregular networks. *Computers & Geosciences*, 27(8) :959–973.
- [Vallauri, 1997] Vallauri, D. (1997). *Dynamique de la restauration forestière des substrats marneux avec Pinus nigra J. F Arnold ssp. Nigra dans le secteur haut-provençal : trajectoires dynamiques, avancement du processus de restauration et diagnostic sur l'intégrité fonctionnelle des écosystèmes recrées*. PhD thesis, Aix-Marseille 3.
- [Vallauri et al., 2002] Vallauri, D. R., Aronson, J., and Barbero, M. (2002). An analysis of forest restoration 120 years after reforestation on badlands in the Southwestern Alps. *Restoration ecology*, 10(1) :16–26.
- [Van Der Beek, 2013] Van Der Beek, P. (2013). *Modelling Landscape Evolution*, pages 309–331. Environmental Modelling : Finding Simplicity in Complexity : Second Edition (eds. J. Wainwright and M. Mulligan).
- [Van Der Beek and Bishop, 2003] Van Der Beek, P. and Bishop, P. (2003). Cenozoic river profile development in the Upper Lachlan catchment (SE Australia) as a test of quantitative fluvial incision models. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 108(B6).
- [Viers, 1990] Viers, G. (1990). *Eléments de géomorphologie*. Nathan collections, 1997.
- [Wendling, 2015] Wendling, V. (2015). *Développement d'un système de caractérisation des agrégats et des floes en suspension*. PhD thesis, Grenoble Alpes.
- [Whipple, 2004] Whipple, K. X. (2004). Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 32 :151–185.
- [Whipple et al., 2000] Whipple, K. X., Hancock, G. S., and Anderson, R. S. (2000). River incision into bedrock : Mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation. *Geological Society of America Bulletin*, 112(3) :490–503.
- [Whipple and Tucker, 1999] Whipple, K. X. and Tucker, G. E. (1999). Dynamics of the stream-power river incision model : Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 104(B8) :17661–17674.
- [Wigmosta et al., 1994] Wigmosta, M. S., Vail, L. W., and Lettenmaier, D. P. (1994). A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water resources research*, 30(6) :1665–1679.
- [Willgoose, 2005] Willgoose, G. R. (2005). Mathematical modeling of whole landscape evolution. *Annual Review of Earth*, 33 :443–459.

Liste des figures

1.1	Les différents forçages opérant sur l'érosion à différentes échelles temporelles.	12
1.2	Ravinements et coulées de débris sur les Terres Noires des bassins de l'Observatoire de Draix-Bléone.	14
2.1	Les principales interactions et rétroactions entre la topographie et la dynamique végétale. Les données illustrées dans ce graphique sont issues des travaux de [Burylo, 2010].	19
2.2	Effets hydrologiques de la végétation sur les processus érosifs [Burylo, 2010].	21
2.3	Schéma conceptuel des différents processus pris en compte dans la plupart des modèles d'évolution géomorphologique [Van Der Beek, 2013].	35
2.4	Réponse de la végétation, l'érosion de versant et la fourniture sédimentaire aux changements abruptes du climat proposée par [Knox, 1972]. Les courbes (A) et (B) tirées des travaux de [Bryson and Wendland, 1966] ont été modifiées par [Knox, 1972] alors que les courbes (C) et (D) sont issues des travaux de [Knox, 1972]. Source : [Marston, 2010].	42
2.5	Topographies modélisées en employant le modèle CHILD sur un domaine de modélisation de 700 m par 700 m pour (a) un sol nu; (b) une couverture végétale statique; (c) une couverture végétale dynamique [Istanbulluoglu, 2009a]. Les figures sont issues de [Istanbulluoglu and Bras, 2005].	48
2.6	Degré de prise en compte de la végétation dans différents modèles à base physique [1] [Mathys et al., 2003]; [2] [Lukey et al., 2000]; [3] [Tucker et al., 2001a]; [4] [Istanbulluoglu and Bras, 2005].	50
3.1	Pin noir d'Autriche.	54

3.2	Evolution de l'occupation du sol du bassin du Brusquet entre la fin du <i>XIX</i> ^{ème} siècle et la fin du <i>XX</i> ^{ème} siècle [Mallet, 2013].	55
3.3	Localisation régionale de l'Observatoire de Draix-Bléone situé dans le bassin de la Durance [Mathys, 2006].	58
3.4	Localisation régionale des sept bassins versants expérimentaux de l'Observatoire de Draix-Bléone.	59
3.5	Constitution d'un dispositif de mesure [Mathys, 2006].	63
3.6	Répartition annuelle des cumuls de précipitations sur l'Observatoire de Draix-Bléone de 1984 à 2016. Les données allant des années 1984 à 2003 sont issues de [Mathys, 2006].	66
3.7	Pluviométrie mensuelle minimale, maximale et moyenne sur les bassins versants du Laval et du Brusquet [Mallet, 2013].	67
3.8	Hydrogrammes de la crue du 19 au 20 février 2006 [Mallet, 2013]. . .	69
3.9	Hydrogrammes de la crue du 24 mai 1990 [Mallet, 2013].	70
3.10	Panorama de l'Observatoire de Draix-Bléone : “ <i>badlands</i> ” marneux. Source : Didier Richard, Irstea.	72
3.11	Production sédimentaire spécifique de 1988 à 2016 sur les bassins versants du Laval et du Brusquet. Les données de 1988 à 2000 sont issues de l'étude de [Mathys et al., 2003].	73
3.12	Carte géologique de la région de Draix présentant les contours des bassins du Brusquet et du Laval en délimitations noires [Mallet, 2013].	78
3.13	Régolithe sur “ <i>badlands</i> ” marneux [Rovéra and Robert, 2005].	81
3.14	Carte topographique de la région de Draix et contours des bassins du Brusquet (gauche) et du Laval (droite).	83
3.15	Orthophotographie du bassin versant du Laval.	84
3.16	Orthophotographie du bassin versant du Brusquet.	85
3.17	Carte des expositions sur le bassin du Laval (a) et sur celui du Brusquet (b).	87
3.18	Diagramme en radar des surfaces cumulées (<i>km</i> ²) par exposition sur le bassin versant du Laval.	88
3.19	Diagramme en radar des surfaces cumulées (<i>km</i> ²) par exposition sur le bassin versant du Brusquet.	89
3.20	Courbe hypsométrique sur les bassins versants du Laval et du Brusquet.	91
4.1	Courbe pente-aire drainée, à échelle logarithmique, sur les bassins versants du Laval (magenta), du Brusquet (bleu clair) et sur la partie marneuse, uniquement, du bassin du Brusquet (bleu foncé).	96

4.2	Relation pente-aire drainée pour des terrains à l'équilibre topographique comportant une végétation de base de type prairie et des terrains également à l'équilibre topographique mais dénudés. Ces deux types de terrains montrent des différences de valeurs de pentes et de longueurs de versants. Graphique traduit de [Collins et al., 2004].	98
4.3	Définition des composants amont et aval de l'indice de connectivité (IC) au sein d'un bassin versant pour le calcul de l'IC. Source : [Borselli et al., 2008].	102
4.4	Répartition spatiale de l'indice de connectivité sur le bassin du Laval.	104
4.5	Répartition spatiale de l'indice de connectivité sur le bassin du Brusquet.	105
4.6	Carte des pentes (a) et de rugosité (b) sur le bassin versant du Laval.	106
4.7	Carte des pentes (a) et de rugosité (b) sur le bassin versant du Brusquet.	107
4.8	Carte de la végétation du bassin versant du Laval issue des données de [Mathys, 2006].	112
4.9	Répartition des surfaces cumulées (km^2) par exposition et par groupement végétal, sur le bassin versant du Laval, normalisée par groupe de végétation.	113
4.10	Histogramme zonal des groupes de végétation et de l'exposition normalisé par groupements végétaux sur le bassin versant du Laval.	115
4.11	Distribution des pentes par type de végétation sur le bassin du Laval.	117
5.1	Le couplage versant-drain.	125
5.2	Distribution des pentes sur les deux bassins versants.	128
5.3	Résumé des caractéristiques des évènements de crue érosifs sur les deux bassins pour chaque année, de 1995 à 2016.	130
6.1	Illustration de NRMSE, MER et F_{cal} en fonction de D et de K_s sur les deux bassins. Chaque patch de couleur est obtenu à partir de 23 simulations longues d'une année chacune. K_s est en $m^{-1/2}an^{-1/2}$ et D en m^2an^{-1}	135
6.2	Illustration de NRMSE, MER et F_{cal} en fonction de D et de K_s sur le bassin du Laval sans l'année 2000. Chaque patch de couleur est obtenu à partir de 22 simulations longues d'une année chacune.	137
6.3	Représentation des valeurs de D (a), de K_s (b), et des erreurs de prédiction (c) optimales issues de la méthode de calibration de type "leave-one-out" et de validation croisée sur les 23 dernières années sur le bassin du Laval. Les lignes en pointillé indiquent les valeurs moyennes.	138

6.4	Illustration de NRMSE, MER et F_{cal} en fonction de D et de K_s sur le bassin du Brusquet sans l'année 2004. Chaque patch de couleur est obtenu à partir de 22 simulations longues d'une année chacune. . . .	140
6.5	Représentation des valeurs de D (a), de K_s (b), et des erreurs de prédiction (c) optimales issues de la méthode de calibration de type "leave-one-out" et de validation croisée sur les 23 dernières années sur le bassin du Brusquet. Les lignes en pointillé indiquent les valeurs moyennes.	141
6.6	Valeur optimale de K_S afin de minimiser F_{cal} , la valeur résultante de F_{cal} ainsi que l'erreur de prédiction moyenne pour le Laval et le Brusquet pour une gamme de valeur de τ_s (τ_s en m/an).	143
6.7	Carte d'évolution de la topographie sur le bassin versant du Laval après 400 ans de simulation avec les valeurs calibrées sur le Laval des paramètres K_s et D	149

Liste des tables

2.1	Fonctions géomorphologiques clés de la végétation à échelle locale et court terme	29
2.2	Fonctions géomorphologiques clés de la végétation à grande échelle et long terme	31
3.1	Caractéristiques physiques des sept bassins versants de l’Observatoire de Draix-Bléone. Données tirées des travaux de [Mathys, 2006].	61
4.1	Les différents groupes végétaux du bassin du Laval et leur proportion par rapport à la taille totale du bassin	114
4.2	Les différents groupes végétaux du bassin du Laval et leurs pentes moyennes respectives ($^{\circ}$) par ordre décroissant	118
5.1	Valeurs moyennes des évènements de crues érosives caractéristiques sur les deux bassins versants	130
6.1	Flux de sédiments annuels simulés moyens (tonnes) sur les bassins versants du Brusquet et du Laval en utilisant les séries chronologiques de ruissellement du Laval ou du Brusquet et les valeurs calibrées de D et de K_s sur le Laval ou sur le Brusquet	146