



**UNIL** | Université de Lausanne

Unicentre

CH-1015 Lausanne

<http://serval.unil.ch>

---

*Year : 2010*

## Contribution à la cartographie géomorphologique de la dynamique sédimentaire des petits bassins versants torrentiels

THELER, David

THELER, David, 2010, Contribution à la cartographie géomorphologique de la dynamique sédimentaire des petits bassins versants torrentiels

Originally published at : Thesis, University of Lausanne

Posted at the University of Lausanne Open Archive.  
<http://serval.unil.ch>

### **Droits d'auteur**

L'Université de Lausanne attire expressément l'attention des utilisateurs sur le fait que tous les documents publiés dans l'Archive SERVAL sont protégés par le droit d'auteur, conformément à la loi fédérale sur le droit d'auteur et les droits voisins (LDA). A ce titre, il est indispensable d'obtenir le consentement préalable de l'auteur et/ou de l'éditeur avant toute utilisation d'une oeuvre ou d'une partie d'une oeuvre ne relevant pas d'une utilisation à des fins personnelles au sens de la LDA (art. 19, al. 1 lettre a). A défaut, tout contrevenant s'expose aux sanctions prévues par cette loi. Nous déclinons toute responsabilité en la matière.

### **Copyright**

The University of Lausanne expressly draws the attention of users to the fact that all documents published in the SERVAL Archive are protected by copyright in accordance with federal law on copyright and similar rights (LDA). Accordingly it is indispensable to obtain prior consent from the author and/or publisher before any use of a work or part of a work for purposes other than personal use within the meaning of LDA (art. 19, para. 1 letter a). Failure to do so will expose offenders to the sanctions laid down by this law. We accept no liability in this respect.



UNIL | Université de Lausanne

Institut de géographie

FACULTE DES GEOSCIENCES ET DE L'ENVIRONNEMENT  
INSTITUT DE GEOGRAPHIE (IGUL)

# **Contribution à la cartographie géomorphologique de la dynamique sédimentaire des petits bassins versants torrentiels**

Thèse de doctorat présentée à la Faculté des Géosciences et de l'Environnement de  
l'Université de Lausanne par

**David THELER**

Licencié ès Lettres de l'Université de Lausanne  
Diplômé postgrade EPF en Hydrologie et Gestion des ressources en eau

## **Jury**

Prof. Torsten Vennemann, Président du jury,  
Prof. Emmanuel Reynard, Directeur de thèse  
Prof. Monique Fort, Expert  
Dr. Dominique Bérod, Expert  
Dr. Eric Bardou, Expert

LAUSANNE, octobre 2010

*A mes parents*

## Remerciements

Un travail de thèse est un long chemin parsemé d'obstacles qui ne peuvent être franchis sans l'aide et la participation de nombreuses personnes que je tiens à remercier ici.

Mes remerciements vont en premier lieu au Prof. Emmanuel Reynard, Directeur de cette thèse. Dès mes premières années universitaires, *Manu* a su me transmettre sa passion pour la géographie physique, plus particulièrement dans les domaines de la gestion de l'eau et de la géomorphologie alpine. En me laissant une grande liberté de travail et en m'apportant sa confiance durant plusieurs années, il a su m'aiguiller dans la bonne direction durant les moments de doute, m'encourager et valoriser les résultats obtenus dans le cadre de ce travail. Les colloques, workshops, camps, excursions et autres soirées passés en sa compagnie resteront inoubliables !

Ce travail n'aurait vu le jour sans le soutien Charly Wuilloud, Chef de la section Dangers Naturels à l'Etat du Valais. Je tiens à le remercier ici pour l'intérêt et l'enthousiasme qu'il a immédiatement portés à ce projet, mais surtout pour ses conseils et autres astuces pragmatiques dont lui seul a le secret. Dominique Bérod, expert du Jury et Chef de la Division Hydrologie à l'Office fédéral de l'Environnement, est aussi à l'origine de ce projet. Je le remercie sincèrement pour ses remarques averties pleines de rigueur scientifique, de l'élaboration du projet à la finalisation de ce dernier.

Spécialiste reconnu des laves torrentielles et autres phénomènes de charriage en tous genres, Eric Bardou possède la particularité de toujours pousser la réflexion plus loin et de remettre en question certaines choses considérées comme acquises. Les sorties de terrain en sa compagnie furent une source d'enseignement précieux, au même titre que ses conseils...

Mon intérêt pour la géomorphologie alpine n'aurait été ce qu'il est sans Christophe Lambiel, qui m'a appris à cartographier la géomorphologie sur les hauteurs de Jaman il y a dix ans. Son expérience et la complicité que j'ai entretenue avec lui m'ont été bénéfiques tout au long de mes études et ont permis à quelques articles de voir le jour.

J'aimerais remercier Monique Fort, Prof. de géomorphologie à l'Université Paris-Diderot, que j'ai rencontrée lors d'un colloque au Spitzberg en août 2007. Tout au long d'une magnifique excursion, Monique m'a pris sous son aile et m'a apporté ses connaissances à un moment charnière de mon travail de doctorat. Je la remercie également d'avoir accepté d'être du membre du Jury.

De nombreuses personnes m'ont accompagné sur le terrain pour mener (tant bien que mal) certaines mesures au GPS différentiel ou au LiDAR. Je remercie ici chaleureusement :

- Cristian Scapozza, dont la passion pour la géomorphologie ne connaît pas de limite,
- mes collègues et amis de l'IGAR Andrea Pedrazzini, Alexandre Loye, Benoît Mazotti et Thierry Oppikofer,
- Valentina « Vale » Garavaglia, qui m'a fait découvrir la dendrogéomorphologie et la langue italienne,
- Damien Abbet, qui se souviendra durant toute sa carrière de chasseur des mesures au GPS réalisées à Mandelon et surtout à Bochtür...

Plusieurs collègues de l'IGUL, devenus mes amis, m'ont épaulé à maintes reprises. Je tiens ici à remercier particulièrement :

- Simon Martin, pour son aide précieuse dans tous les domaines de l'informatique et systèmes d'information géographique ;
- Jean-Michel Fallot (MER en climatologie), pour toutes les données climatiques fournies et sa grande disponibilité ;
- Laetitia Laigre, pour sa relecture des parties les plus ennuyeuses de ce travail mais qui nécessitent de nombreuses corrections (!) ;
- Géraldine Bissig, Luzius Thomi, Kim Pierracci et Sabine Stäuble.

Deux étudiantes de l'IGUL – Sandra Grossenbacher sur l'analyse de cartes topographiques à Bochtür en 2008 et Stéphanie Jaquet sur le Bruchi et les données LiDAR en 2009 et – qui ont réalisé des travaux personnels de recherche et dont le contenu a pu directement profiter à ce travail.

Et toutes les autres personnes, qui, de près ou de loin ont permis à ce travail de voir le jour :

Christophe Graf et Alexandre Badoux (WSL), Michelle Bollschweiler (Dendrolab), Hansueli Gubler (AlpHug), Julien Vallet (Helimap), le Prof. Albrecht Steck (UNIL), **François Moreau (civiliste à l'IGUL durant l'été 2009), Guillaume Cheseaux (géographe IGUL, pour son aide à distance en matière de SIG et du logiciel Adobe Illustrator), Sébastien Morard (géographie UNIFR pour les photos du sommet du bassin versant du Meretschibach), Yann Beney (Etat du Valais) et Marcel Kuonen pour l'invitation à la sortie du conseil communal d'Agarn et la délicieuse raclette dégustée sur les hauteurs de Döfji, Sandra Grossenbacher et Stéphanie Jaquet.**

Enfin, **j'adresse** un remerciement particulier à mon ancien **compère d'étude Jack, qui** tenait à garder son anonymat **mais dont l'expérience** en matière de SIG apportée à la fin de ce travail a été très appréciée.

# Table des matières

## Vol. I

### *Partie I – Introduction générale*

---

<b>1</b>	<b>Introduction</b>	<b>2</b>
<b>2</b>	<b>Problématique</b>	<b>6</b>
2.1	Vers une augmentation des transferts sédimentaires ?	6
2.2	<b>Des outils cartographiques inadaptés à l'étude des formes et de la genèse</b> de certains phénomènes torrentiels	7
2.3	Vers une approche plus holistique	7
2.4	Spécificités et intérêts du travail	8
2.4.1	Cartographie du transfert sédimentaire	9
2.4.2	<b>Choix des sites d'étude et contexte régional</b>	9
2.5	Axes de recherche et objectifs	10
2.5.1	<b>Développement d'une méthode de cartographie des petits</b> systèmes torrentiels	10
2.5.2	Typologie des contextes géomorphologiques	11
2.5.3	Etat de la recherche en cartographie géomorphologique	11
2.5.4	Test et application de méthodes complémentaires à la cartographie géomorphologique	11
<b>3</b>	<b>Méthodes</b>	<b>12</b>
3.1	Cartographie géomorphologique et utilisation de cartes historiques	12
3.2	Méthodes complémentaires à la cartographie géomorphologique	13
3.2.1	Stations de mesures	13
3.2.2	Light Detection and Ranging (LiDAR)	13
3.2.3	<b>Méthodes d'estimations des transferts sédimentaires</b>	14
3.2.4	GPS différentiel	14
3.2.5	Dendrogéomorphologie	15
3.2.6	Synthèse des appareils installés et des mesures effectuées	15

### *Partie II – Cadre théorique et méthodologique*

---

<b>4</b>	<b>L'approche cartographique des phénomènes</b> <b>hydrogéomorphologiques</b>	<b>18</b>
4.1	Définition des notions de base	18
4.2	La cartographie des dangers en Suisse	19
4.3	La carte géomorphologique dans la cartographie des dangers	21
4.3.1	<b>L'exemple</b> de la légende des phénomènes (Kienholz et Krummenacher, 1995)	25
4.3.2	La légende pour la cartographie des mouvements de terrain et des eaux dans les zones de glissements (OFF, 1984)	27
4.4	La cartographie du danger « laves torrentielles »	27
4.4.1	Les cartes de susceptibilité	29
4.4.2	<b>Les indices d'érosion</b>	31
4.5	Synthèse	33
<b>5</b>	<b>Dynamiques sédimentaires des petits bassins versants alpins</b>	<b>34</b>
5.1	Introduction	34
5.1.1	Spécificités géomorphologiques du milieu alpin	34
5.1.2	Spécificités des systèmes torrentiels	35

5.2	Le transfert par les laves torrentielles	38
5.2.1	Terminologie et sémantique	38
5.2.2	Caractéristiques intrinsèques	39
5.2.3	Signatures géomorphologiques et rhéologie des laves torrentielles	40
5.2.4	<b>Facteurs contrôlant l'occurrence</b> des laves torrentielles	41
5.2.5	Estimation des volumes potentiels : aperçu et discussion des méthodes de calculs	45
5.2.6	Événements et mécanismes de déclenchement	47
5.3	Contextes géomorphologiques des zones de déclenchement	50
5.3.1	Indices géomorphologiques	50
5.3.2	Typologie des zones de déclenchements	51
5.3.3	Contextes géomorphologiques périglaciaires	52
5.3.4	<b>Fluidification d'une masse sédimentaire : l'exemple</b> du Torrent des Marais	53
5.3.5	Contextes géomorphologiques glaciaires	54
5.3.6	Contextes géomorphologiques complexes	58
5.3.7	Synthèse	62
5.4	Conceptualisation des transferts sédimentaires : réservoirs et cascade sédimentaire	63
5.4.1	Le concept de cascade sédimentaire	63
5.4.2	Représentation conceptuelle	65
5.4.3	Estimations des volumes de stocks sédimentaires	67
5.4.4	Estimation des transferts sédimentaires	67
5.5	Conclusions	69
<b>6</b>	<b>Méthodologie de cartographie</b>	<b>70</b>
6.1	Introduction	70
6.2	Cartographie des systèmes torrentiels : méthodologie développée	71
6.2.1	Identification des sources sédimentaires (étape 1)	71
6.2.2	Simulation du réseau hydrographique, connectivité des sources sédimentaires (étape 2)	72
6.2.3	Délimitation des unités de cartographie géomorphologique (étape 3)	74
6.2.4	Cartographie morphogénétique et délimitation des stocks sédimentaires (étape 4)	75
6.2.5	Activité des stocks sédimentaires	80
6.2.6	Processus de transfert « retravaillant » les stocks vers le chenal	83
6.2.7	Symbologie	83
6.2.8	Echelles de cartographie	84
6.2.9	Résultat final	84

---

### ***Partie III – Etude de deux systèmes torrentiels***

<b>7</b>	<b>Analyse géomorphologique des périmètres d'étude</b>	<b>86</b>
7.1	Introduction	86
7.2	Bruchi	86
7.2.1	Contexte climatique local	87
7.2.2	Cadre tectonique et géologique	89
7.2.3	Contexte géomorphologique régional	90
7.2.4	Description géomorphologique détaillée du système torrentiel	95
7.2.5	Evolution morphogénétique du système	98
7.2.6	Activité torrentielle	101
7.2.7	Ouvrages et mesures de protection et cartographie des dangers	103
7.3	Meretschibach	105
7.3.1	Contexte climatique local	105
7.3.2	Contexte tectonique et géologique	108
7.3.3	Contexte géomorphologique régional	111
7.3.4	Hydrographie et hydrologie du Meretschibach	114
7.3.5	Description géomorphologique détaillée du système torrentiel	114
7.3.6	<b>Evolution morphogénétique de la zone d'érosion</b>	117

7.3.7	Activité torrentielle	118
7.3.8	Cartographie des dangers et ouvrages et mesures de protection	124

<b>8</b>	<b>Application de la méthodologie et analyse des modifications géomorphologiques</b>	<b>125</b>
8.1	Bruchi	125
8.1.1	Application de la méthodologie	125
8.1.2	Observations géomorphologiques	129
8.1.3	Photographies répétitives	135
8.1.4	LiDAR	137
8.2	Meretschibach	145
8.2.1	Application de la méthode	145
8.2.2	Observations géomorphologiques	147
8.2.3	Photographies répétitives	148
8.2.4	GPS différentiel et interférométrie satellitaire	151
8.3	Synthèse	153

---

## ***Partie IV – Discussion et conclusions***

<b>9</b>	<b>Discussion de la méthode</b>	<b>155</b>
9.1	Retour sur les objectifs de la thèse	155
9.1.1	Système de légende pour la cartographie de la dynamique du transfert sédimentaire	155
9.1.2	Susceptibilité des zones à produire du matériel	157
9.1.3	Application du modèle de cascade sédimentaire	159
9.2	Répliquabilité de la méthode	160
9.3	Utilisation des méthodes complémentaires à la cartographie géomorphologique	161
9.3.1	Données thermiques et pluviométriques	161
9.3.2	Photographies répétitives	163
9.3.3	GPS différentiel	168
9.3.4	Traçages sédimentaires et piquets de dénudation	168
9.3.5	Exploitation des MNT et outils hydrologiques	168
9.3.6	LiDAR	169
9.3.7	Avantages et inconvénients des méthodes et outils utilisés	171
<b>10</b>	<b>Conclusions générales et perspectives de recherche</b>	<b>172</b>
10.1	Conclusions générales	172
10.2	Développements de la méthodologie	174
10.2.1	Végétation : dynamique des processus géomorphologiques et cartographie	174
10.2.2	Implémentation de données géomorphologiques dans un SIG	175
10.3	Contextes géomorphologiques des systèmes torrentiels	176
10.4	Etablissement de budgets sédimentaires	177
	<b>Références bibliographiques</b>	<b>178</b>

## Résumé

---

Les laves torrentielles sont l'un des vecteurs majeurs de sédiments en milieu montagneux. Leur comportement hydrogéomorphologique est contrôlé par des facteurs géologique, géomorphologique, topographique, hydrologique, climatique et anthropique. Si, en Europe, la recherche s'est plus focalisée sur les aspects hydrologiques que géomorphologiques de ces phénomènes, **l'identification des volumes de sédiments potentiellement mobilisables au sein de petits systèmes torrentiels et des processus responsables de leur transfert est d'une importance très grande en termes d'aménagement du territoire et de gestion des dangers naturels.** De plus, une corrélation entre des événements pluviométriques et l'occurrence de laves torrentielles n'est pas toujours établie et de nombreux événements torrentiels semblent se déclencher lorsqu'un seuil géomorphologique intrinsèque (degré de remplissage du chenal) **au cours d'eau est atteint.**

Une méthodologie pragmatique a été développée pour cartographier les stocks sédimentaires constituant une source de matériaux pour les laves torrentielles, comme outil préliminaire à la quantification des volumes transportés par ces phénomènes. **La méthode s'appuie sur des données dérivées directement d'analyses** en environnement SIG réalisées sur des modèles numériques d'altitude de haute précision, **de mesures de terrain et d'interprétation de photographies aériennes.** La méthode a été conçue pour évaluer la dynamique des transferts sédimentaires, en prenant en compte le rôle des différents réservoirs sédimentaires, **par l'application du concept de cascade sédimentaire** sous un angle cartographique.

Les processus de transferts sédimentaires ont été étudiés dans deux bassins versants des Alpes suisses (torrent du Bruchi, à Blatten bei Naters et torrent du Meretschibach, à Agarn). La cartographie géomorphologique a été couplée **avec des mesures complémentaires permettant d'estimer les flux sédimentaires et les taux d'érosion (traçages de peinture, piquets de dénudation et utilisation du LiDAR terrestre).** La méthode proposée se révèle innovatrice en comparaison avec la plupart des systèmes de légendes géomorphologiques existants, qui ne sont souvent pas adaptés pour cartographier de manière satisfaisante les systèmes géomorphologiques complexes et actifs que sont les bassins **torrentiels.** **L'intérêt de cette méthode est qu'elle permet l'établissement d'une cascade sédimentaire, mais uniquement pour des systèmes où l'occurrence d'une lave torrentielle est contrôlé** par le degré de remplissage en matériaux du chenal. Par ailleurs, le produit cartographique ne peut être directement utilisé pour la création de cartes de dangers – axées sur les zones de dépôt – mais revêt un intérêt pour la mise en place de mesures de correction et pour **l'installation de systèmes** de monitoring **ou d'alerte.**

La deuxième partie de ce travail de recherche est consacrée à la cartographie géomorphologique. Une analyse a porté sur un échantillon de 146 cartes ou systèmes de légende datant des années 1950 à 2009 et réalisés dans plus de 40 pays. Cette analyse a permis de mettre en évidence la diversité des applications et des **techniques d'élaboration** des cartes géomorphologiques.

## Abstract

---

Debris flows are one of the most important vectors of sediment transfer in mountainous areas. Their hydro-geomorphological behaviour is conditioned by geological, geomorphological, topographical, hydrological, climatic and anthropic factors. European research in torrential systems has focused more on hydrological processes than on geomorphological processes acting as debris flow triggers. Nevertheless, the identification of sediment volumes that have the potential to be mobilised in small torrential systems, as well as the recognition of processes responsible for their mobilisation and transfer within the torrential system, are important in terms of land-use planning and natural hazard management. Moreover, a correlation between rainfall and debris flow occurrence is not always established and a number of debris flows seems to occur when a poorly understood geomorphological threshold is reached.

A pragmatic methodology has been developed for mapping sediment storages that may constitute source zone of bed load transport and debris flows as a preliminary tool before quantifying their volumes. It is based **on data directly derived from GIS analysis using high resolution DEM's, field measurements and aerial photograph interpretations**. It has been conceived to estimate sediment transfer dynamics, taking into account the role of different sediment stores in the torrential system **applying the concept of "sediment cascade" in a cartographic point of view**.

Sediment transfer processes were investigated in two small catchments in the Swiss Alps (Bruchi torrent, Blatten bei Naters and Meretschibach torrent, Agarn). Thorough field geomorphological mapping coupled with complementary measurements were conducted to estimate sediment fluxes and denudation rates, using various methods (reference coloured lines, wooden markers and terrestrial LiDAR). The proposed geomorphological mapping methodology is quite innovative in comparison with most legend systems that are not adequate for mapping active and complex geomorphological systems such as debris flow catchments. The interest of this mapping method is that it allows the concept of sediment cascade to be spatially implemented but only for supply-limited systems. The map cannot be used directly for the creation of hazard maps, focused on the deposition areas, but for the design of correction measures and the implementation of monitoring and warning systems.

The second part of this work focuses on geomorphological mapping. An analysis of a sample of 146 (extracts of) maps or legend systems dating from the middle of the 20<sup>th</sup> century to 2009 – realised in more than 40 different countries – was carried out. Even if this study is not exhaustive, it shows a clear renewed interest for the discipline worldwide. It highlights the diversity of applications, techniques (scale, colours and symbology) used for their conception.

## **PARTIE I**

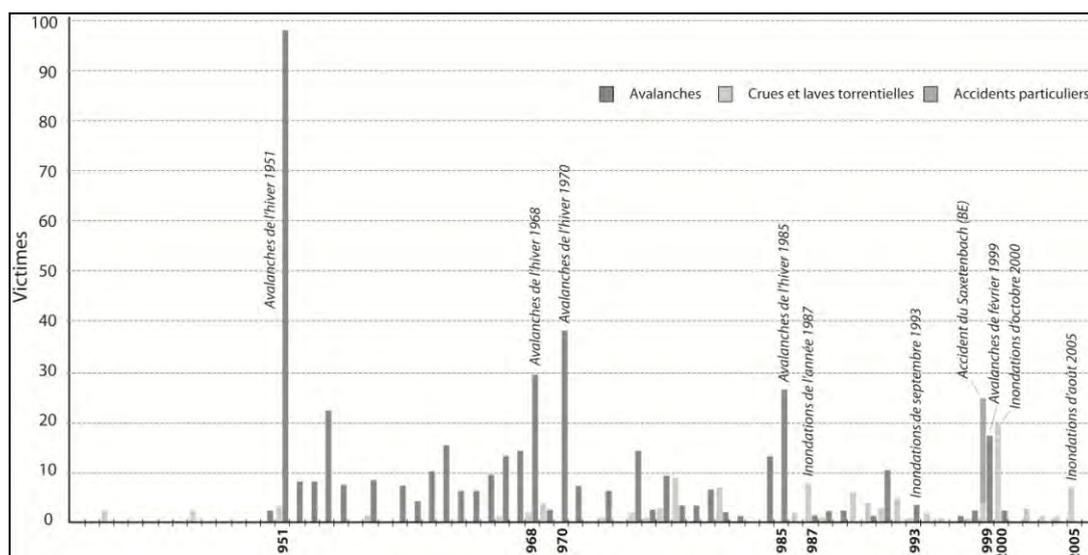
---

Introduction générale

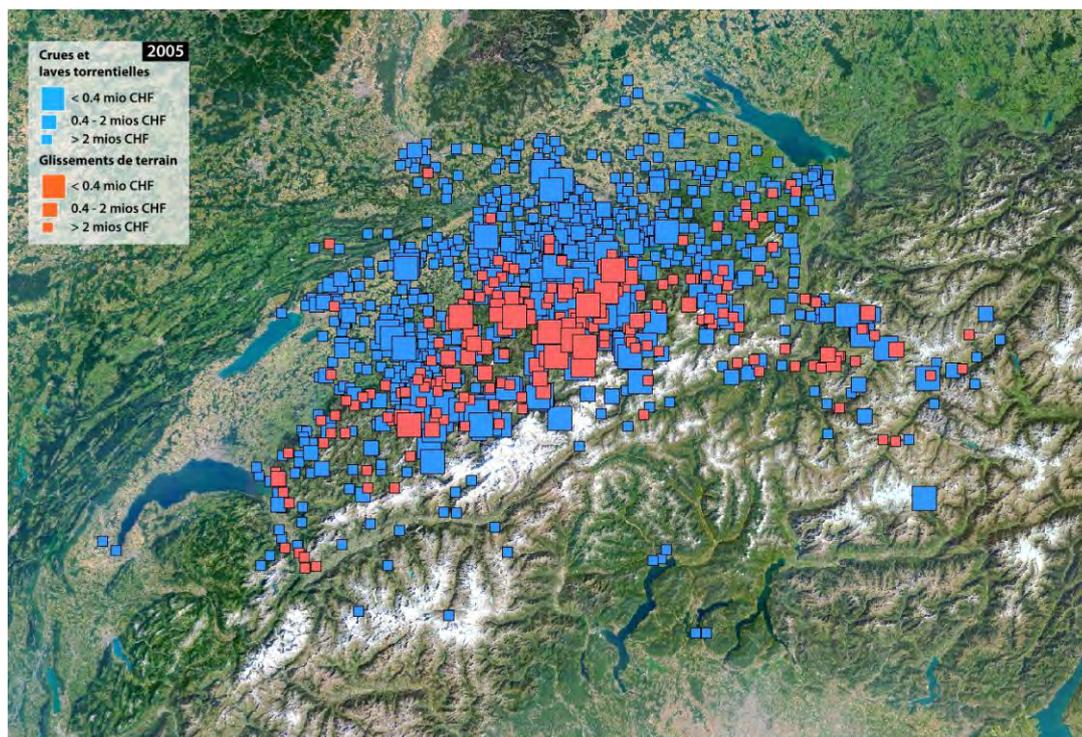
# 1 Introduction

Dans un contexte de réchauffement climatique global qui favorise la récurrence d'épisodes météorologiques intenses et lorsque ces événements se conjuguent avec la déclivité du terrain et certaines conditions géomorphologiques, une dynamique destructrice menace toujours plus les infrastructures et les populations vivant à proximité ou dans les montagnes (Alcántara-Ayala, 2002 ; Hewitt, 2004). Les environnements montagneux couvrent 24% des terres émergées de la planète et présentent une grande diversité de processus géomorphologiques, caractérisés par une stabilité relativement faible et **des épisodes d'activité prononcée**, voire brutale (Owens et Slaymaker, 2004). De cette instabilité résulte toute une gamme de dangers géomorphologiques : avalanches, mouvements de masse, glissements de terrain ou laves torrentielles. L'ONU estime que **89% des catastrophes naturelles récentes** ont une origine météorologique ou climatique, leur fréquence ayant significativement augmenté durant la dernière décennie (SIPC et al. 2004), alors que les conséquences économiques **liées aux phénomènes hydrogéomorphologiques, de l'ordre, 50 à 60 milliards de dollars US par an, ne cessent de prendre de l'ampleur depuis 50 ans environ**. Chaque année, les inondations affectent environ 520 millions de personnes et déciment environ 25'000 personnes à travers le monde (UNESCO, 2008).

La Suisse est également confrontée à la récurrence de phénomènes hydrogéomorphologiques catastrophiques depuis la fin des années 1980 (OFEE et SHGN 1991 ; Rickenmann, 1997 ; Bader et Kunz, 1998 ; OcCC, 1998 ; OFEG, 2002 ; OcCC, 2008 ; OFEV, 2008). Entre 1980 et 2010, les crues ont occasionné dans notre pays des dégâts matériels avoisinant 9 milliards de francs suisses (OFEG, 2001), alors que les seuls événements **du mois d'août 2005 ont provoqué en Suisse centrale des dommages d'un montant total de 3 milliards de francs** (Fig. 1.2) (OFEV, 2008 ; PLANAT, 2008). Au **total, plus de 5'000 glissements et coulées boueuses ont été recensés et 25 bassins versants ont connu des laves torrentielles** (OFEV, 2008). Des phénomènes d'érosion latérale ont été à l'origine des principaux dégâts le long des rivières de vallées **comme l'Emme ou la Linth** (Fig. 1.3). Si la diversité des processus survenus **au mois d'août 2005 correspond à celle d'autres événements d'ampleur similaire, l'année 2005 ressort par le montant total des dommages enregistrés** (900 communes ont été touchées) et surtout par le nombre de victimes (6) (Fig. 1.1).



**Figure 1.1** Aperçu des victimes dues à des catastrophes naturelles en Suisse (1937-2006). Tiré de Petrashek et Kienholz (2003) et OFEG (2001), modifiés et complétés.



**Figure 1.2** Carte des dommages causés en Suisse par les crues et laves torrentielles (bleu) et les glissements de terrain (rouge) suite aux intempéries d'août 2005. Seules les données communales ont été utilisées pour réaliser cette représentation graphique des dommages (1,68 milliard de francs au total). En tout, les intempéries ont causé pour 3 milliards de francs de dégâts. Les dégâts dans les communes sont répartis en trois catégories: moins de 0,4 million de francs (petits symboles), entre 0,4 et 2 millions de francs (symboles de taille moyenne) et plus de 2 millions de francs (grands symboles). D'après © OFEV 2005, modifié (Swisstopo (DV351.5, DV002213, DV043734.1))

Le risque de catastrophes naturelles ne dépend toutefois pas uniquement de facteurs géologiques et climatiques. Le comportement de notre société joue un rôle prépondérant dans l'exposition toujours plus importante de la population et des infrastructures face aux aléas naturels : l'emprise de l'être humain s'exerce de plus en plus dans des zones potentiellement exposées et la prospérité économique a fortement augmenté la valeur des objets (Hürlimann et al. 2006). Ceci est particulièrement vrai dans les Alpes, véritable plate-forme de loisirs et de détente, qui ont vu au cours des dernières décennies leur population et leur densité du trafic fortement augmenter (OFEFP, 2001). Les sites hors d'atteinte des aléas naturels et aptes à la construction résidentielle sont ainsi devenus de plus en plus rares (Stoffel et Monbaron, 2000 ; Bonnet-Staub, 2001), tandis que les corrections successives des rivières alpines (Vischer, 2003) ont montré leurs limites. Lors des crues de 1987 et 1993 et plus encore lors de celles d'octobre 2000<sup>1</sup> (Fig. 1.2), la nécessité de fournir des espaces inondables pour lamener les crues a été démontrée.

Les événements de 1987 (OFEE et SHGN, 1991), 1993 (SHGN, 1994) et 2000 (OFEF, 2002) ainsi que d'autres épisodes catastrophiques au niveau suisse (Fig. 1.3) ont provoqué un changement de paradigme dans le domaine de la protection contre les crues et de l'aménagement des cours d'eau. On est ainsi passé d'une politique de réduction du risque – basée essentiellement sur des mesures de protection actives – à une politique de culture du risque, où les mesures passives et la volonté de corréliser les aspects sécuritaires et écologiques prédominent (Zaugg Stern, 2006 ; Thomi, 2010). Ceci

<sup>1</sup> Les 14 et 15 octobre 2000, le Rhône et de nombreux affluents latéraux sortent de leur lit et coûtent la vie à 16 personnes, dont 13 pour le seul village de Gondo, touché par une coulée boueuse de 10'000 m<sup>3</sup> qui déstabilise et emporte 500 tonnes de murs, détruisant 10 maisons. Les crues provoquent des dégâts dans tout le Valais (85% des communes) pour un montant total estimé à 470 millions de francs et inondent 1'027 ha (OFEF, 2002). De manière générale, les inondations dans la vallée du Rhône se sont produites en raison de ruptures de digues et/ou en raison d'une capacité insuffisante du lit de la rivière (OFEF, 2002).

a abouti à des modifications légales (Reynard et al. 2001 ; Zaugg Stern, 2006 ; OFEV, 2008 ; Thomi, 2010), avec l'adoption de la Loi fédérale sur l'aménagement des cours d'eau (LACE) du 21 juin 1991 et son ordonnance du 2 novembre 1994 ainsi que la modification de Loi sur les Forêts (Lfo) du 4 octobre 1991 mais aussi à la création de nouveaux outils d'aménagement du territoire, principalement le renforcement de la cartographie des dangers.



**Figure 1.3** Aperçu photographique de quelques événements hydrogéomorphologiques ayant touché la Suisse au cours des vingt dernières années. A) dépôt de crue à Brigue et de charriage hyperconcentré, 1993 (© Planat) ; B) dépôt de charriage hyperconcentré à Ergisch, 1993 (© Planat) ; C) dépôt de lave torrentielle à Grimentz, 1999 (© Immoblog) ; D) dépôt de lave torrentielle à Fully, 2000 (© OFEG, 2002) ; E) dépôt de charriage hyperconcentré à Baltschieder, 2000 (© Planat) ; F) inondation à Saxon, 2000 (© Planat) ; érosion de berges à Klosters, 2005 (© OFEFV, 2008) ; H) inondation statique, lac de Brienz, 2005 (© OFEV, 2008) ; I) dépôt de lave torrentielle du Durnand, 2006 (© D. Theler).

Les cartes de dangers sont le principal outil d'aménagement du territoire, dont la finalisation est prévue en 2011 pour toutes les zones habitées de Suisse (Loat, 2007). Même si leur coût (5'000 CHF/km<sup>2</sup>) est nettement inférieur à celui de la réhabilitation d'une zone sinistrée se chiffrant à environ 100'000.- le km<sup>2</sup>, Loat, 2007), les cartes de dangers ne règlent pas encore tous les problèmes d'aménagement du territoire (OFAT et al. 1997a et b ; Penelas et al. 2008).

La cartographie des avalanches, débutée il y a plus d'un demi-siècle à la suite des avalanches de l'hiver 1951 (Schneebeli et al. 1997), est la plus avancée et les résultats ont montré leur fiabilité en février 1999 (Fig. 1.1). Sur 856 avalanches<sup>2</sup>, seules trois ont dépassé les limites établies par les

<sup>2</sup> Il a fallu décréter l'état d'urgence dans plusieurs régions alpines (OFEFP 1999) : en cinq semaines, la couche de neige s'était accrue de plus de cinq mètres (Ammann, 2003), atteignant par endroits une hauteur record (jusqu'à huit mètres). L'instabilité du manteau neigeux et les accumulations locales dues à des vents violents ont accentué le danger d'avalanches.

**cartes de dangers.** Durant les intempéries du mois d'août 2005 par contre, les limites cartographiées se sont révélées exactes dans près de 80% des cas (Loat, 2007).

La définition des zones de dangers est un processus en constante évolution. Chaque nouvel événement fournit des informations utiles dont découle une meilleure compréhension du phénomène. Une **carte de dangers n'est donc jamais définitive et les documents légaux doivent constamment être adaptés aux connaissances nouvelles. Loin d'être fataliste, ce constat montre qu'une meilleure connaissance des phénomènes est nécessaire pour protéger au mieux les infrastructures et les personnes.**

Vecteur majeur de transport de sédiments en milieu montagneux (Sterling et Slaymaker, 2007), les laves torrentielles se rencontrent dans tous les environnements morfo-climatiques du monde où **l'approvisionnement en sédiments est abondant et les précipitations importantes** (Beatty, 1990 ; Lecce, 1990 ; Ballandras, 1997 ; Staley et al. 2006). Il **n'en demeure pas moins des événements imprévisibles dont l'occurrence dépend de nombreux facteurs pour lesquels des seuils de déclenchement ne sont pas encore définis précisément** (Bardou, 2002 ; Romang et al. 2010).

**La connaissance des volumes de sédiments potentiellement mobilisables et l'estimation des volumes transportés puis déposés par les laves torrentielles est la question centrale du diagnostic préliminaire menant à une analyse des dangers liés à l'eau (Brochot et al. 2002). Malgré l'éventail des formules à disposition pour réaliser de tels calculs, l'hétérogénéité des résultats obtenus, faute de paramètres permettant de caler les calculs, peut conduire, dans le pire des cas, à une sous-estimation des volumes mobilisables. Aussi, une compréhension complète de la production actuelle de sédiments ainsi que des régimes de transport à l'intérieur des petits bassins versants torrentiels est fondamentale pour prédire les effets de changements anthropiques ou climatiques sur le fonctionnement futur du système.**

Notre travail est **précisément articulé autour de l'évaluation des volumes potentiellement mobilisables, sous l'angle de la cartographie géomorphologique** comme outil de diagnostic **préliminaire à la réalisation d'une carte de dangers. Au préalable, une réflexion sur l'augmentation possible des transferts sédimentaires et sur la pertinence des outils cartographiques actuellement utilisés est proposée, avant un bilan des recherches et études réalisées à ce jour sur les phénomènes hydrogéomorphologiques** (ch. 2). Une deuxième partie présente la place de la cartographie **géomorphologique dans le processus menant à la réalisation d'une carte des dangers** (ch. 4) et fait le bilan des connaissances actuelles sur les transferts sédimentaires dans les petits bassins versants alpins, sous un angle géomorphologique (ch. 5). Le chapitre 6 propose et décrit notre méthodologie de diagnostic applicable à ces petits bassins versants. La troisième partie de ce travail présente deux systèmes torrentiels (ch. 7) sur lesquels a été appliquée la méthode (ch. 8). Une quatrième partie propose une discussion de la méthodologie développée et des différents outils et méthodes utilisés en complément à la cartographie géomorphologique (ch. 9) puis se termine par des conclusions générales et des perspectives de recherche (ch. 10).

Un deuxième volume aborde de manière spécifique le domaine de la cartographie géomorphologique. Un premier chapitre retrace les grandes étapes historiques du développement **des cartes géomorphologiques et présente l'échantillon de cartes** sur lesquels différentes statistiques ont été réalisées. Le deuxième chapitre présente les domaines **d'application des cartes géomorphologiques** ainsi que leur typologie et contenu. **Les techniques d'élaboration d'une carte géomorphologique** sont passées en revue dans le chapitre 3, **avant la présentation d'une dizaine de systèmes de légende** (ch. 4), élaborés dans différents pays. **Des propositions d'extension de la légende de l'IGUL y sont proposées, avant** les conclusions générales et une bibliographie fournie.

---

Dans de nombreux secteurs, le degré 5 de l'échelle européenne (très fort danger d'avalanches) a été atteint pour la première fois **depuis l'introduction en 1993 de cette échelle.** Il a été appliqué durant six jours.

## 2 Problématique

*Parmi la gamme des processus et dangers géomorphologiques liés à l'eau, les laves torrentielles et les phénomènes de charriage demeurent des phénomènes difficilement prévisibles et récurrents dans les environnements alpins. Leur fonctionnement hydrogéomorphologique demeure encore en partie méconnu. Ce chapitre met en lumière l'intérêt de développer des moyens de reconnaissance cartographique focalisés sur les transferts sédimentaires, à l'échelle des petits systèmes torrentiels. Ces moyens devraient permettre de renforcer certains outils de prévention des risques naturels, comme les cartes de dangers.*

### 2.1 Vers une augmentation des transferts sédimentaires ?

Les récentes études du groupe d'experts international sur le changement climatique (IPCC, 2007) confirment les tendances émises depuis le début du XXI<sup>e</sup> siècle, soit une augmentation généralisée des températures et d'épisodes pluvieux de forte intensité en Europe centrale. En Suisse, depuis le début des mesures systématiques en 1864, la moyenne annuelle de la température est montée de 1.2°C à 1.5°C dans le nord du pays et 0.9 dans le sud, les 15 dernières années comptant parmi les plus chaudes depuis 500 ans (Rebetez, 2006). Au XX<sup>e</sup> siècle, les précipitations hivernales au nord des Alpes et à l'ouest du pays ont augmenté de 10 à 30% (IPCC, 2007), une tendance que Fallot (2000) avait confirmée au niveau du nombre de jours de fortes précipitations journalières (> 50 mm), dont l'augmentation est sensible depuis 1975 dans les Préalpes et le Valais.

Si la réaction du permafrost au réchauffement du climat est encore partiellement méconnue<sup>1</sup> (OFAT et al. 1997b ; Delaloye, 2004 ; Lambiel, 2006 ; Kääb et al. 2007), une dégradation du permafrost<sup>2</sup> pourrait contribuer à déstabiliser des volumes importants de sédiments quaternaires superficiels non consolidés et non végétalisés recouvrant les versants de haute altitude, tels que les éboulis, les glaciers rocheux ou différents types de dépôts morainiques (Zimmermann et al. 1997a ; Gude et Barsch, 2005 ; Chiarle et al. 2007 ; Kneisel et al. 2007). De nombreux éboulements ont par ailleurs été observés à haute altitude et sur les pentes exposées au nord de tout l'espace alpin lors de l'été caniculaire 2003 (ProClim, 2005). D'un point de vue géomorphologique, les conséquences se répercuteront assurément sur les phénomènes de charriage car les processus hydrologiques en régions tempérées dépendent étroitement de la présence ou de l'absence de permafrost, ainsi que de l'épaisseur du niveau actif (Hinzman et al. 2003).

Etant donné que les sédiments seront d'autant plus aisément disponibles dans les parties supérieures des bassins versants et que les chenaux d'écoulement seront d'autant plus fréquemment rechargés en sédiments, l'intensité et les impacts des futures laves torrentielles estivales pourraient être supérieures à la situation actuelle en raison de températures plus chaudes et de précipitations plus intenses, même si la fréquence des événements estivaux va probablement décroître (OcCC, 2003 et 2008). Aussi, la saisonnalité des chutes de pierres sera également affectée par la modification des cycles de gel-dégel et une augmentation des chutes de pierres à haute altitude est possible en raison

---

<sup>1</sup> Une des raisons est l'absence de longues séries de mesures, le pergélisol n'étant étudié de manière systématique que depuis une trentaine d'années (Lambiel et al. 2004). Le permafrost ayant un temps de réponse aux modifications climatiques beaucoup plus lent que les glaciers, il faudra probablement attendre plusieurs années pour que les mesures effectuées dans le cadre du programme Permafrost Monitoring in Switzerland (PERMOS) dévoilent des changements notoires dans la distribution du pergélisol et le régime thermique du sous-sol (OFEFP et OFS, 2002 ; Lambiel et Delaloye, 2005). Cependant, l'extension maximale du pergélisol a diminué d'environ 7% sur l'hémisphère nord entre 1901 et 2002 (Solomon et al. 2007). En Suisse, les données récoltées dans la région de Murtèl-Corvatsch (Vonder Mùhl et al. 2007) ont par exemple montré que depuis 1987, les températures du permafrost à 11.5 m de profondeur ont été les plus chaudes en 2001 et 2003.

<sup>2</sup> En Suisse, la surface potentielle occupée par le permafrost représente 5 à 6% du territoire (OFEFP et OFS, 2002).

du rehaussement de la limite du zéro degré (Stoffel et Monbaron, 2000). Globalement, la mise à disposition d'une grande quantité de ces matériaux meubles, mobilisables par les eaux de ruissellement, est à même de favoriser, voire de restaurer, d'importants transferts de sédiments par des laves torrentielles (Rouiller, 1997 ; Lugon et al. 2000 ; Bonnet-Staub, 2001), comme cela a été le cas au Minstigerbach (Zimmermann et al. 1997b). L'ampleur de certains événements pourrait être sans précédent historique (Zimmermann et al. 1997a). La rétraction des bandes actives des chenaux à écoulement torrentiel depuis la fin du Petit Age Glaciaire, dictée par une progression de la végétation des rives et par la mise en place d'aménagements anthropiques, a par ailleurs conduit à un aménagement progressif et intensif des cônes de déjection correspondant aux zones de dépôts torrentiels (Bonnet-Staub, 2001 ; Veyrat-Charvillon, 2005 ; Garitte et Lahousse, 2002 ; Staley et al. 2006), ce qui modifie également la dynamique des transferts sédimentaires, tout en augmentant la vulnérabilité des populations concernées.

## 2.2 Des outils cartographiques inadaptés à l'étude des formes et de la genèse de certains phénomènes torrentiels

L'augmentation d'événements hydro-météorologiques d'importance nous conduit en permanence à repenser la justesse de certaines cartes de dangers, notamment pour des phénomènes aussi imprévisibles que les laves torrentielles. En Suisse, la réalisation de ces cartes consiste en trois étapes, dont la première est l'établissement d'une carte des phénomènes sur la base d'observations sur le terrain et à l'aide d'une légende officielle (Kienholz et Krummenacher, 1995). Depuis sa parution en 1995, la légende des phénomènes a fait l'objet de nombreuses critiques ou améliorations notamment pour les éboulements<sup>3</sup> (Rouiller et Marro, 1997) et les laves torrentielles (Liniger, 2000 ; Zimmermann, 2000 ; Bardou, 2000 et 2002). L'inconvénient majeur de cette légende est son caractère « instantané » dans le temps, qui ne permet pas d'indiquer si les formes observées sont récurrentes ou seulement temporaires. La carte doit être refaite après chaque événement pour que la superposition des différents relevés permette d'obtenir une moyenne des zones touchées. En travaillant de la sorte, c'est en fait un cadastre des événements qui est directement appliqué à la cartographie. Le problème est d'autant plus important pour les torrents qui fonctionnent avec des recharges sédimentaires et dont les transferts de sédiments ne dépendent pas (toujours) de l'occurrence de précipitations intenses (Veyrat-Charvillon, 2005).

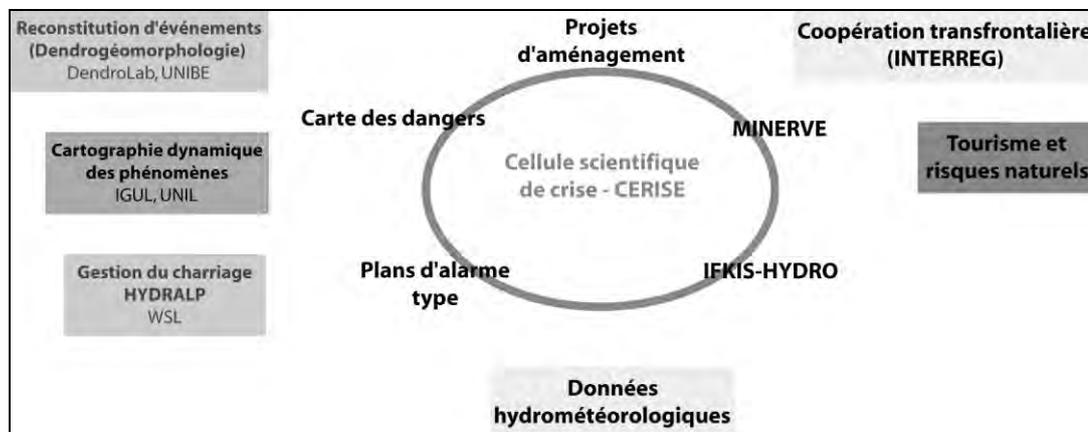
## 2.3 Vers une approche plus holistique

En Suisse, l'année 1987 a véritablement lancé la recherche dans le domaine des phénomènes de charriage (p. ex. Zimmermann, 1990 ; Stoffel et Monbaron, 2000 ; Näf et McArdeall, 2004), qui a d'abord été menée pour les besoins de l'aménagement du territoire en montagne. Ainsi, la plupart des travaux se sont surtout focalisés sur les caractéristiques de transport de la charge sédimentaire, la fréquence et la magnitude des laves torrentielles, la réponse de bassins versants instrumentés à la sollicitation d'événements pluvieux ou l'analyse de relations intensité-fréquence (Zimmermann et al. 1997a; Hungr et al. 2008 ; Brayshaw et Hassan, 2009). Ceci s'est fait au détriment d'une approche holistique ou géomorphologique considérant toute la gamme des processus d'alimentation en matériaux du torrent dans le bassin versant, principalement les processus de versants, ainsi que sur les processus de déclenchement de ces phénomènes (Johnson et Warburton, 2002 et 2006). Des recommandations pour la documentation et la cartographie des événements naturels ont ainsi été élaborées par la PLANALP (2006) alors que la PLANAT (2008) soutient, d'un point de vue juridique, la réalisation des cartes de dangers communales tout en favorisant l'échange d'informations et de connaissances sur les dangers naturels.

<sup>3</sup> Selon les auteurs, « la légende n'intègre en effet pas les mécanismes de mobilisation et peut donc rater un éboulement majeur, issu d'un processus de dégradation lent et irréversible se reproduisant très rarement au même endroit » (Rouiller et Marro, 1997). De ce constat est née la méthode « Matterock », qui a été appliquée à plus de cinquante sites en Valais, notamment dans les régions du Mattertal, du Saatal, du Simplon et dans le Val de Bagnes, ainsi qu'en Italie.

## 2.4 Spécificités et intérêts du travail

Notre recherche s'insère dans une stratégie globale de prévention et de gestion des dangers naturels en Suisse et en Valais (Bérod, 2007 ; Fig. 2.1) et vise plus précisément l'acquisition de meilleures connaissances sur les processus.



**Figure 2.1** Stratégie de protection globale en Valais avec quelques projets de recherche (liste non exhaustive) en Valais. Tiré de Bérod (2007) : Premières Journées de Rencontre sur les dangers naturels. IGAR-Lausanne, 31 août 2007.

A l'échelle nationale, la mise en place de plate-formes de gestion des risques naturels dont font partie PLANAT<sup>4</sup>, FAN<sup>5</sup>, DNG<sup>6</sup>, CENAT<sup>7</sup> et AGNAT<sup>8</sup>, poursuivent un objectif similaire : acquérir plus de connaissances sur les processus géomorphologiques et hydrologiques agissant sur ces systèmes afin d'améliorer les procédures d'évaluation des dangers dans les environnements alpins.

Particulièrement exposé aux phénomènes torrentiels, le canton du Valais, par le biais de différentes collaborations, a réalisé ou mène actuellement plusieurs projets ayant trait à (Fig. 2.1) :

- l'identification des processus de dangers (thèse sur la méthodologie de diagnostic des laves torrentielles pour les bassins versants alpins (1998 – 2001 (Bardou, 2002 ; Bardou et al. 2003)) ; projet Hydralp (2002 – 2008) ; monitoring de l'Ilgraben (1997- en cours) ; projets sur la fréquence et la magnitude d'événements torrentiels passés du laboratoire de dendrogéomorphologie de l'Université de Berne (Dendrolab) (2002 – en cours<sup>9</sup>) ; cartographie de la dynamique des bassins versants de montagne (2007 – 2010) qui est le thème central de la présente étude ;
- l'identification des zones de dangers (projet CONSECRU<sup>10</sup> élaboré à la suite des intempéries de 1993 et actif depuis 1995 (Rouiller et al. 2001)) et l'élaboration des cartes de dangers communales ;
- la prévision hydro-météorologique des grands affluents du Rhône et de ce dernier (projet MINERVE<sup>11</sup>) par la gestion des ouvrages d'accumulation (Jordan et al. 2006) ;

<sup>4</sup> Pour « Plate-forme Nationale dangers naturels » ([www.planat.ch](http://www.planat.ch)).

<sup>5</sup> Pour « Fachleute Naturgefahren Schweiz ».

<sup>6</sup> Pour le groupe de travail « Dangers naturels et Géologie » du Groupement suisse de la Géologie de l'Ingénieur (GSGI).

<sup>7</sup> Pour « Centre de Compétence Risques Naturels ».

<sup>8</sup> Pour « Applied Geomorphology and Natural Risks ». Dans ce cadre, l'Université de Berne mène depuis 1991 des recherches dans le Spissibach (BE) (Liener et al. 2000).

<sup>9</sup> Le projet « RUFINE » étudie durant cinq ans (2006-2011) l'activité torrentielle de 32 torrents valaisans répartis sur l'ensemble du canton. Un premier projet démarré en 2002 avait notamment concerné le Bruchi (Bollschiweiler et al. 2007), le torrent de La Fouly et la Reuse de Saleinaz dans le Val Ferret (Bollschiweiler et Stoffel, 2007), ainsi que divers torrents du Mattertal (Bollschiweiler et al. 2005).

<sup>10</sup> Pour « COncEpt de protection contre les CRUes ».

<sup>11</sup> Pour « Modélisation Interdisciplinaire Numérique des Effets de Retenues Valaisannes à but Énergétique ».

- la prévision de dangers estivaux pour des événements pluvieux donnés sollicitant de petits systèmes torrentiels (projet IFKIS-HYDRO (Romang et al. 2010), qui vise à prévenir des dangers estivaux pour des événements pluvieux sollicitant de petits systèmes torrentiels (notamment dans les régions de Simplon-Sud, Verbier, le Val Ferret et Leukerbad)) ;
- la compréhension de processus et de la dynamique torrentiels sur des sites laboratoires **comme l'Ilgraben, où plusieurs stations d'observation et de mesures permettent ainsi de** récolter des données très précises sur ce bassin versant (Zimmermann, 2000 ; Bardou et al. 2003 ; Hürlimann et al. 2003 ; Pfammatter, 2004 ; Schlunegger et al. 2009) ;
- **l'élaboration de formulaires de report** des événements hydro-géomorphologiques, sur les bases de StorMe (OFEFP, 1998) ou DOMODIS (Hübl et al. 2002), **afin d'établir une base de données nationales sur les événements de crue**<sup>12</sup>.

#### **2.4.1 Cartographie du transfert sédimentaire**

Si les études sur la problématique des transferts de sédiments se multiplient, **l'aspect cartographique n'a pour l'heure pas été abordé en détail, encore moins dans de petits bassins versants d'une superficie inférieure au km<sup>2</sup>, qui posent le plus de problèmes pour la modélisation des processus hydrologiques notamment**<sup>13</sup> (OFEF, 2003). **C'est là l'objectif principal de cette thèse.**

#### **2.4.2 Choix des sites d'étude et contexte régional**

Le choix des sites analysés dans cette étude répond premièrement à des attentes en matière de gestion et prévention des dangers naturels pour des torrents au fonctionnement géomorphologique complexe pour lesquels les données à disposition sont lacunaires<sup>14</sup>. Comme la cartographie des sites **nécessite le recours à d'autres méthodes, notamment pour des raisons d'accessibilité** et de couverture de la végétation masquant de nombreuses formes, le choix des sites a également été **guidé par les possibilités d'utilisation de méthodes complémentaires**. Deuxièmement, les sites choisis devaient se distinguer selon :

- les attributs morphométriques des bassins versants (distribution altimétrique, orientations, surface, accessibilité) ;
- **l'évolution morphogénétique récente du bassin versant** ;
- les caractéristiques et le fonctionnement géomorphologiques des systèmes torrentiels (fréquence et intensité des laves torrentielles et facteurs de déclenchement, végétation, présence de processus...).

Deux sites ont ainsi été retenus, correspondant aux torrents du **Bruchi** (Blatten bei Naters), affluent du Kelchach et situé en rive droite du Rhône, et du **Meretschibach**, qui s'écoule en amont du village d'Agarn, en rive gauche du Rhône.

### **2.5 Axes de recherche et objectifs**

L'objectif principal de cette thèse est d'aboutir à une légende géomorphologique permettant de réaliser des cartes morphodynamiques. **D'un point de vue opérationnel**, deux axes de recherche principaux sont poursuivis :

---

<sup>12</sup> Selon les cantons, l'information ne transite pas toujours. C'est le cas du Valais, où les fiches ne sont jamais remplies mais qui a répertorié plus de 1'000 événements torrentiels depuis les intempéries d'octobre 2000. Un nouveau formulaire épuré et moins compliqué est en cours d'élaboration (Annexes 10.1 et 10.2).

<sup>13</sup> L'hydrologie des petits bassins est marquée par la variabilité de leurs caractéristiques à une échelle très locale. Certaines de ces caractéristiques peuvent avoir une influence dominante sur les crues, si elles se retrouvent dans une grande partie du bassin. Cette variabilité existe naturellement aussi dans les bassins plus grands, mais son influence sur le régime hydraulique est atténuée (OFEF, 2003).

<sup>14</sup> Attentes de la part de l'administration cantonale valaisanne, qui a financé partiellement cette étude.

- 1) le développement méthodologique d'outils de cartographie à l'échelle des petits systèmes torrentiels permettant une meilleure prise en compte de l'aléa « lave torrentielle » dans sa dimension géomorphologique, en utilisant le concept de cascade sédimentaire<sup>15</sup> ;
- 2) l'esquisse d'une typologie des contextes géomorphologiques favorisant l'occurrence des laves torrentielles et coulées de débris.

Ces aspects sont traités dans ce premier volume.

D'un point de vue **académique**, les axes de recherche concernent :

- 3) le bilan des connaissances et de la recherche en cartographie géomorphologique (ces aspects sont traités dans un deuxième volume, spécialement dédié à cette discipline) ;
- 4) le test et l'application de différentes méthodes complémentaires à la cartographie (vol. I).

### 2.5.1 Développement d'une méthode de cartographie des petits systèmes torrentiels

La volonté de développer une méthode de cartographie des petits systèmes torrentiels s'appuie sur le constat que les légendes de cartographie traditionnellement employées dans les environnements alpins, et plus particulièrement pour la cartographie des dangers, sont inadaptées pour la cartographie de certains processus.

La **légende l'Institut de géographie de l'Université de Lausanne (IGUL)**, mise au point à la fin des années 1980 (Schoeneich, 1993a), a montré ses limites pour les aspects morphodynamiques et s'applique plutôt pour des inventaires des formes du paysage dans des buts de reconstitution, de protection ou de valorisation (Theler et Reynard, 2008a). La **légende modulable des phénomènes** (Kienholz et Kruppenacher, 1995), requise pour effectuer un diagnostic géomorphologique comme étape préliminaire à la cartographie des dangers, comporte également des lacunes pour la cartographie de certains processus comme les laves torrentielles (alimentation en matériaux p. ex.) (Bardou, 2000 et 2002). Si cette légende a pour but de représenter la dynamique des processus, la carte doit être relevée après chaque nouvel événement. La superposition des différents documents fournit, au final, une vue compréhensive de la zone dangereuse. Ce procédé implique un investissement en temps (et donc financier) conséquent sur le terrain, avec de surcroît le problème de subjectivité qui peut découler dans le cas où différentes personnes se succèdent dans la réalisation du travail.

Par développement d'outils de cartographie géomorphologique, nous entendons la création d'une légende géomorphologique orientée spécifiquement sur les aléas hydrogéomorphologiques et les processus de transfert sédimentaire, appliquée à l'échelle du bassin versant et transposable, à plus grande échelle, à celle du versant. Le développement d'une légende intégrée dans un environnement SIG, applicable à plusieurs niveaux d'échelles (ou de détail) et axée essentiellement sur ces processus sera dès lors très utile et renforcera certains des outils mis en œuvre par la législation fédérale, à savoir les cartes de dangers dans leur étape préliminaire. Cet objectif devra répondre aux questions suivantes :

- peut-on développer un système de légende cohérent prenant en compte la dynamique du transfert sédimentaire, étant entendu qu'une carte géomorphologique est par définition un document « statique » ?
- peut-on détecter ou prédire, sur la base d'une carte géomorphologique du système torrentiel, les zones les plus susceptibles de fournir des apports sédimentaires ?

<sup>15</sup> Le terme de « cascade sédimentaire » est une conceptualisation d'un versant avec des réservoirs en cascade reliées par des tuyaux ou des éviens dont le diamètre peut varier en fonction de la capacité et des apports des différentes branches du réseau hydrographique ou gravitaire. Il s'agit d'une orientation récente de la recherche en géomorphologie, qui permet l'établissement de bilans ou budgets sédimentaires à l'échelle d'une vallée, d'un versant, d'un bassin versant ou d'un système torrentiel.

- peut-on appliquer le modèle de cascade sédimentaire pour de petits bassins versants où la dynamique érosion-sédimentation est très active, de surcroît à des échelles spatio-temporelles restreintes, où les processus sont souvent combinés, voire superposés ?

Les recherches et résultats sur le transfert de sédiments – notamment par le biais du concept de cascade sédimentaire – seront exploités puis appliqués à une cartographie des systèmes torrentiels **posant problème, l'idée étant de transposer le tout à l'échelle de petits bassins torrentiels pour permettre de déduire des susceptibilités d'érosion. Il s'agit donc de développer** une cartographie permettant la prise en compte d'un « **système érosion** » du haut (escarpements rocheux) vers le bas (cônes de déjection ou cônes d'éboulis) d'un versant, **décomposé en différents réservoirs se vidangeant par gravité dans d'autres réservoirs** situés en contrebas. Ces « réservoirs » concernent les processus morphogénétiques courants en milieu alpin : périglaciaires, glaciaires, nivaux, gravitaires et fluviatiles.

### 2.5.2 Typologie des contextes géomorphologiques

Peu de recherche ont été menées au sujet des paramètres environnementaux majeurs contrôlant la distribution spatiale et temporelle des laves torrentielles. Ceci concerne avant tout les aspects géomorphologiques, car les recherches menées en hydrologie permettent de modéliser les écoulements **de manière satisfaisante à l'intérieur des petits systèmes torrentiels**. Les événements torrentiels survenus entre 1987 et 2008 **dans l'arc alpin, et plus régionalement** en Valais, montrent que les contextes géomorphologiques des zones de déclenchement ainsi que la genèse des laves torrentielles sont variés et complexes. Ceci a notamment été démontré par Zimmermann et al. (1997a), Chiarle et al. (2007) et plus récemment par Bardou et Favre (2009) pour les événements survenus en juillet 2006. Sur ces différentes bases sera proposé un essai de typologie des contextes géomorphologiques favorisant l'occurrence de laves torrentielles.

### 2.5.3 Etat de la recherche en cartographie géomorphologique

L'histoire de la cartographie géomorphologique couvre plus d'une centaine d'années mais s'est développée tardivement, notamment en raison de la prise de conscience relativement récente de **l'existence des formations superficielles. Ce n'est véritablement qu'après la Deuxième Guerre Mondiale (et l'utilisation généralisée des photographies aériennes et leur interprétation)** que des cartes géomorphologiques détaillées et systématiques sont réalisées. De nombreux chercheurs développent alors leur propre système de cartographie géomorphologique, en fonction des connaissances géomorphologiques, des paysages et des traditions locales. Le vol. II de ce travail est spécifiquement consacré à la cartographie géomorphologique et fait le bilan de la recherche dans ce domaine et des tendances cartographiques actuelles, en illustrant la diversité des pratiques au travers de **l'analyse d'un échantillon de 146 cartes** et en présentant une dizaine de systèmes de légende.

### 2.5.4 Test et application de méthodes complémentaires à la cartographie géomorphologique

**Avec l'instrumentation des versants, la cartographie géomorphologique est l'un des moyens privilégiés pour obtenir une connaissance des transferts sédimentaires.** La deuxième partie de ce travail de thèse (vol. I) consistera à cartographier la dynamique géomorphologique des deux bassins torrentiels retenus, en appliquant la méthodologie développée au cours de ce travail (ch. 6) et à confronter les résultats cartographiques avec ceux obtenus par différentes méthodes **complémentaires, comme le LiDAR, le GPS différentiel, l'analyse de photographies répétitives, la dendrochronologie ou le traçage de lignes de peinture perpendiculairement à certaines rigoles d'érosion (cf. ch. 3).** Ces méthodes sont présentées de manière exhaustive dans le chapitre suivant.

## 3 Méthodes

*Comme l'indique le titre de ce travail, la méthode initialement adoptée consiste en une approche cartographique de terrain. Nous avons choisi de compléter cette approche en recourant à différents outils et méthodes de plus en plus utilisés dans les domaines des Sciences de la Terre, comme le LIDAR, la dendrochronologie ou l'analyse de photographies répétitives. Des évaluations sectorielles de l'activité sédimentaire de nos sites d'étude étant nécessaires pour produire une carte géomorphologique dynamique, des traçages de peinture ainsi que des mesures au GPS différentiel ont également été menés.*

### 3.1 Cartographie géomorphologique et utilisation de cartes historiques

Une carte géomorphologique de tout le système torrentiel a été levée au 1 : 25'000 à l'aide de la légende de l'Institut de géographie de l'Université de Lausanne (IGUL) (Schoeneich, 1993a ; Schoeneich et al. 1998), dont le principe repose sur un ensemble de signes et de surfaces dessinées en couleur et qui représentent les domaines morphogénétiques<sup>1</sup>. Les formes sont représentées par des signes conventionnels dessinés dans la couleur du domaine morphogénétique correspondant. Le niveau de lecture de la carte donne une vision d'ensemble des processus dominants et de leur importance relative. La carte « IGUL » est théoriquement un négatif de la carte géologique : les surfaces blanches de la carte géomorphologique sont colorées sur la carte géologique et les surfaces colorées de la carte géomorphologiques sont blanches ou légèrement teintées en couleur pastel sur la carte géologique. Une des caractéristiques principales – et en même temps un avantage – de la légende IGUL est la simplification des systèmes existants, pour ne garder que l'information strictement géomorphologique. Les indications de pente ou de ruptures de pente sont superflues et peuvent facilement être déduites de la carte topographique tandis que les informations lithologiques des formations rocheuses et superficielles ont été supprimées, de telles cartes existant déjà pour de nombreuses régions de Suisse. De plus, la représentation d'une seule catégorie de phénomènes par couleur permet une lisibilité immédiate. Cependant, ces cartes ne donnent aucune information sur la lithologie des formations superficielles. Cette information n'étant que rarement donnée sur les cartes géologiques, elle manque donc totalement (ce travail étant laissé aux pédologues).

Les cartes historiques et les anciennes éditions des cartes nationales ont également été exploitées dans le but d'analyser l'évolution morphogénétique des sites d'étude. La carte Siegfried<sup>2</sup> a succédé aux cartes Dufour<sup>3</sup> (1844-1871) sous le nom de « Atlas topographique de la Suisse ». Cette carte a été dressée au 1 : 50 000 dans les régions alpines et au 1 : 25 000 dans les autres régions du pays. Les premières des 604 feuilles parurent entre 1870 et 1926 (Stäubli et al. 2008) et ont ensuite fait l'objet de plusieurs mises à jour jusqu'en 1949 (Reynard et al. 2007 ; Stäubli et al. 2008). Si les cartes anciennes fournissent une base à l'analyse de la dynamique du paysage, elles ne sont cependant qu'une représentation de la réalité obéissant à des normes évoluant au cours du temps (Stäubli et al. 2008). La méconnaissance de ces normes complique la numérisation de la végétation (p. ex. limites des zones de végétation, souvent formées d'arbres isolés ou de petite taille). Les différentes éditions des cartes nationales ont été scannées à une résolution de 720 points par pouce et ont été utilisées pour analyser localement l'évolution morphogénétique du système torrentiel.

---

<sup>1</sup> La description des principaux systèmes de légende de cartographie géomorphologique figurent dans le Vol. II « Cartographie géomorphologique ».

<sup>2</sup> Du nom du colonel Hermann Siegfried.

<sup>3</sup> De Guillaume Henri Dufour, qui réalisa la première carte topographique de la Suisse au 1 : 100'000 faite de hachures à la place de courbes de niveau. Cette carte fut éditée entre 1844 et 1864 et donna une renommée mondiale à la cartographie suisse.

## 3.2 Méthodes complémentaires à la cartographie géomorphologique

### 3.2.1 Stations de mesures

Des stations de mesures ont été installées le 5 juin 2007 à proximité des sites de Bochtür (Meretschibach) et du Bruchi, respectivement à Dörfji (1'435 m ; 616.230/125.886) et Egga (1'649 m ; 642.356/135.557). Ces stations sont dotées d'un pluviomètre<sup>4</sup>, d'un thermomètre et d'un appareil photographique de type Kodak DC500 (Fig. 3.1-C), offrant une prise de vue quotidienne respectivement du sommet de la zone d'érosion de Bochtür (Fig. 3.1-Ca) et de plusieurs niches d'arrachement en rive droite (Fig. 3.1-Cb) du Bruchi. Afin de déduire d'éventuels mouvements, les photos ont été exploitées à l'aide du logiciel MatLab en appliquant des algorithmes qui seront détaillés par la suite.

### 3.2.2 Light Detection and Ranging (LiDAR)

#### 3.2.2.1 L'outil

Le LiDAR est un système de mesure 3D aéroporté ou terrestre qui permet la mesure de la topographie par un système laser scanner. Ce système est constitué d'un GPS et d'un télémètre laser et permet la génération de modèles numériques d'altitude (MNA). L'un des avantages du LiDAR est de révéler la topographie, et, par là, la morphologie d'un terrain difficilement accessible ou recouvert par une végétation dense en y apportant une résolution métrique (Van Asselen et Seijmonsbergen, 2006 ; Schulz, 2007) largement supérieure aux modèles numériques d'altitude précédents (résolution 25 à 90 mètres, permettant uniquement « d'extraire » des informations à caractère géométrique). Le LiDAR terrestre est surtout connu pour la surveillance précise des versants présentant un risque élevé de mouvement de terrain (Janeras et al. 2004 ; Travalletti et al. 2008 ; Oppikofer et al. 2008b). En collaboration avec l'Institut de géomatique et d'analyse du risque (IGAR), différents scans ont été pris sur le site du Bruchi (Tabl. 3.1 ; Fig. 3.1-D).

**Tableau 3.1** Campagnes au LiDAR terrestre réalisées sur le Bruchi.

Date	Zone de mesure
10.06.08	Sommet du bassin de réception
18.08.08	Glissement site 1 / levée naturelle /section Bruchi
10.11.08	Sommet du bassin de réception
19.08.09	Glissement site 1 / levée naturelle /section Bruchi
20.08.08	Sommet du bassin de réception

#### 3.2.2.2 Le produit : des MNT à très haute précision

Les attributs topographiques dérivés de modèles numériques de terrain sont de plus en plus utilisés en géomorphologie (p. ex. Van Asselen et Seijmonsbergen 2006 ; Schulz, 2007 ; McCormack et al. 2008 ; Vallet, 2008 ; Jaboyedoff et al. 2009 ; Puech et al. 2009) mais également en ingénierie forestière (Gachet, 2008), en géologie (Sartori et al. 2006), en télécommunications, dans le domaine de l'aménagement rural et urbain ou pour la surveillance d'ouvrages linéaires (Kalbermatten, 2004). Les MNA laser sont bien plus fins que les MNA traditionnels et permettent donc une modélisation beaucoup plus fine des processus hydrologiques. L'utilisation de tels modèles peut donc se faire à une échelle beaucoup plus régionale qu'auparavant.

Nous avons utilisé deux types de modèles : des modèles réalisés par nos soins sur l'un des deux sites d'étude (Tabl. 3.1 et 3.2) à l'aide d'un LiDAR terrestre et les modèles aériens de la Confédération. Depuis 2000, l'Office fédéral de la topographie dispose en effet de deux types de modèles numériques d'altitude réalisés à partir d'un balayage aéroporté, lors de la chute des feuilles ou avant

<sup>4</sup> Les données pluviométriques mesurées sont les suivantes :

- somme des précipitations [mm] (paramètre PSUM) ;
- somme d'événement de précipitation [mm] (PERG) ;
- somme de précipitation maximale de 10 minutes [mm] (P10MAX) ;
- somme de précipitations des dernières 12 heures [mm] (P12H).

**l'éclosion**, offrant une image détaillée de la morphologie du terrain (Swisstopo, 2007). Le MNS (Modèle Numérique de Surface) reproduit la forme de la surface terrestre en incluant tous les éléments du paysage (sol, végétation, forêts, bâtiments et autres ouvrages d'art) tandis que le MNT-MO (Modèle Numérique de Terrain de la Mensuration Officielle) reproduit la topographie brute du terrain, sans bâti ni végétation (uniquement en-dessous de 2'000 m d'altitude pour l'instant). Ces modèles possèdent une densité de 1 point/m<sup>2</sup>, la précision altimétrique étant de  $\pm 50$  cm en zone ouverte et  $\pm 150$  cm pour le MNS en zone bâtie ou de végétation dense (Swisstopo, 2007). Le modèle est disponible en deux variantes : soit un semis de points bruts (à interpoler en grille si besoin est), soit une grille avec des mailles de 2 m (interpolée à partir du semis de points bruts). Ces modèles diffèrent de ceux créés par nos soins au niveau de la résolution (variant de 1 point/20 ou 50 cm<sup>2</sup>) et donc de la quantité de points disponibles. Celle-ci est plus importante sur les zones verticales à subverticales en comparaison avec un nuage de points obtenu de façon aérienne.

### 3.2.2.3 Traitement des données LIDAR

Les deux premières campagnes de terrain réalisées sur le sommet du bassin de réception (Tabl. 3.1) **ont fait l'objet d'un travail personnel de recherche** (Jaquet, 2009).

Les données acquises consistent en des nuages de points en trois dimensions pour chacun des scans réalisés (de 1 à 3 millions de points pour les fichiers les plus volumineux dans cette étude). Le nombre de points dépend de la précision choisie et de la grandeur de la zone scannée. Ce fichier de points **est par la suite modifié à l'aide du logiciel Polyworks**, qui contient divers outils permettant **d'améliorer la « lisibilité »** des fichiers de points. La première étape consiste à supprimer, dans ce fichier de points, **la végétation (qui masque la topographie et peut biaiser les résultats d'une comparaison de deux MNT), certains objets ainsi que les points trop éloignés du secteur d'étude**.

Dans un deuxième temps, les nuages de points sont interpolés **afin d'obtenir des surfaces**. La troisième étape consiste à assembler<sup>5</sup> (aligner) les différents scans, par rapport aux recouvrements des acquisitions LIDAR faites sur le terrain. **Après l'alignement des fichiers, l'ensemble de la zone scannée est visible en trois dimensions**. La dernière étape est le géoréférencement des modèles numériques de terrain obtenus dans le système de coordonnées suisse CH-1903, car ceux-ci sont référencés par rapport **à l'emplacement de l'appareil sur le terrain**.

### 3.2.3 Méthodes d'estimation des transferts sédimentaires

Différents traçages de peinture, perpendiculaires à la ligne de plus grande pente (Fig. 3.1-F), ont été réalisés sur des rigoles **d'alimentation en matériaux** du chenal principal, pour évaluer de manière **qualitative l'existence, l'intensité** et la fréquence de transferts sédimentaires. Une première série de traçages a été réalisée le 26 juillet 2007, sur trois sites (deux en rive droite et un en rive gauche). Un premier contrôle des traçages (et des piquets) a été effectué le 4 septembre 2007, suivis de vérifications le 23 juillet 2008, puis le 11 novembre de la même année. Des piquets en bois gradués (et délimités par une surface unitaire) **ont également été installés sur trois sites afin d'obtenir des taux de dénudation**, sur le front de glissements (Fig. 3.1-B). Un mois et demi plus tard, seule une station était encore visible.

### 3.2.4 GPS différentiel

Le GPS différentiel (*Real time kinematics GPS*) est une technique de positionnement satellitaire basée **sur une constellation de 26 satellites et permettant d'atteindre une précision centimétrique** couplée à

<sup>5</sup> La mise en commun de plusieurs scans (nuages de points interpolés) peut se révéler problématique. Chaque scan étant **systématiquement aligné par rapport au précédent, une erreur d'alignement initiale peut se « propager »** aux autres fichiers. Par ailleurs, **l'interpolation** des fichiers de points peut être différente selon la précision du scan (si deux scans de la même zone ont une précision différente, des différences peuvent apparaître ne reflétant pas forcément des modifications survenues sur le terrain étudié).

une résolution horaire (Malet et al. 2002)<sup>6</sup>. Selon Malet et al. (2002), le GPS est la meilleure solution pour l'obtention de mesures fiables, ponctuelles ou en continu en plusieurs points de la zone à surveiller pour des sites contraignants (accessibilité, stabilité à long terme et visibilité) L'obligation de s'assurer d'une bonne visibilité du ciel dans toutes les directions fait partie des quelques contraintes de cette méthode. En géomorphologie, le GPS est surtout utilisé pour le suivi de glissements de terrain (Malet et al. 2002) ou de glaciers rocheux (Delaloye, 2004 ; Lambiel, 2006). Des mesures au GPS (Fig. 3.1-E) ont été réalisées à quatre reprises sur le secteur SW du site de Bochtür en 2007 (23.07), 2008 (29.07 et 28.10) et en 2009 (22.06). Plus d'une trentaine de blocs de quartzites situés sur un tassement de versant ont été marqués à cet effet.

### 3.2.5 Dendrogéomorphologie

Des études dendrogéomorphologiques ont été menées par V. Garavaglia<sup>7</sup> sur la partie inférieure du site de Bochtür au mois de juin 2008 (Fig. 3.1-A). Cette étude s'est inscrite dans le cadre de son travail de doctorat (Garavaglia, 2010) portant sur les domaines d'application de la dendrochronologie en géomorphologie.

Cette méthode, basée sur l'analyse des anomalies de cernes de croissance des arbres, est couramment utilisée dans la recherche sur les dangers naturels (Stoffel, 2006), pour retracer les schémas spatio-temporels d'événements torrentiels passés mais également d'autres phénomènes comme les chutes de pierres ou les avalanches (p. ex. Goudie, 1990 ; Pelfini, 1991 ; Pelfini et Santilli, 2008 ; Stefani et Ribolini, 2003 ; Perret et al. 2006 ; Bollschweiler et al. 2007) ainsi que des taux d'érosion (Gärtner, 2007 ; Gärtner et al. 2001). Les carottes prélevées sur les troncs d'arbres sont ensuite préparées et analysées selon des procédures standard décrites par Schweingruber (1988 et 1996), McAuliffe (2006) et Stoffel (2006 et 2008).

### 3.2.6 Synthèse des appareils installés et des mesures effectuées

Les différents outils et méthodes qui ont été employés sur les deux sites d'étude principaux ainsi que sur le site de Tsarmine<sup>8</sup> figurent dans le tableau 3.2. Le chapitre suivant (ch. 4) approfondira la méthode principale utilisée dans ce travail – la cartographie géomorphologique –, en analysant notamment le rôle et l'importance des cartes géomorphologiques dans l'élaboration des cartes de dangers.

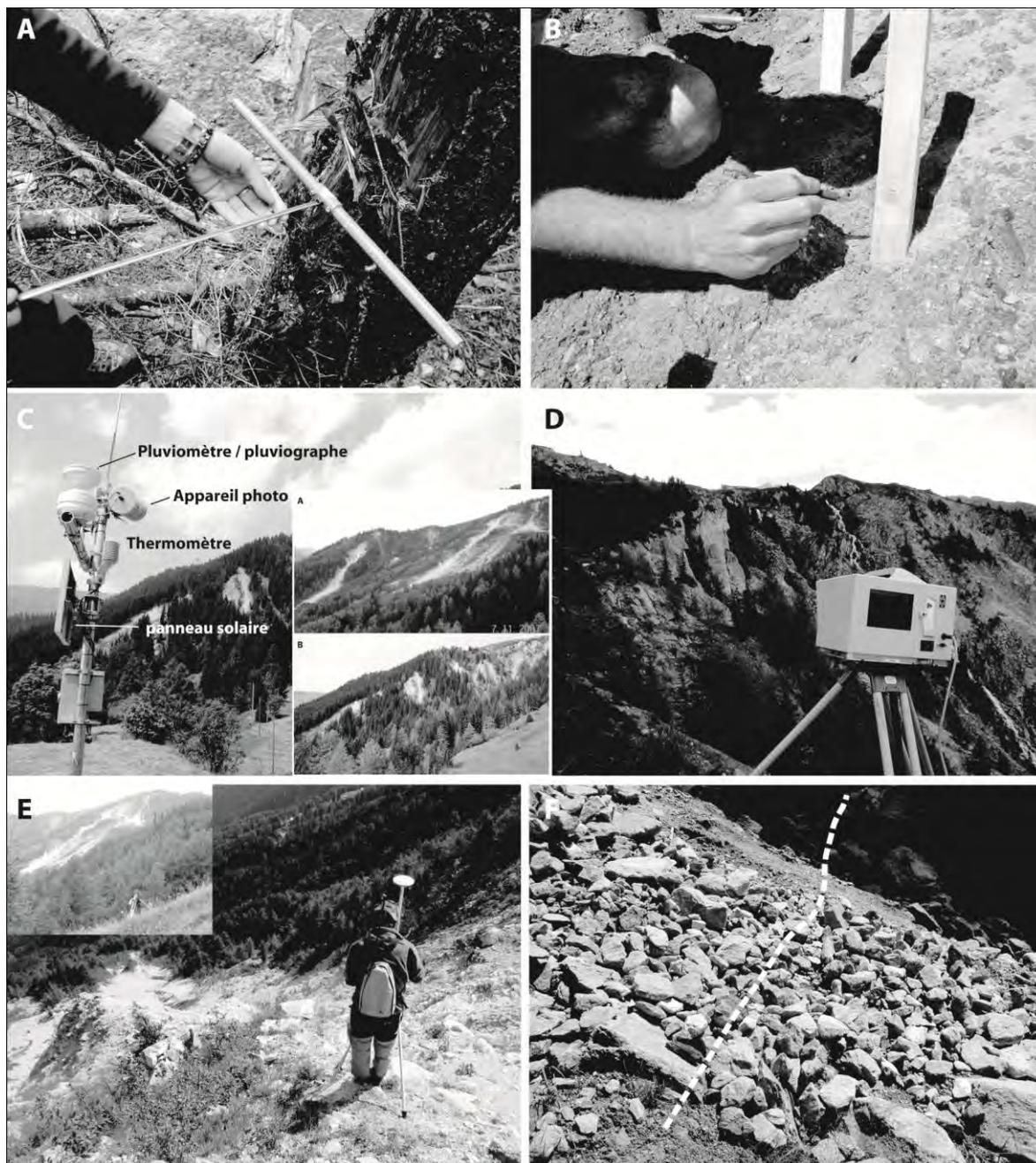
**Tableau 3.2** Synthèse des mesures réalisées sur les sites d'étude (en gras, sites prioritaires faisant l'objet d'une étude détaillée).

Installations et mesures	Bochtür	Bruchi	Tsarmine
Appareil photo fixe	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
Pluviomètre	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
Cartographie géomorphologique	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>
Traçages sédimentaires	<input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
Piquets d'érosion	<input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
Dendrogéomorphologie	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
LiDar terrestre	<input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
GPS différentiel	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>

<sup>6</sup> Le GPS est utilisé depuis les années 1980 pour la surveillance militaire puis a été étendu aux études sur les séismes et autres déformations de la croûte terrestre (failles majeures, volcanisme), contrôle d'ouvrages comme les barrages, etc. (Malet et al. 2002).

<sup>7</sup> Doctorante à l'Université de Milan.

<sup>8</sup> Ce site fait l'objet d'une analyse dans le chapitre 5 (contextes géomorphologiques des zones de déclenchement des laves torrentielles).



**Figure 3.1** Aperçu des méthodes engagées sur le terrain. A) Prélèvements de carottes sur des arbres touchés par des événements torrentiels (Bochtür, juin 2008) ; B) Installation de piquets pour estimer des taux de dénudation (Bruchi, juillet 2007) ; C) Station de mesures installée sur les sites de Bochtür et Bruchi (juin 2007) et aperçu des photographies prises depuis Dörfji (A) et Egga (B) ; D) Mesures LiDAR (Bruchi, juin 2008) ; E) Mesures au GPS différentiel (Bochtür, juin 2007 © C. Lambiel) ; F) Traçages de peinture mis en évidence par le traitillé blanc (Bruchi, juillet 2007).

## **PARTIE II**

---

Cadre théorique et méthodologique

## 4 L'approche cartographique des phénomènes hydrogéomorphologiques

*Les cartes de dangers sont le principal outil d'aménagement du territoire dans le domaine des dangers naturels. Elles ont montré leur fiabilité dans le domaine des avalanches depuis plus d'un demi-siècle et s'avèrent de plus en plus efficaces dans le domaine des crues et laves torrentielles. La définition des cartes de dangers demeure cependant un processus en constante évolution. Chaque nouvel événement fournit des informations utiles dont découle une meilleure compréhension des phénomènes hydrogéomorphologiques que sont les laves torrentielles par exemple. Une carte de dangers n'est donc jamais définitive et les documents légaux doivent constamment être adaptés aux connaissances nouvelles. Un état de l'art de la recherche dans le domaine de la cartographie des dangers n'est pas aisé en raison de la multitude des techniques, méthodes et moyens utilisés. Nous avons choisi de nous focaliser avant tout sur les cartes d'inventaire et de susceptibilité appliquées aux phénomènes hydrogéomorphologiques, en présentant aussi une synthèse, à l'échelle suisse, des développements dans les domaines de la cartographie géomorphologique des dangers.*

### 4.1 Définition des notions de base

Il est important de définir quelques concepts de base pour la compréhension des différents concepts cartographiques s'attachant notamment aux processus hydrologiques présentés par la suite (Leone et al. 1996 ; Lateltin, 1999 ; Alcántara-Ayala, 2002 ; OFAT et al. 1997a et b ; Rouiller et Marro, 1997 ; Besio et al. 1998 ; Liu et Lei, 2003 ; Parise, 2001 ; Loat et Meier, 2003 ; Lindenschmidt et al. 2006 ; Thomi, 2010) :

- le **danger** est l'état, la circonstance ou le processus pouvant être à l'origine d'un dommage pour l'homme, l'environnement ou les biens matériels. La notion de danger implique les notions de temps de retour (fréquence) et d'intensité (magnitude). Le terme « danger naturel » implique l'occurrence d'une condition naturelle ou d'un phénomène qui exerce une menace dangereuse à un endroit et à un moment donné<sup>1</sup>. Le terme de danger est souvent associé à différents agents ou processus : atmosphérique, hydrologique, géologique, biologique et technologique ;
- l'**aléa** revêt un sens plus restreint que le terme « danger », en se limitant aux phénomènes naturels d'occurrence ou d'intensité donnés ;
- l'**intensité** correspond à l'ampleur d'un phénomène ; elle est forte si les hommes sont en danger à l'intérieur des bâtiments et si des dégâts considérables sont attendus aux infrastructures allant jusqu'à leur destruction ; elle est moyenne si les hommes sont en danger à l'extérieur (peu à l'intérieur) et lorsque des dégâts peuvent affecter les bâtiments ; elle est faible si des dégâts matériels peuvent affecter les infrastructures sans mettre en péril la vie d'autrui. Selon les mécanismes et processus, des valeurs indicatives sont fixées pour définir les différentes classes d'intensités ;
- la **probabilité** d'occurrence est la fréquence d'apparition du phénomène au cours d'une période donnée ;
- la **vulnérabilité** signifie, au sens large, l'ensemble des enjeux humains et économiques pour un lieu ou une région donné qui sont exposés à un danger. Au sens restreint, il s'agit du degré

---

<sup>1</sup> Certains auteurs (Rouiller et Marro, 1997 ; Bardou, 2002) font une différence entre le danger, qui qualifie un site menacé, et la dangerosité, appréciation de la probabilité de mobilisation de l'aléa en tant qu'objet menaçant.

de perte résultant d'un phénomène susceptible d'engendrer des victimes ou des dommages matériels. La vulnérabilité peut être exprimée en pourcentage de la valeur de l'enjeu touché ;

- le **risque** est, au sens large, la possibilité de survenance d'un dommage. Au sens restreint, il s'agit de la grandeur et de la probabilité d'occurrence d'un dommage possible. Le risque est exprimé comme le produit de l'aléa et de la vulnérabilité. Le terme prend parfois la signification de « danger » dans certains termes complexes ou dans le langage courant. Mathématiquement, le risque a des valeurs comprises entre 0 (0%) et 1 (100%) ;
- la **susceptibilité** est la composante spatiale de l'aléa. Il s'agit de la probabilité d'occurrence spatiale d'un phénomène pour plusieurs facteurs de prédisposition environnementaux. La probabilité d'occurrence n'est, dans ce cas, pas prise en compte. Dans la mesure où il est souvent difficile de quantifier un niveau d'aléa, très fréquemment, seule la susceptibilité des terrains à un type de phénomène est analysée.

### 4.2 La cartographie des dangers en Suisse

En Suisse, les graves intempéries de 1987 ont donné une impulsion à la législation fédérale sur les cours d'eau (Loi fédérale sur l'aménagement des cours d'eau (LACE) de 1991 et Ordonnance sur l'aménagement des cours d'eau (OACE) de 1994) et sur les forêts (Loi fédérale sur les forêts (LFO) de 1991 et Ordonnance fédérale sur les forêts (OFo) de 1992), qui ont été orientées vers la prise en compte des dangers naturels et leur cartographie. Ces lois obligent les cantons à établir des cartes de dangers et à en tenir compte dans les activités de l'aménagement du territoire (Kienholz et Krummenacher, 1995 ; OFAT et al. 1997a et b ; ARE et al. 2005 ; Penelas et al. 2008) et revêtent une importance particulière en région de montagne (Rouiller et Marro, 1997).

Déclinées pour les instabilités de terrain<sup>2</sup> et chutes de pierre, les crues et laves torrentielles et les avalanches, les cartes de dangers sont des cartes d'aptitude qui montrent quels secteurs d'un territoire sont peu ou pas appropriés pour certaines utilisations en raison des dangers naturels. Les cartes de dangers indiquent les dangers existants au moment de l'expertise et se basent sur deux paramètres pour graduer l'importance de leur menace : l'intensité et la probabilité d'occurrence (fréquence ou période de retour), qui sont traduits en trois différents degrés de danger (bleu, jaune et rouge) dans une matrice (Lateltin, 1999). Deux autres zones complètent la délimitation de base décrite ci-dessus : la zone blanche, qui désigne les secteurs sans danger connu ou présentant un danger négligeable et une zone hachurée jaune – blanc, représentant le danger résiduel et qui peut être délimitée uniquement pour les dangers liés aux crues (Fig. 4.1).

---

<sup>2</sup> Lateltin (1999) précise que les probabilités d'occurrence des mouvements de terrain s'accompagnent d'une grande incertitude. De plus, la majorité des glissements étant des processus continus, on ne peut pas définir de probabilité d'occurrence.

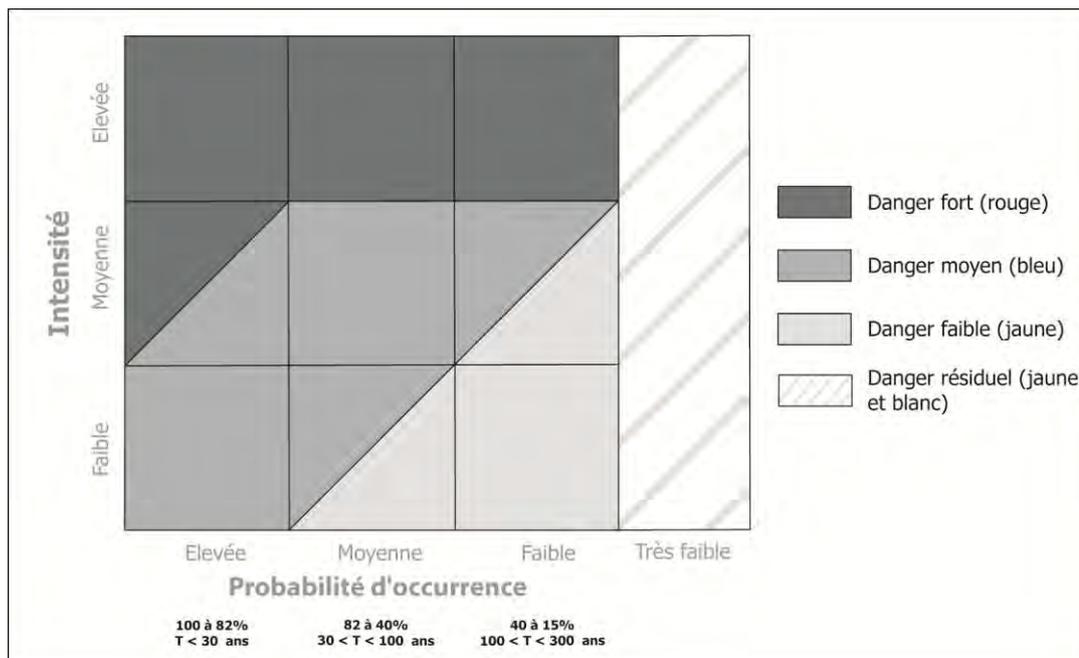


Figure 4.1 Cartographie des dangers en Suisse. D'après OFAT et al. (1997a), modifié.

Les critères déterminant l'intensité des différents processus se déclinent différemment pour les divers aléas (Tabl. 4.1). Pour les laves torrentielles, des critères alternatifs pour l'épaisseur de dépôt de la lave torrentielle (ht) et les vitesses d'écoulement de la lave (vt) permettant de mieux comparer les intensités avec d'autres phénomènes ont été proposées par Rickenmann (2001) (Tabl. 4.1).

**Tableau 4.1** Critères déterminant l'intensité de différents processus  
 Légende : P = pression de l'avalanche exercée sur un obstacle ; h = hauteur d'eau ; v = vitesse d'écoulement de l'eau ; d = profondeur moyenne de la brèche (mesurée perpendiculairement depuis la surface du talus) ; ht = épaisseur du dépôt de la lave torrentielle ; vt = vitesse d'écoulement de la lave ; E = énergie cinétique totale ; e = épaisseur de la couche mobilisable ; vg = vitesse de déplacement moyenne à long terme ; éven. = événement. La limite de 300 kJ correspond approximativement à l'énergie d'impact qui peut être supportée par un mur en béton armé (pour autant que l'immeuble entier soit correctement dimensionné). La limite de 30 kJ correspond à l'énergie maximale absorbée par des barrières rigides en bois de chêne (traverses de chemins de fer) Tiré de OFAT et al. (1997a) et Petrashek et Kienholz (2003).

Type de danger	Intensité élevée	Intensité moyenne	Intensité faible
Avalanches	$P > 30 \text{ kN/m}^2$	$3 \text{ kN/m}^2 < P < 30 \text{ kN/m}^2$	$P < 3 \text{ kN/m}^2$
Crues et inondations	$h > 2 \text{ m}$ ou $v \cdot h > 2 \text{ m}^2/\text{s}$	$2 \text{ m} > h > 0.5 \text{ m}$ ou $2 \text{ m}^2/\text{s} > v \cdot h > 0.5 \text{ m}^2/\text{s}$	$h < 0.5 \text{ m}$ ou $v \cdot h < 0.5 \text{ m}^2/\text{s}$
Erosion de berge	$d > 2 \text{ m}$	$2 \text{ m} > d > 0.5 \text{ m}$	$d < 0.5 \text{ m}$
Laves torrentielles	$ht > 1 \text{ m}$ ou $vt > 1 \text{ m/s}$	$ht < 1 \text{ m}$ ou $v < 1 \text{ m/s}$	-
Laves torrentielles (Rickenmann, 2001)	$ht > 1.5 \text{ m}$ ou $vt > 1.5 \text{ m/s}$	$ht < 1.5 \text{ m}$ ou $0.5 < v < 1.5 \text{ m/s}$	$ht < 0.5 \text{ m}$ ou $vt < 0.5 \text{ m/s}$
Eboulement	$E > 300 \text{ kJ}$	-	-
Tassement	-	Présence de dolines	-
Coulée boueuse	$e > 2 \text{ m}$	$0.5 \text{ m} < e < 2 \text{ m}$	$e < 0.5 \text{ m}$
Chute de blocs	$E > 300 \text{ kJ}$	$30 \text{ kJ} > E > 300 \text{ kJ}$	$E < 30 \text{ kJ}$
Glissement de terrain	$vg > 0.1 \text{ m/j}$ ou $vg > 1 \text{ m}$ par événement	$vg > 2 \text{ cm/an}$	$vg \leq 2 \text{ cm/an}$

La carte de dangers n'a pas de portée juridique mais elle l'acquiert dans le cadre de l'approbation des plans directeurs et des plans d'affectation (Penelas et al. 2008)<sup>3</sup>. Elle est, de plus, une condition préalable à l'obtention de subventions fédérales pour des projets de protection contre les dangers naturels selon la LFo et la LACE (Lateltin, 1999). La cartographie des dangers devrait être terminée

<sup>3</sup> Les procédures concernant l'aménagement du territoire varient d'un canton à l'autre.

d'ici 2011 pour toutes les zones habitées de Suisse (Loat, 2007). Outre la carte de dangers – qui est le document final –, d'autres documents relatifs aux dangers naturels sont disponibles, tels qu' :

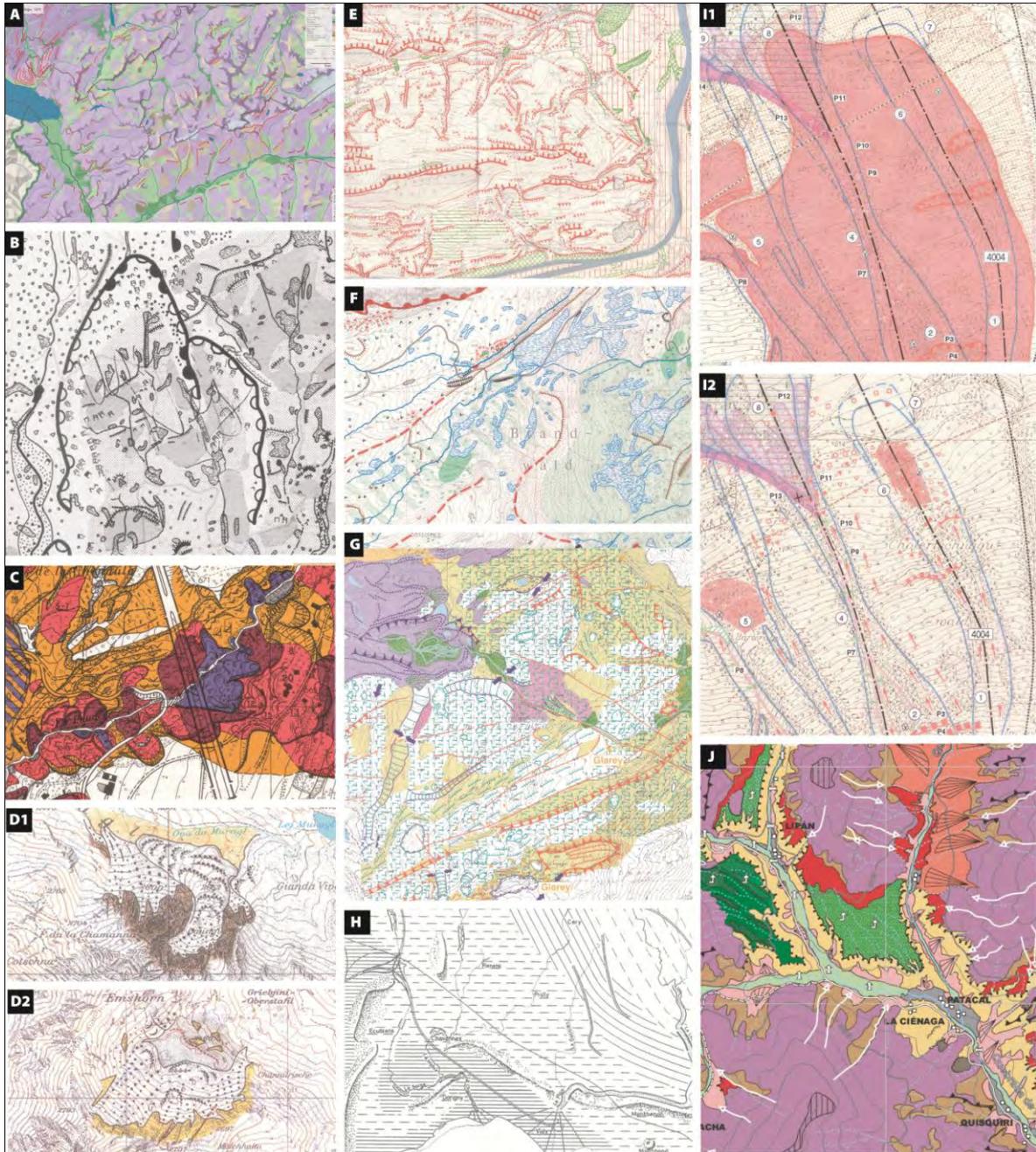
- un **cadastre des événements**, qui rassemble toutes les informations relatives aux catastrophes naturelles ayant déjà eu lieu dans une zone donnée ;
- une **carte des phénomènes**, qui correspond à une carte géomorphologique de l'ensemble d'un bassin versant par exemple, permettant de limiter les zones de dangers sur le document final. La carte des phénomènes (ch. 4.3), **généralement levée à l'échelle du 1 : 2'000 ou du 1 : 5'000**, vise à déterminer les caractéristiques des glissements et autres **zones d'érosion**, et est **réalisée selon les recommandations de l'OFEFP et de l'OFEE (Kienholz et Krummenacher, 1995)** ;
- une **carte d'intensité**, qui fournit une extension des zones inondables **à l'échelle du 1 : 5'000 ou du 1 : 10'000**, **hauteurs d'inondation, vitesses et directions d'écoulement** pour différents scénarii définis (mesures de protection pour les bâtiments et infrastructures pour des gammes de temps de retour de 30 et 100 ans ainsi que pour des valeurs extrêmes). Elle nécessite des calculs hydrauliques et une topographie détaillée ;
- une **carte indicative**, qui donne une vue générale de la situation des dangers extrêmes ainsi **qu'une extension des zones inondables lors de crues et autres types de dangers**. Cette carte est établie au **1 : 25'000 ou au 1 : 50'000** et permet de mettre en évidence les zones de **conflits à l'échelle d'un canton** par exemple. La carte indicative ne présente pas de niveau de différenciation en degrés de dangers.

### 4.3 La carte géomorphologique dans la cartographie des dangers

La cartographie géomorphologique n'est que l'une des nombreuses méthodes appliquées en géomorphologie (Tricart, 1965 ; Goudie et al. 1990). Mais, pour tout géomorphologue, une carte géomorphologique est à la fois une transcription des formes observées et un instrument de recherche majeur à la fois en géomorphologie théorique et appliquée. De ce fait, le nombre de légendes disponibles actuellement est certainement proportionnel au nombre de géomorphologues **qui tentent de représenter la distribution...** des formes terrestres. Coûteuses en temps, les investigations de terrain pour réaliser une carte géomorphologique détaillée en nécessitent encore plus dans les terrains montagneux au relief accidenté et difficilement accessibles ou dans les zones densément végétalisées (Kienholz, 1978 ; Seijmonsbergen et De Graaf, 2006 ; Theler et Reynard, 2008a et b). Dans de tels environnements, les possibilités restreintes de mettre à jour la carte géomorphologique et une certaine subjectivité dans le choix du paysage à cartographier (Van Asselen et Seijmonsbergen, 2006) peuvent diriger le géomorphologue dans des zones où les formes superficielles sont plus facilement « observables ».

De nombreuses recherches ont été menées en Suisse sur le domaine de la cartographie géomorphologique à partir du milieu du XXe siècle. Développée dans les années 1940 par la Société Suisse de Géomorphologie (SsGm), la légende « officielle » suisse repose sur un système combinant deux couleurs ainsi que des signes et des trames correspondant aux formes avec une signification descriptive et génétique (Kienholz 1978 (Fig. 4.2-B) ; Schoeneich, 1993b). Différentes modifications lui ont été apportées (Fig. 4.2-E et F). Afin de combler le manque de données sur la morphologie **quaternaire figurant sur les cartes géologiques (Schoeneich, 1993a)**, l'Office fédéral des eaux et de la géologie (OFEG) a publié en 2003 une légende (OFEG, 2003b) **applicable à l'échelle 1 : 25'000**. Une attention particulière a notamment été portée sur la morphologie glaciaire (âge des couvertures et cordons morainiques, nature pétrographique, statut de protection des blocs erratiques etc.). A plus **petite échelle**, l'Atlas numérique de la Suisse fournit une carte géomorphologique très simplifiée, à caractères morphostructural et morphogénétique, du pays (Fig. 4.2-A). **Cette brève synthèse n'inclut évidemment pas la multitude de travaux réalisés en Suisse et/ou par des Suisses dans ce domaine dont les publications se sont souvent limitées à des articles scientifiques (p. ex. May, 2008), des travaux académiques (Otto, 2006) ou des rapports d'étude. A la fin des années 1970 (OFEFP, 1984) par exemple, une propre méthode de cartographie a été développée à l'Institut fédéral de recherches**

forestières (WSL) à Birnensdorf, pour résoudre des problèmes géomorphologiques dans le cadre des campagnes de reboisement et de gestion des bassins torrentiels (Schoeneich, 1993a) (cf. ch. 4.3.2).



**Figure 4.2** Extraits de quelques cartes géomorphologiques produites en Suisse. A) Carte géomorphologique de la Suisse à petite échelle (Swisstopo, 2007); B) Carte de la géomorphologie de Grindelwald à l'échelle 1:10,000 (Kienholz, 1978); C) Carte des instabilités régionale de la région est-lausannoise (Noverraz, 1985); E) Carte géomorphologique du Zentralen Aargaus (Moser, 1958); F) Carte des dangers géomorphologiques de Grindelwald (Baumann, 1976); G) Carte géomorphologique de Tsanfleuron, échelle 1:10,000 (Reynard, 1997); I) Carte des phénomènes pour les processus gravitaires (1) et niveaux (2) ; H) Carte géomorphologique de la région de Lausanne (Nicola, 1982) ; J) Extrait de carte géomorphologique du Quebrada de Purmamarca (May, 2008) ; D1) Extraits de carte de la région de St-Moritz et de la région de Sierra (D2) selon la légende pour la représentation des formes quaternaires (OFE, 2003b).

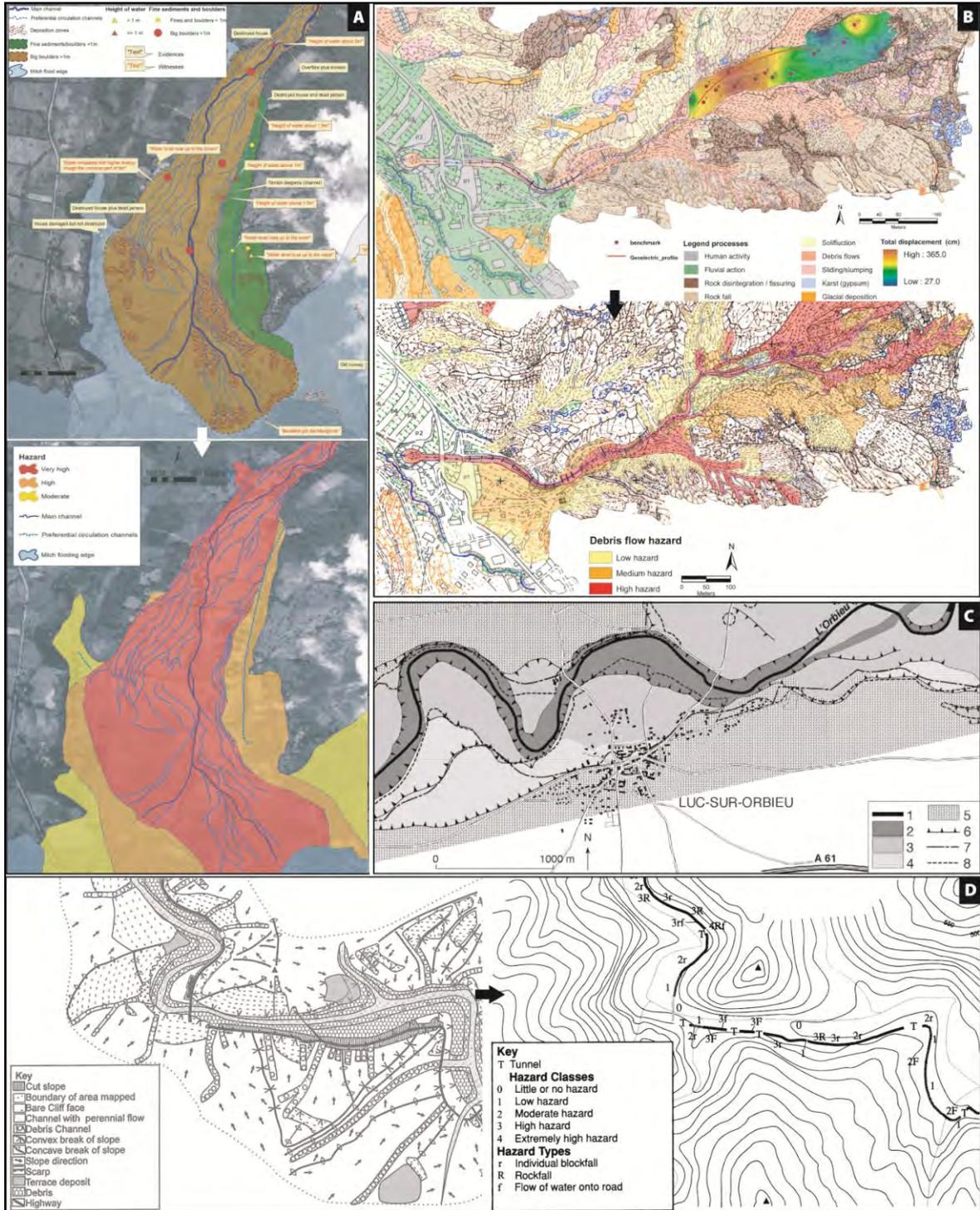
Les recherches effectuées en cartographie géomorphologique ont fait l'objet d'un volume spécifique (vol. II), incluant notamment une première partie sur l'élaboration, la typologie, la symbologie et les applications de ces cartes ainsi qu'une description détaillée d'une dizaine de systèmes de légendes. Nous nous pencherons donc ici de manière synthétique sur les grands domaines d'application, plus particulièrement leur application dans le domaine des dangers naturels, puis présenterons différents produits cartographiques. Les cartes géomorphologiques peuvent revêtir un grand intérêt pour de nombreux spécialistes traitant du paysage, de ses formes et de son aménagement comme les ingénieurs, les urbanistes, les spécialistes du sol et de la forêt, les agronomes, les conservateurs de la nature, etc. Une carte géomorphologique peut :

- produire une base efficace pour l'aménagement du territoire (Tricart, 1963 ; Kienholz, 1978) ou des projets d'ingénierie (p. ex. Marwa et Kimaro, 2005) incluant même la prospection minière (Blagovolin et Timofeev, 1993) et ses impacts sur les eaux (Macklin et al. 2006) ;
- être un support pour l'évaluation d'impacts environnementaux (p. ex. d'un domaine skiable (Lambiel et Reynard, 2003) ou des conséquences de l'exploitation hydroélectrique sur la morphologie fluviale (Theler, 2003) ;
- fournir un complément pour des projets de protection (Schoeneich, 1993c), la mise en valeur touristique de zones naturelles à beauté particulière (Garreau, 1970 ; Stuber, 1993 ; Reynard et al. 2003a et b ; Gaspard, 2003 ; Geyer et Megerle, 2003) ou culturelles d'importance (Panizza, 2003), l'inventaires de géotopes (Tenthorey et Gerber, 1993 ; Coratza et Regolini-Bissig, 2009)<sup>4</sup> ou la création de sentiers didactiques visant à vulgariser les Sciences de la Terre (p. ex. Reynard et al. 2003c ; Piacente et al. 2003 ; Auteri et Brancucci, 2003) ou, de manière plus générale, la vulgarisation des Sciences de la Terre ;
- être un outil pour la reconstitution de différentes phases d'activité torrentielle (Decaulne et al. 2007), fluviale (Siché et al. 2004), gravitaires (Panèk et al. 2009) ou de stades d'avancées et de retraits glaciaires (Stuber, 1989 ; Schoeneich, 1998 ; Heyman et al. 2008) ;
- s'appliquer à la cartographie des dangers (Fig. 4.2) – qui est l'une des applications les plus spécifiques et les plus importantes (Goudie et al. 1990 ; Reynolds Geosciences, 2003 ; Gustavsson et al. 2006).

Dans ce domaine, la carte géomorphologique ne constitue souvent qu'un outil de diagnostic préliminaire à une future zonation spatiale des dangers (Kienholz, 1979 ; Petley, 1998 (Fig. 4.2-D) Pasuto et Soldati, 1999 et 2004 ; Grécu, 2002 ; Gutiérrez-Santolalla et al. 2005 ; Seijmonsbergen et De Graaf, 2006 (Fig. 4.2-B) ; Fernández-Lavado et al. 2007 (Fig. 4.2-A)). Même appliquée aux aléas, la carte géomorphologique ne peut en effet être considérée comme une carte de dangers *sensu stricto* en raison de l'absence des notions de fréquence (associée à la probabilité) et de magnitude. Dans certains pays, la gestion et la prévention des dangers naturels ont fortement contribué à développer la cartographie géomorphologique. A Hong-Kong par exemple, les instabilités de terrain et les problèmes liés à l'urbanisme ont stimulé l'élaboration de cartes géomorphologiques à partir du milieu des années 1960 (So et Lam, 1993 ; Ng et al. 2003). Elaborées en France à partir des années 1980, les cartes hydrogéomorphologiques – également appelées cartes d'inondabilité et d'aléas (Ballais et al. 2005 (Fig. 4.3-C)) – sont nées de la nécessité de mieux gérer les zones exposées aux aléas d'inondation dans les fonds de vallées (Marre, 2007) afin d'en réduire la vulnérabilité. Ces cartes combinent une approche de cartographie géomorphologique classique portée sur les formes fluviales d'un cours d'eau (lits majeurs et mineurs, terrasses etc.) et des analyses granulométriques et historiques (Chave, 2002 ; Garry et al. 2002). Elles font aujourd'hui partie intégrante de l'étude des zones inondables (Arnaud-Fassetta et al. 2009). Ces cartes font l'objet d'une analyse plus détaillée dans le vol. II (ch. 4).

---

<sup>4</sup> L'étude des géosites ou géomorphosites étant récente, la représentation cartographique à grande échelle n'a été que peu explorée jusqu'à présent. La difficulté principale réside dans le fait que la représentation cartographique des géosites ne peut se limiter à une cartographie géomorphologique classique basée sur les formes et les processus géomorphologiques car un géotope géomorphologique peut être chargé de valeurs additionnelles : écologique, culturelle, économique et esthétique (Carton et al. 2005).



**Figure 4.3** Extraits de cartes et légendes géomorphologiques orientées vers la problématique des dangers naturels. Tiré de A) Fernandez-Lavando (2007) B) ; Seijmonsbergen et De Graaf (2006) ; C) Ballais et al. (2005) et D) Petley (1998). Pour la carte hydrogéomorphologique (C), la légende correspond aux éléments suivants : 1) lit mineur ; 2) lit moyen ; 3) lit majeur ; 4) zone d'incertitude ; 5) terrasse alluviale ; 6) talus et rebord de terrasse ; 7) limites des laissés de crue de 1999 ; 8) limite des crues de 1930 et 1988. Les flèches en A, B et D indiquent le passage de la carte géomorphologique à la carte de dangers, qui correspond à l'application de méthodes basées sur la fréquence, la hauteur ou la vitesse des écoulements ou une combinaison des différents paramètres.

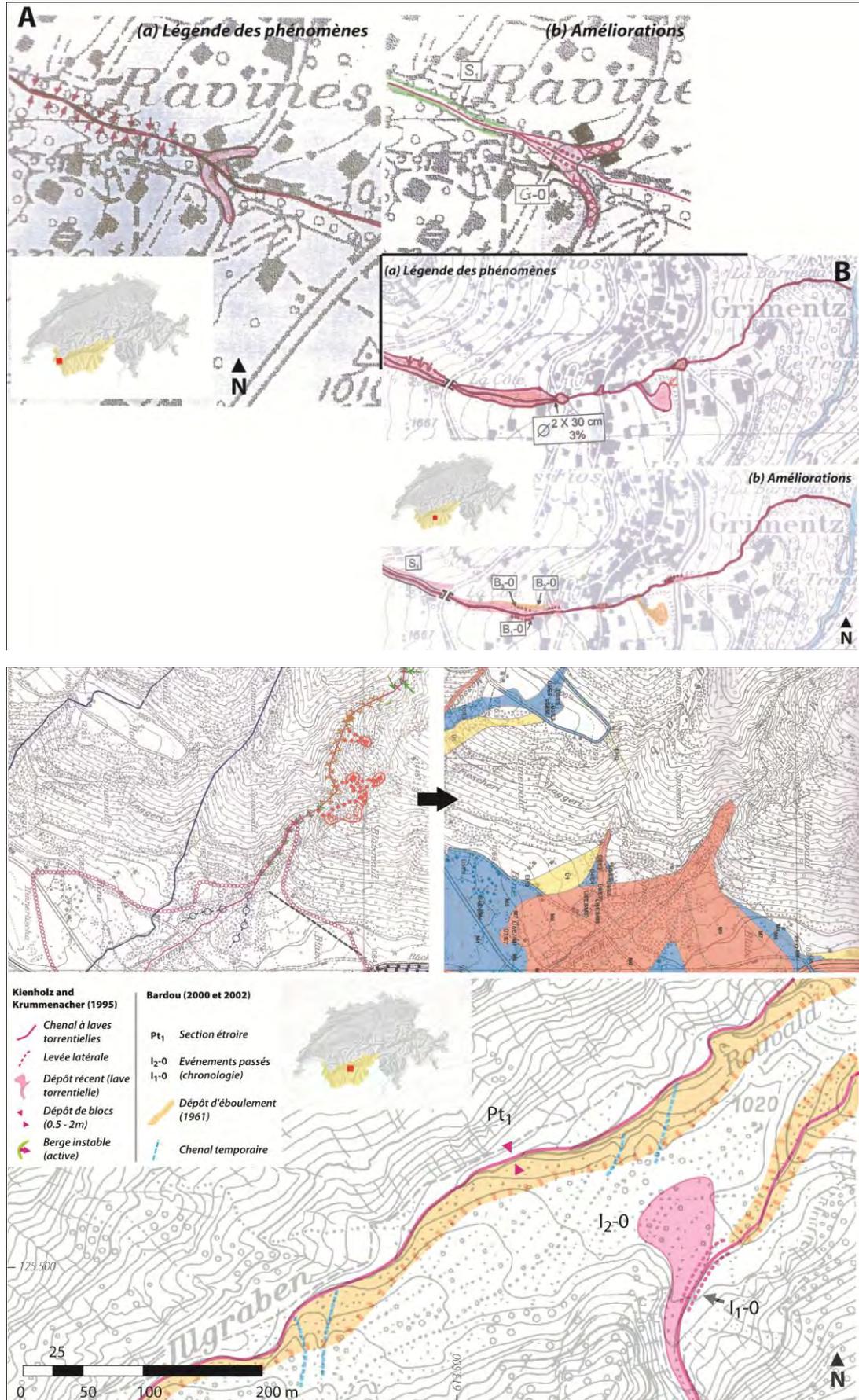
### 4.3.1 L'exemple de la légende des phénomènes

En Suisse, Kienholz (1979) produit à la fin des années 1970 une carte de la région de Grindelwald (BE), sur laquelle figurent tous les processus susceptibles de menacer des infrastructures ou des activités humaines. Ces **travaux conduiront une quinzaine d'années plus tard à l'élaboration** de la légende modulable pour la cartographie des phénomènes (Kienholz et Krummenacher, 1995 ; Kienholz et Graf, 2000 ; Hübl et al. 2002), utilisée pour le premier stade de la reconnaissance et de la représentation graphique des dangers (OFAT et al. 1997b) (Fig. 4.2-I1 et I2 et Fig. 4.6). Ce système recense ainsi les signes et les indicateurs de phénomènes naturels liés à des processus dangereux et procède à leur interprétation, en étant disponible dans une forme « minimale » à **l'usage des plans d'ensemble (échelles 1 : 25'000 ou 1 : 10'000) ou « élargie » à l'usage des cartes de détail (échelle du 1 : 5'000 à 1 : 1'000 dans le cas d'un torrent). L'inconvénient majeur de cette légende est son caractère « instantané » dans le temps, qui ne permet pas d'indiquer si les formes observées sont récurrentes ou seulement temporaires. D'ailleurs, la carte doit être relevée après chaque événement observé et la superposition des différents levés fournit une moyenne des zones touchées. Bardou (2000 et 2002) a proposé des améliorations de la légende modulable pour la cartographie des laves torrentielles:**

- distinction des processus pour un événement torrentiel dans la zone de dépôt ; **il s'agit de rajouter les zones d'essorage des laves torrentielles<sup>5</sup>**, caractérisées par une granulométrie plus fine, et les zones de débordement le long du chenal et les zones de transit ;
- **intégration des aménagements anthropiques d'une importance particulière pour les torrents très actifs** ainsi que le comportement rhéologique des anciennes laves torrentielles et leurs traces sous forme de bourrelets latéraux. Il prend comme exemple le Rufibach, dans la vallée de Conches (Valais) torrent très actif et où des laves torrentielles sont parfois observées par **beau temps et où un gazoduc d'importance nationale traverse le chenal d'écoulement ;**
- **lorsque les traces d'événements plus anciens sont encore observables sur le terrain, l'intégration sur le support cartographique les événements historiques du cours d'eau ;**
- **coulées multiples, sur la base de l'exemple de Grimetz (1999, Fig. 4.4-B et cf. ch. 5) ; à la mi-mai 1999, un glissement de terrain s'active et donne naissance à une lave torrentielle dans le torrent du Marais, alors en crue. Le lendemain, une deuxième lave torrentielle, moins visqueuse, atteint également le village<sup>6</sup>. Bardou (2000) propose de distinguer sur la carte les deux événements en figurant les levées naturelles ;**
- **force d'impact d'une lave torrentielle ; l'essorage de fines – sous la forme d'écoulements hyperconcentrés – au travers des éléments grossiers se produisant souvent après le dépôt d'une lave torrentielle, peut provoquer des dégâts comparables à ceux d'une sédimentation par inondation statique, que des mesures simples et peu coûteuses peuvent éviter (exemple à Champéry, Val d'Illiez (Fig. 4.4-A) ;**
- forme des dépôts : distinction des différentes formes de dépôts de laves et phénomènes torrentiels. Bardou (2002) propose de cartographier les levées naturelles avec estimation de leur comportement rhéologique ainsi que les lobes (front et corps de la lave torrentielle) ;
- alimentation en matériaux (Fig. 4.5).

<sup>5</sup> Selon Bardou (2000), un essorage de fines au travers des éléments grossiers se produit souvent **après l'arrêt d'une lave torrentielle.**

<sup>6</sup> Extrait de "l'avis géologique sur les intempéries de l'Ascension », 1er juin 1999, J.-D. Rouiller.



**Figure 4.4** Exemples d'améliorations de la légende modulable pour la cartographie des phénomènes. A) cartographie de l'essorage de fines, à Champéry ; B) cartographie des différentes coulées survenues au cours d'un même événement torrentiel, à Grimentz (1999). D'après Bardou (2000), modifié.

**Figure 4.5** En haut : légende des phénomènes (à gauche) et sa carte de dangers correspondante (à droite) (SRCE, 2006). En bas : exemple d'amélioration de la légende des phénomènes sur un secteur de l'Ilgraben. L'alimentation potentielle en matériaux, correspondant à un dépôt d'éboulement datant de 1961 dans le lit du torrent, a été rajoutée à la légende de cartographie classique.

### 4.3.2 La légende pour la cartographie des mouvements de terrain et des eaux dans les zones de glissements

Dans les années 1970, l'Institut fédéral de recherches forestières de Birmensdorf a élaboré une méthode de cartographie sous l'impulsion de Jürg Zeller (Schoeneich, 1993a). La mise au point de cette légende s'explique par les problèmes géomorphologiques auxquels sont confrontés les forestiers dans le cadre de campagnes de reboisement et de gestion des bassins torrentiels. La carte géomorphologique ne constitue qu'un élément d'une démarche en quatre étapes comprenant :

- une carte hydrographique détaillée (sources, réseau hydrographique, zones d'infiltration, zones humides) ;
- une carte géomorphologique ;
- une carte de l'état des cours d'eau (zones d'érosion, d'alluvionnement, nature des matériaux transportés, stabilité des berges) ;
- une carte de végétation (nature et état du couvert végétal).

Ce système a été élaboré spécialement pour la problématique d'assainissement des bassins torrentiels et est donc orienté essentiellement sur les phénomènes d'instabilité et d'érosion : la carte géomorphologique propose une légende très détaillée pour ces formes et les distingue selon qu'ils se produisent dans la roche en place ou dans des terrains meubles (OFF, 1984). Ces cartes ont surtout été établies dans le cadre de rapports d'étude ou dans le cadre de travaux de diplômes de génie forestier à l'ETHZ (Schoeneich, 1993a) et servait à l'époque de base officielle pour les projets d'aménagement antiérosifs des services forestiers<sup>7</sup> (OFF, 1984).

### 4.4 La cartographie du danger « laves torrentielles »

Les connaissances acquises sur les laves torrentielles durant les dernières décennies ont débouché sur de nombreuses publications abordant l'évaluation du danger et du risque liés à ces phénomènes (p. ex. Lin et al. 2002 ; Liu et Lei, 2003 ; Hürlimann et Copons, 2004 ; Pallàs et al. 2004 ; Hürlimann et al. 2004 ; Pasuto et Soldati, 2004 ; Jakob et Hungr, 2005 ; Glade, 2005 ; Kneisel et al. 2007). La carte de dangers est l'illustration finale de calculs qui peuvent être d'ordre fréquentiel et/ou statistique<sup>8</sup> et dont l'application peut être réalisée à l'échelle locale ou régionale (Hürlimann et al. 2006).

L'évaluation du danger lié aux laves torrentielles diffère selon l'échelle considérée. A l'échelle régionale, elle consiste généralement en une approche combinant un SIG, une analyse statistique et une analyse de photographies aériennes ou satellitaires. Liu et Lei (2003) utilisent par exemple les relations entre magnitude (ou intensité) et fréquence pour quantifier le risque lié aux laves torrentielles. Une analyse multivariée basée sur 11 variables<sup>9</sup>, ayant chacune une relation physique avec le volume des matériaux déposés et la densité spatiale des chenaux à laves torrentielles, a été effectuée et a permis de faire ressortir trois variables essentielles expliquant la densité spatiale des

<sup>7</sup> Une carte (Sandri, 1987) a été publiée.

<sup>8</sup> La carte des risques fait appel à une approche multidisciplinaire, incluant des experts des domaines socio-économiques et de l'aménagement du territoire (Parise, 2001 ; Lindenschmidt et al. 2006 ; Thomi, 2010).

<sup>9</sup> Soit  $x_1$  : le degré d'altération de la roche ;  $x_2$  : l'intensité sismique ;  $x_3$  : la densité de failles actives ;  $x_4$  : le relief régional ;  $x_5$  : le pourcentage de pentes > 15° ;  $x_6$  : la moyenne annuelle de précipitations pour une période de 10 ans ;  $x_7$  : le pourcentage de la couverture forestière sur le périmètre d'étude ;  $x_8$  : le pourcentage de couverture de la végétation sur le périmètre d'étude ;  $x_9$  : la densité de population rurale [nombre de personnes/km<sup>2</sup>] ;  $x_{10}$  : le pourcentage de terres cultivées avec une pente > 25° ;  $x_{11}$  : la superficie moyenne annuelle de terres reprises sur une période de 10 ans [km<sup>2</sup>/an].

**chenaux d'érosion** (moyenne annuelle des précipitations, pourcentage de terres cultivées avec des pentes supérieures à 25° et densité du ravinement). Lin et al. (2002 et 2003) utilisent également une **méthode mêlant des outils d'analyse spatiale et une analyse multivariée de neuf attributs ou facteurs** – considérés comme essentiels dans le déclenchement de laves torrentielles –, répartis en trois catégories : **la géologie, la topographie et l'hydrologie**<sup>10</sup>. Parmi ces facteurs, le coefficient de forme du bassin versant **permet d'évaluer le pic de débit**. Comme les neuf facteurs ont différentes unités et sont mesurés à différentes échelles, une approche empirique est proposée pour déterminer le **niveau de danger avec le calcul d'un indice de danger**, classé en trois catégories.

Les études locales sont plutôt réalisées à **l'aide de modèles numériques** ainsi que des investigations **de terrain, afin d'évaluer le danger dans les zones de dépôt**. Hürlimann et al. (2003) et Hürlimann et Copons (2004) ont **développé une méthode d'évaluation des dangers liés aux laves torrentielles à l'échelle locale, très proche de la méthode** utilisée en Suisse mais différente dans les temps de retour (**probabilités d'occurrence**) considérés. Les auteurs considèrent ainsi une probabilité forte pour  $T < 40$  ans, moyenne pour  $40 \text{ ans} < T < 500 \text{ ans}$  et faible pour  $T > 500 \text{ ans}$ . **L'approche comprend quatre étapes** incluant une analyse géologique et géomorphologique sur la base de photographies aériennes, des investigations de terrain et des études de données historiques. Une carte géomorphologique est créée en faisant figurer notamment les événements historiques (en âges absolus et relatifs avec les indications présumées et évidentes).

En l'absence de données quantitatives et **sur la base d'un événement** météorologique exceptionnel, Pallàs et al. (2004) et Fernandez-Lavado<sup>11</sup> et al. (2007) ont adopté une démarche pragmatique sans prendre en compte de temps de retour calculé statistiquement pour la cartographie des dangers liés aux laves torrentielles et coulées boueuses dans le NW du Nicaragua, une des régions touchées par **l'ouragan Mitch à la fin du mois d'octobre 1998**. La cartographie de Pallàs et al. (2004) se base sur trois concepts pour établir qualitativement différents degrés de danger : **le nombre d'événements enregistrés** (fréquence), la prédictibilité et la susceptibilité :

- la **fréquence** est déduite du nombre d'événements survenus : le manque de données photographiques (deux jeux respectivement avant et après le passage de l'ouragan) ne permet pas de déterminer une fréquence correcte des phénomènes. Aussi l'échelle décroissante du danger comprend (1) deux événements enregistrés (avant et pendant Mitch), (2) un événement enregistré (avant ou pendant Mitch), (3) pas d'événement enregistré ;
- la **notion de magnitude** (ou intensité) est négligée car bien que les glissements de terrain de grande ampleur soient plus dangereux que les « petits », les infrastructures sont tellement fragiles qu'elles sont totalement détruites quelle que soit la magnitude du phénomène ; en fixant comme référence un événement extrême, la carte couvre ainsi les pires scénarios possibles ;
- la **prédictibilité** part du principe que les mouvements de masse les plus dangereux sont ceux qui s'activent très rapidement sans signe d'activité visible sur les arbres ou les infrastructures bâties ; les versants sont classés en deux catégories ((1) sans signe d'activité avec laves torrentielles et (2) avec signes d'activité et coulées boueuses) ;
- la **susceptibilité** se base sur les gradients de pente. Dans un premier temps, les versants dont la pente est supérieure ou égale à 20° ont été retenus, puis les zones d'écoulement ont été rajoutées. Pour estimer les distances d'écoulement, les auteurs émettent l'hypothèse que lors d'événements pluvieux de grande intensité, les laves torrentielles se propagent par le réseau hydrographique et peuvent ainsi parcourir de grandes distances.

<sup>10</sup> Soit : la géologie, la longueur de faille, la superficie du glissement de terrain, la pente (dénivelé et aspect), la pente du cours d'eau, la superficie du bassin versant, le coefficient de forme et un facteur concernant les conditions hydrologiques du bassin versant, lié aux conditions de couverture végétale et variant de 0 à 1 (lorsque le terrain est dénudé, la valeur du coefficient est de 1 (Lin et al. 2002)).

<sup>11</sup> Ce dernier adopte une méthode combinant une approche hydrogéomorphologique classique (Ballais et al. 2005) et une approche hydraulique simplifiée basée sur le test des méthodes de Manning, paléo-hydraulique et rationnelle.

### 4.4.1 Les cartes de susceptibilité

Les cartes de susceptibilité représentent une carte de dangers « relative » **puisqu'elles constituent l'étape intermédiaire entre une carte d'inventaire** (ou géomorphologique) et une carte de dangers s.s. Elles diffèrent de la carte de dangers par leur absence de facteur temporel, soit la probabilité **d'occurrence du phénomène** (Parise, 2001). Les cartes de susceptibilité sont le produit final de la superposition de plusieurs cartes thématiques traitant des pentes – dérivées dans la plupart des cas **d'un modèle numérique d'altitude –, des lithologies, de la végétation, d'un inventaire de formes géomorphologiques correspondant à l'aléa étudié.** De telles cartes sont couramment appliquées aux glissements de terrain<sup>12</sup> (Parise, 2001 ; Moreiras<sup>13</sup>, 2005 ; Fall et al. 2006 ; Yao et al. 2008 ; Galli et al. 2008 ; Gullà et al. 2008), aux **zones sensibles à l'érosion** (Naimi et al. 2004)<sup>14</sup> ou aux chutes de pierre (Baillifard et al. 2003). Depuis le début de **leur réalisation** (Tricart, 1971), **l'élaboration de ces cartes a été largement facilitée par le développement des systèmes d'information géographique (SIG), permettant de superposer simultanément différents niveaux d'informations spatiales et d'obtenir de manière automatique des paramètres morphométriques sur la base de modèles numériques d'altitude** (Carrara et al. 2008). Ces cartes ont également été appliquées à la détection du déclenchement des laves torrentielles, que ce soit à grande échelle (Carrara et al. 2008) ou, plus régionalement, en zone périglaciaire (Kneisel et al. 2007)<sup>15</sup>.

#### 4.4.1.1 Productivité sédimentaire

Veyrat-Charvillon (2005) propose une clé de détermination reposant sur la classification de Marie<sup>16</sup> (1984 et 1992) afin de cartographier les apports sédimentaires dans un bassin de réception (Fig. 4.6). Cette classification mesure **l'aptitude des lithologies à fournir des matériaux mobilisables** pour les laves torrentielles. **Une dizaine de classes d'intensité de production sédimentaire** relative ont été utilisées, **en fonction de leur importance en termes d'influence sur l'apport sédimentaire selon d'autres paramètres** que la géologie : connexion au chenal, végétation<sup>17</sup> et processus géomorphologiques.

**Ces classes de production s'appliquent** uniquement aux processus géomorphologiques agissant sur **trois sites d'étude** particuliers et ne prennent pas en compte les caractéristiques du morphosystème périglaciaire par exemple, à partir duquel des laves torrentielles peuvent se déclencher, ni les processus nivaux (stocks de neige par les avalanches et qui peuvent apporter beaucoup de **matériaux et d'eau**) ni certains processus gravitaires comme les **glissements de terrain ou les tassements, etc.** Cette méthode ne s'applique en réalité qu'aux torrents où **l'occurrence des laves torrentielles est fonction d'un seuil géomorphologique intrinsèque** et pour des torrents dits « à clappes », fortement liés à la nature géologique et lithologique du bassin versant<sup>18</sup> (Veyrat-Charvillon, 2005).

---

<sup>12</sup> Ces cartes **s'accompagnent souvent d'une carte d'activité** des glissements de terrain, **réalisée sur la base d'une interprétation multi-temporelle** de photographies aériennes (Van Westen et Getahun, 2003) ou, plus récemment, de la technologie InSar.

<sup>13</sup> Moreiras (2005) a superposé, dans un environnement SIG contenant des cellules de 200 m X 200 m : une carte des pentes (trois classes réparties entre 0 et 30°), une carte lithologique (avec trois classes, lesquelles sont obtenues en divisant le nombre de glissements par unité lithologique et la superficie de chacune des lithologies) et une carte répertoriant les glissements de terrain et **leur degré d'activité (selon des critères morphologique, hydrographique et végétal)**. La carte **d'inventaire des glissements est un document de base qui représente la distribution spatiale** à un moment donné des mouvements de masse et fournit des indications sur la localisation, la typologie et le degré **d'activité des glissements**.

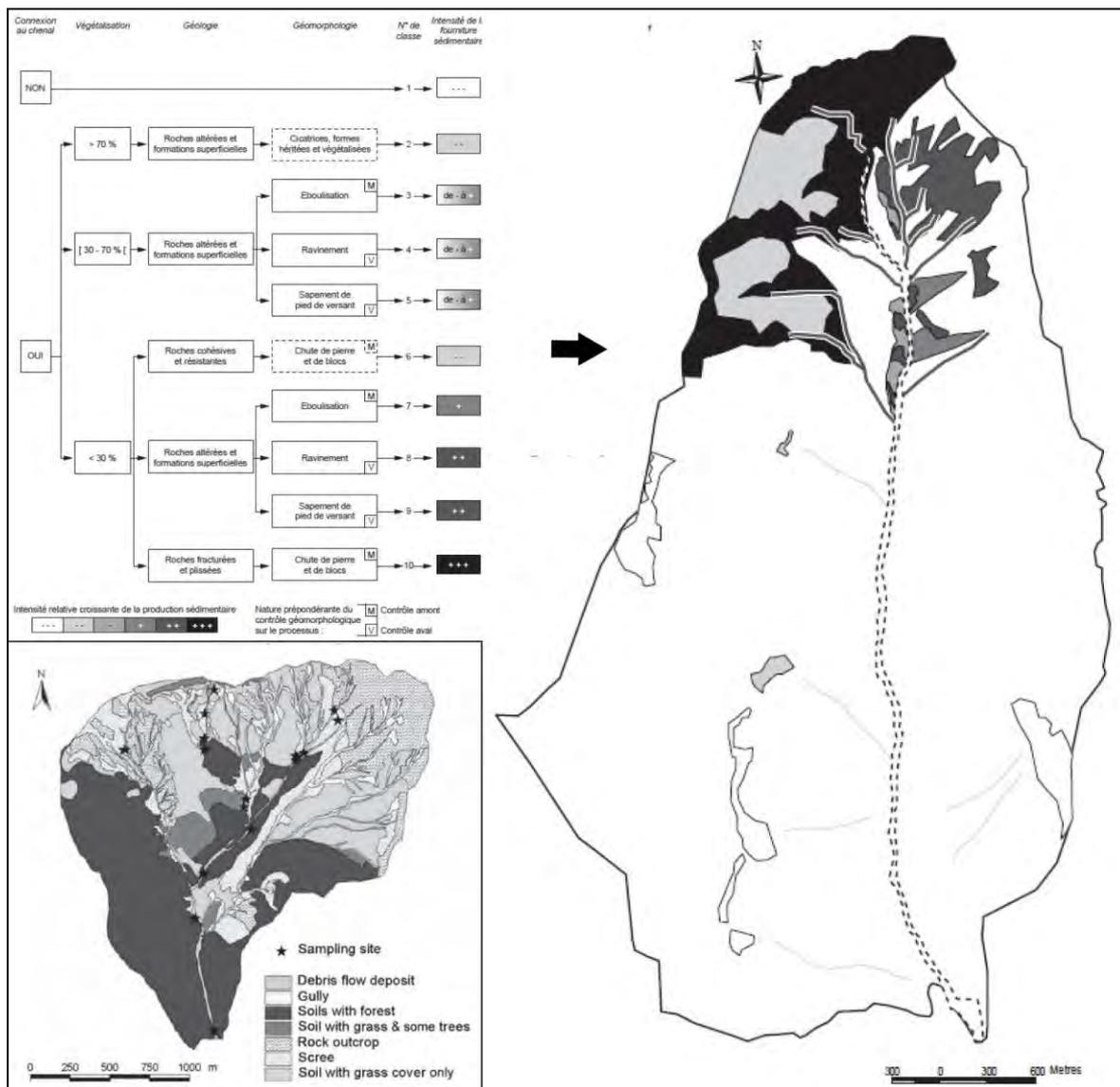
<sup>14</sup> Naimi et al. (2004) ont superposé une carte lithologique – dérivée de la carte géologique –, une carte des pentes et une **carte des formes d'érosion**.

<sup>15</sup> Kneisel et al. (2007) croisent **différents niveaux d'information**, soit un modèle de distribution du permafrost, une carte **géomorphologique, une carte de végétation** ainsi qu'une carte des pentes dérivées d'un modèle numérique d'altitude.

<sup>16</sup> Marie a croisé manuellement des séries de cartes thématiques du substrat, d'un indice d'instabilité, du réseau hydrographique et du couvert végétal de manière à élaborer des cartes synthétiques de sensibilité à l'érosion (Latulippe et Peiry, 1996).

<sup>17</sup> Bardou et al. (2007) ont procédé un peu de la même manière pour cartographier des systèmes torrentiels mais n'ont pas intégré la notion de connectivité (Fig. 4.6).

<sup>18</sup> **En l'occurrence, les sites d'études pour lesquels la méthodologie a été élaborée sont situés dans un contexte géologique marneux.**



**Figure 4.6** Clé de détermination des zones de production sédimentaire (en haut à gauche) et carte correspondante à droite (tiré de Veyrat-Charvillon, 2005). En bas à gauche, carte de couverture du bassin versant du Merdenson (tiré de Bardou et al. 2007)

4.4.1.2 Zones de déclenchement des laves torrentielles

Bonnet-Staub (2001) a développé une cartographie de l'aptitude à la génération de laves torrentielles à l'échelle du bassin versant, basée sur la détermination de cinq indices :

- deux indices liés aux facteurs de prédisposition (valeurs de pente et nature des formations géologiques) ;
- et trois indices spécifiques aux laves torrentielles (état de stabilité des pentes, caractéristiques granulométriques des matériaux des zones sources et volume de matériaux mobilisables).

Chaque indice est quantifié de 1 à 5, de la situation la plus favorable à la plus défavorable, les indices n'étant pas pondérés en raison du manque de connaissances des mécanismes et contextes du déclenchement des laves torrentielles (Bonnet-Staub, 2001). Une carte synthétique est obtenue par superposition des cinq cartes représentant chacune un indice. En additionnant, pour chaque zone homogène obtenue les 5 indices, un indice global permet de définir une classe d'aptitude à l'initiation

des laves torrentielles (par ex., I compris entre 21 et 25 – aptitude très élevée, puis I compris entre 16 et 20 – aptitude élevée, etc.) (Bonnet-Staub, 2001)<sup>19</sup>.

Nous décrivons ici les indices directement en rapport avec notre étude, soit l'indice de valeur de pente  $I_p$ , l'indice lié aux types de formations géologiques  $I_{fg}$ , l'indice lié à l'érodabilité et aux mouvements de masse  $I_m$ , ainsi que l'indice des volumes mobilisables<sup>20</sup> (Bonnet-Staub, 2001). L'indice de pente<sup>21</sup> ( $I_p$ ) étudie la répartition des pentes dans le bassin versant, les cinq différentes classes étant définies en fonction des caractéristiques intrinsèques des laves torrentielles et des unités lithologiques de ce dernier. L'indice des formations géologiques ( $I_{fg}$ ) inclut également les formations superficielles lorsque leur couverture dépasse une épaisseur d'un mètre. La quantification découle de deux types d'indices : les caractéristiques pétrophysiques, structurales et mécaniques (degré d'altération, perméabilité et texture) et les caractéristiques hydrogéologiques (nature de l'aquifère et perméabilité) des formations superficielles et du substratum<sup>22</sup>. L'indice des stabilités de terrain ( $I_m$ ) tient compte de l'ampleur et de la nature des instabilités développées ou potentielles, ainsi que des masses déplacées. Il augmente proportionnellement à la gravité des mouvements observés<sup>23</sup>. L'indice des volumes de matériaux meubles mobilisables ( $I_v$ ) tient compte des volumes de matériaux meubles susceptibles d'être mobilisés chaque année et d'être apportés par les processus d'altération, d'érosion et de déstabilisation (Bonnet-Staub, 2001). Pour les zones qui ne sont pas réapprovisionnées chaque année – comme les pentes instables et les glissements –, les volumes mobilisables dépendent de la géométrie du mouvement et de l'évolution régressive de la pente<sup>24</sup>.

#### 4.4.2 Les indices d'érosion

A une plus petite échelle que celle du système torrentiel et se basant également sur les travaux de Marie (1984 et 1992), Latulippe et Peiry (1996) ont élaboré un indice de sensibilité à l'érosion pour hiérarchiser des zones de production de matière en suspension pour des bassins versants d'ordre 4. L'identification et la hiérarchisation des zones de forte production sédimentaire fine sont fondées sur la mise en place d'un indice de sensibilité globale à l'érosion ( $SG_i$ ) calculé en deux étapes :

- le croisement cartographique des informations portant sur la géologie et la couverture végétale, qui permet sur chaque bassin versant le calcul d'une variable synthétique additive ( $S_i$ ). Pour chaque sous-bassin, la superposition de ces couches d'information permet d'identifier six classes<sup>25</sup> ;
- le calcul de deux indices morphométriques (densité de drainage ( $D_d$ ) et ratio de relief ( $RR$ )), intégrés sous la forme de coefficients multiplicateurs ( $C_{mDd}$  et  $C_{mRR}$ ) pondérant la variable  $S_i$ .

<sup>19</sup> Ces travaux ont notamment révélé que les zones fournissant l'essentiel de la charge en suspension de l'Isère à Grenoble couvraient une surface très réduite.

<sup>20</sup> L'indice granulométrique  $I_{gr}$  n'est, dans notre cas, pas indispensable car notre étude ne prévoit pas des analyses fines concernant les dépôts des laves torrentielles.

<sup>21</sup>  $I_p = 5$  pour  $\beta \geq 40^\circ$  (affleurements de substratum et escarpements rocheux) ;  $I_p = 4$  pour  $15 \leq \beta < 40^\circ$  (dépôts superficiels tels que les éboulis ou les colluvions souvent à l'origine des laves torrentielles) ;  $I_p = 3$  pour  $10 \leq \beta < 15^\circ$  (pentes moyennes permettant parfois la remobilisation de dépôts torrentiels) ;  $I_p = 2$  pour  $5 \leq \beta < 10^\circ$  (sections faiblement pentues le long desquelles les laves torrentielles peuvent se propager mais ne peuvent être initiées) et  $I_p = 1$  pour  $\beta < 5^\circ$  (terrasses, cônes de déjection où se génère le dépôt).

<sup>22</sup>  $I_{fg} = 5$  pour des éboulis grossiers alimentés par des formations carbonatées ;  $I_{fg} = 4$  pour des formations gypseuses et les calcschistes altérés ;  $I_{fg} = 3$  pour des cornieules, des formations argileuses et marneuses ;  $I_{fg} = 2$  pour des éboulis stabilisés et  $I_{fg} = 1$  pour des formations de calcaires lités et de flysch.

<sup>23</sup>  $I_m = 5$  pour les secteurs à éboulement et glissement de terrain actif ;  $I_m = 4$  pour les secteurs en solifluxion ;  $I_m = 3$  pour les secteurs de coulées anciennes et de ravinement ;  $I_m = 2$  pour les petites instabilités potentielles et  $I_m = 1$  pour les secteurs stables.

<sup>24</sup>  $I_v = 5$  pour des volumes très importants apportés par des glissements ou des masses instables ;  $I_v = 4$  pour des volumes importants provenant de masses instables d'extension moyenne et de dépôts alimentés annuellement par des processus d'altération à taux élevé ;  $I_v = 3$  pour des volumes moyens provenant de masses instables peu étendues et de dépôts réapprovisionnés chaque année par des processus d'altération à taux moyen ;  $I_v = 2$  pour des volumes assez faibles provenant de masses instables d'extension limitée et de dépôts réapprovisionnés chaque année par des processus d'altération à taux faible et  $I_v = 1$  pour de très faibles volumes provenant de dépôts réapprovisionnés chaque année par des processus d'altération à taux très faible et pour le substratum.

<sup>25</sup> Allant d'une classe « géologie très favorable et sols nus » à la classe « géologie non favorable végétalisée ».

Les six catégories sont affectées de coefficients pondérateurs ( $S_{max_j}$ ) en fonction de leurs potentialités à produire des sédiments fins, dont les valeurs sont déterminées sur une base additive de 100 : les zones les plus fragiles sont les sols nus avec une géologie très favorable ( $S_{max_j}=50$ ) ou **favorables à l'érosion ( $S_{max_j}=25$ )**. Les combinaisons « géologie non favorable/sol nu » et « géologie très favorable/sol végétalisé » reçoivent des coefficients pondérateurs de 10. Enfin, la combinaison « géologie non favorable/sol végétalisé » est écartée ( $S_{max_j}=0$ ). La valeur maximale de chaque coefficient pondérateur est attribuée au bassin versant dont la variable de chacune des six combinaisons est la plus forte. Pour cette même variable, les sensibilités des différents sous-bassins ont été calculées à l'aide de la formule suivante :

$$S_{ij} = (V_{ij} / V_{max_j}) * S_{max_j}$$

Avec  $i$  : n° de l'individu (= bassin versant)

$j$  : n° de la variable (= longueur des cours d'eau, longueur du bassin, surface du bassin, dénivelé du bassin, densité de drainage et ratio de relief)

$S_{ij}$  : sensibilité de l'individu  $i$  pour la variable  $j$

$V_{ij}$  : valeur de la variable  $j$  pour l'individu  $i$

$V_{max_j}$  : valeur maximale de la variable  $j$

$S_{max_j}$  : sensibilité maximale pour la variable  $j$

Un **indice de sensibilité à l'érosion intégrant tous les types de croisements est déterminé pour chaque bassin versant** :

$$S_i = \sum_{j=1}^5 S_{ij}$$

Les variables morphométriques sont ensuite intégrées au calcul. Les valeurs de chacun des deux coefficients multiplicateurs ( $Cm_{Dd}$  et  $Cm_{RR}$ ) sont déterminées de manière à diminuer ou renforcer les valeurs des coefficients  $S_i$  dans une gamme de 80 à 130 %, la valeur la plus faible (0.8) étant attribuée aux valeurs  $Dd$  et  $RR$  les plus faibles.

$$SG_i = Cm_{Dd} * Cm_{RR} * S_i$$

Enfin, les **valeurs de sensibilité globale à l'érosion ont ensuite été étudiées comme une distribution statistique** à un caractère : les variables ont été classées par ordre croissant puis regroupées en 5 **classes d'érodabilité (Latulippe et Peiry, 1996)**.

**Enfin, l'indice d'érodabilité reflète, comme son nom l'indique, l'érodabilité d'un bassin versant (plus la surface est disséquée, plus l'érosion sera intense) et correspond au rapport entre la surface développée et la surface topographique ou projetée. A partir d'une carte des pentes dérivée d'un MNT à résolution de 25 m, il est possible de calculer la surface développée  $A_{dev}$  du bassin versant. En la rapportant à la surface projetée, on obtient un indice de la distribution des pentes.**

$$I_{eros} = \frac{A_{dev}}{A_{topo}}$$

Cette formule peut être utilisée afin de déterminer la valeur de la dangerosité du bassin versant étudié. Elle a été établie sur la base des six bassins valaisans étudiés par Bardou (2002) les plus proches de la limite entre dangerosité élevée et dangerosité faible :

- Si  $I_{eros} > 0.1614$ , la dangerosité est élevée, des laves torrentielles peuvent avoir lieu ;
- Si  $I_{eros} < 0.1614$ , la dangerosité est faible et des laves torrentielles sont peu probables.

### 4.5 Synthèse

L'évaluation du danger lié aux laves torrentielles et aux inondations consiste souvent en une carte découlant d'approches statistiques et/ou fréquentielles, voire uniquement empiriques comme dans le cas des cartes hydrogéomorphologiques. La carte géomorphologique revêt une place importante dans ces approches, principalement dans le diagnostic préliminaire du danger. La cartographie des **stocks de matériaux potentiellement mobilisables en est un exemple et sera l'un des aspects centraux** traités dans le chapitre 5 sur la dynamique sédimentaire des petits bassins versants alpins, mais également dans notre méthode de cartographie des petits systèmes torrentiels (ch. 6).

## 5 Dynamiques sédimentaires des petits bassins versants alpins

*La cartographie géomorphologique des petits bassins versants alpins est complexe. Ceux-ci se caractérisent par une variabilité géomorphologique spatio-temporelle importante, illustrée par la présence de formes héritées de phases postglaciaires et par une dynamique des processus géomorphologiques souvent amplifiée, dont les laves torrentielles sont le principal agent de transfert de sédiments. La connaissance des volumes de sédiments mobilisables et l'estimation des volumes transportés et déposés par les laves torrentielles est la question centrale du diagnostic préliminaire menant à une analyse des dangers hydrogéomorphologiques. L'éventail des formules à disposition pour réaliser de tels calculs aboutit rarement à des volumes réalistes, en raison de la diversité des contextes géomorphologiques des bassins versants, mais aussi parce que les mécanismes de transfert à l'intérieur de ces bassins versants sont encore en partie méconnus.*

### 5.1 Introduction

#### 5.1.1 Spécificités géomorphologiques du milieu alpin

Géomorphologiquement parlant, Barsch et Caine (1984) distinguent quatre principaux types de reliefs à l'intérieur des systèmes de haute montagne, parmi lesquels les montagnes polaires<sup>1</sup>, les déserts montagneux<sup>2</sup>, les montagnes rocheuses<sup>3</sup> et le type alpin, conditionné par une activité glaciaire intense et caractérisé par des escarpements rocheux importants, la présence de formes glaciaires « post-glaciaires » tels que cônes d'éboulis et cônes de déjection en fond de vallée. Les processus géomorphologiques sont souvent amplifiés en environnement alpin, lequel se caractérise par (Otto et Dikau, 2004 ; Owens et Slaymaker, 2004 ; Remondo et al. 2005) :

- de fortes pentes et du relief, entraînant une énergie potentielle élevée, de basses températures, de fortes précipitations et des vents parfois soutenus ;
- une instabilité générale liée à l'activité tectonique ou orogénique ;
- une plage de températures proche de l'isotherme 0°C, favorisant l'action de la cryoclastie, et, par là, la présence de stocks de sédiments ;
- la présence de neige et de glace ainsi que la succession de glaciations quaternaires favorisant la déstabilisation des versants et l'accumulation de matériel meuble ;
- une couverture végétale réduite à haute altitude, favorisant l'érosion des matériaux ;
- des variations hydrauliques au sein d'un même régime hydrologique avec des implications sur l'érosion des chenaux, le stockage et l'accumulation des sédiments ;
- une morphologie globalement favorable à la formation de laves torrentielles par la présence de stocks de matériaux meubles.

Les caractéristiques d'un milieu alpin correspondent en partie à celles d'un milieu froid, comme celles définies par Tricart (1971) et Warburton (2007), faisant référence à un milieu où le passage de l'eau à l'état solide joue un rôle géomorphologique prédominant (Warburton, 2007) et où se trouvent de nombreux éléments favorables à la formation de phénomènes d'intensité élevée :

---

<sup>1</sup> Les montagnes polaires sont soumises à une glaciation intense mais dont les reliefs n'excèdent pas 1000 mètres d'altitude.

<sup>2</sup> Les déserts montagneux ont été légèrement englacés, tout au plus durant le Pléistocène.

<sup>3</sup> Les caractéristiques du type montagne rocheuse ressemblent au type alpin mais avec une activité glaciaire moins intense, la présence d'interfluves et de zones planes.

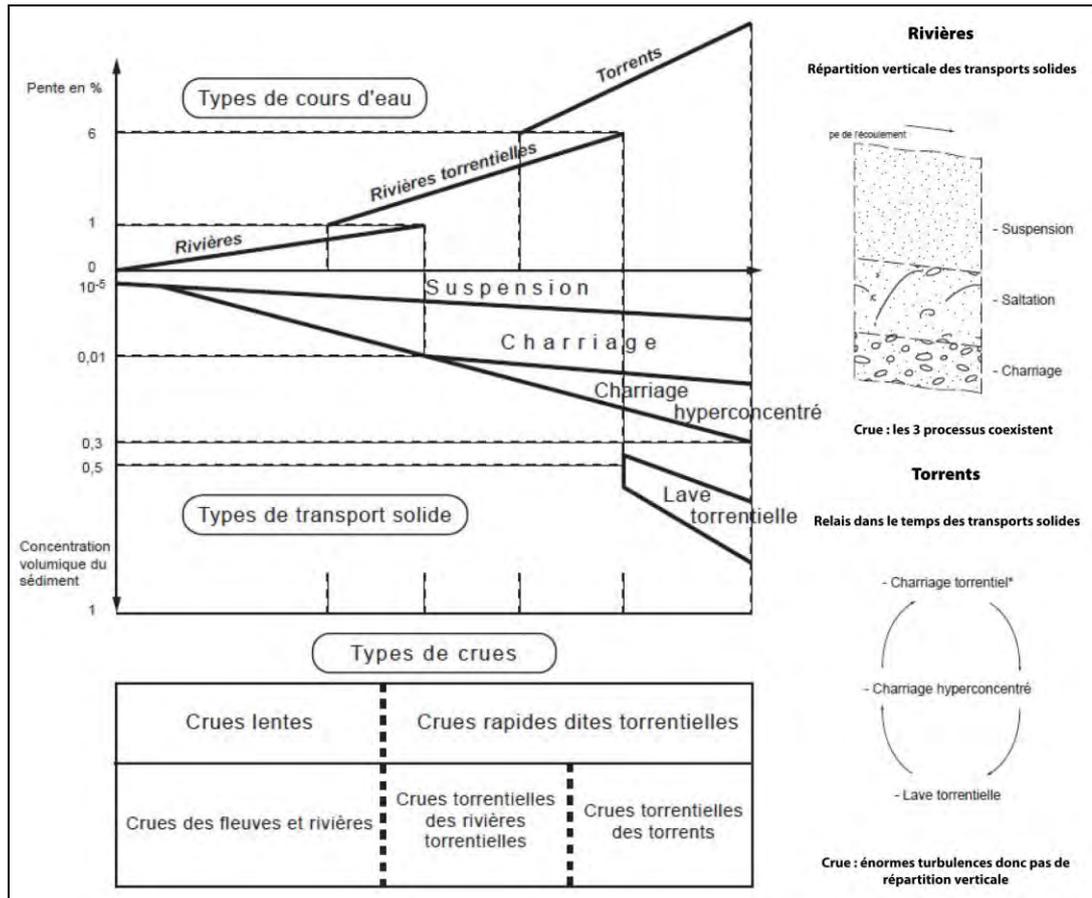
- un transfert saisonnier de sédiments, dont le taux est non seulement conditionné par la compétence des processus géomorphologiques, mais aussi par le stock de sédiments disponibles pour le transport ;
- **des processus glaciaires et des changements de phase de l'eau** favorisant la mobilisation de sédiments ;
- des transferts de masse sédimentaires et une dynamique de la glace contenue dans le sol ;
- le traitement et le stockage des sédiments liés à des glaciations antérieures ;
- des processus de transport directement liés à **l'eau sous forme de glace**.

Dans les environnements froids, l'abondance relative d'eau détermine des taux de transfert sédimentaire au travers de mécanismes tels que la génération d'humidité excédentaire durant le dégel et l'augmentation du ruissellement durant la fonte nivale et le dégel (Warburton, 2007).

### 5.1.2 Spécificités des systèmes torrentiels

#### 5.1.2.1 Hydrologie et transport solide

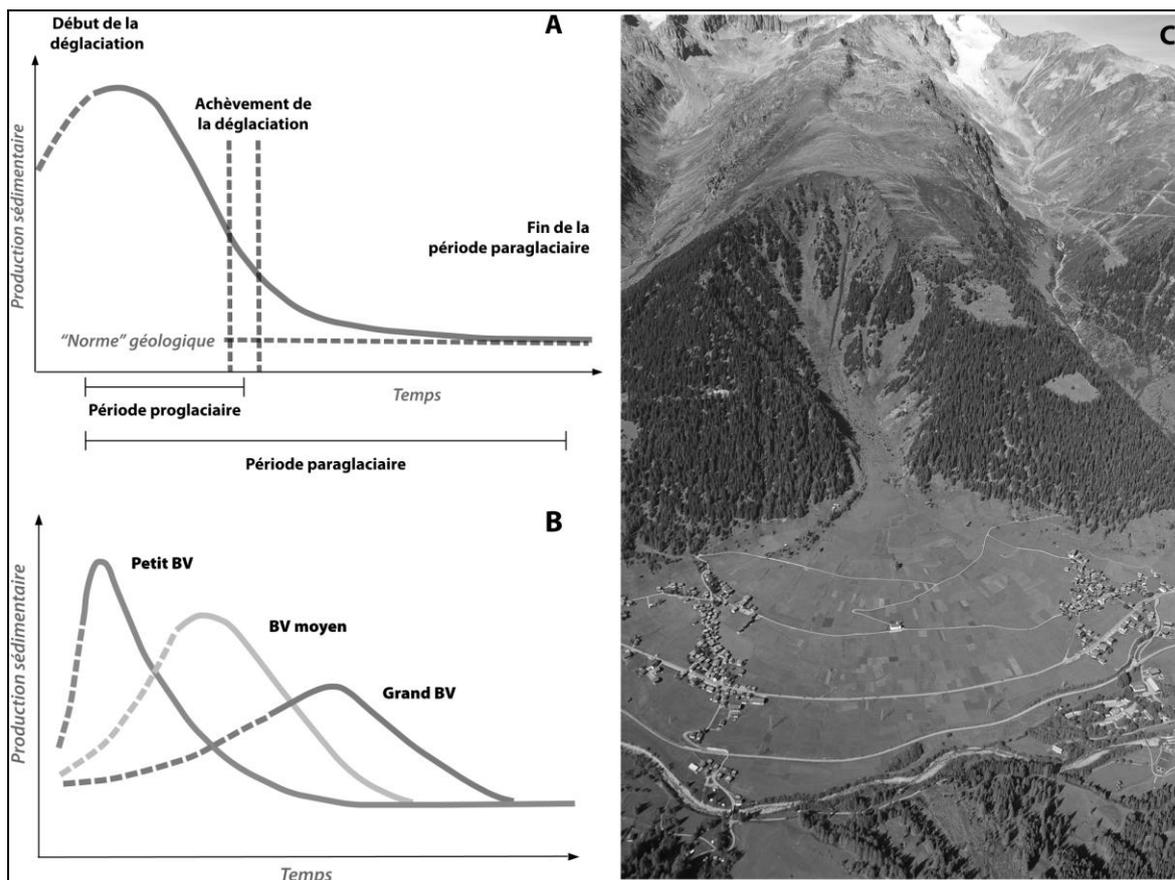
La notion de torrent renvoie à l'idée d'un cours d'eau dont la pente moyenne longitudinale du lit est supérieure à 3.5° (Ballandras, 1997 ; Besson, 1996). Au sens hydrologique, le torrent correspond à **des formes d'alimentation spasmodique (événements pluvieux intenses ou fusion nivale)** lui conférant une dynamique de crue rapide, notamment en raison des faibles dimensions du bassin versant (bassin de réception). D'un point de vue géomorphologique, le torrent se distingue des autres cours d'eau par un transport solide important, par l'absence de répartition verticale des particules durant le transport et par l'occurrence possible de laves torrentielles (Johnson et Warburton, 2002) (Fig. 5.1).



**Figure 5.1** Classification des différents types de cours d'eau selon des critères hydrauliques et sédimentaires et distinction entre les processus de transport solide des rivières et ceux des torrents. N.B. le processus de charriage des torrents regroupe la suspension, la saltation et le charriage des rivières. D'après Besson (1996), modifié.

#### 5.1.2.2 Activité sédimentaire des systèmes torrentiels

Si les principaux processus de transport et mécanismes de production sédimentaire peuvent être décrits correctement dans les conditions environnementales actuelles (Warburton, 2007), la présence de formes géomorphologiques héritées (Fig. 5.2-C) témoigne **des variations d'activité** de ces systèmes. Les phases postglaciaires sont généralement reconnues pour être propices à **l'exportation** de grandes quantités de sédiments hérités de cycles froids depuis les hauts bassins versants vers les moyennes et basses vallées pendant plusieurs millénaires (Church et Ryder, 1972 ; Ballantyne, 2002 ; Cossart, 2004 ; Jacob, 2005 ; Jacob et al. 2006 ; Bardou et Jaboyedoff, 2008). **C'est le concept de « fourniture paraglaciaire », qui englobe des processus non glaciaires directement conditionnés par des glaciers, illustré au Canada par Church et Ryder (1972) et plus récemment en Italie nord-orientale par Carton et al. (2009). Ce concept, considéré comme le modèle géomorphologique fondamental des flux sédimentaires et de l'évolution du paysage dans les environnements affectés par des glaciations (Otto, 2006), a été repris puis modifié par différents auteurs dont Jordan et Slaymaker (1991), pour des environnements affectés par des épisodes volcaniques ou Harbour et Warburton (1993), qui incluent dans le modèle la taille du bassin versant (Fig. 5.2) ou Bardou et Jaboyedoff (2008).**



**Figure 5.2** Concepts de fourniture paraglaciale. Modifié d'après A) Church et Ryder (1978) et B) Harbour et Warburton (1993) ; C) exemple de forme géomorphologique héritée du Tardiglaciaire (système torrentiel inactif de la vallée de Conches (Valais), en rive droite du Rhône, entre les villages de Ritzingen (à gauche) et Gluringen (à droite)).

Les fluctuations climatiques du Petit-Age Glaciaire – dernier épisode froid et humide de l'Holocène qui s'étend sur trois siècles, de 1350 à 1850-1860<sup>4</sup> - sont particulièrement bien représentées par les édifices morainiques et autres formes glaciaires dans les Alpes suisses. L'évolution de ces bastions révèle deux tendances, selon l'orientation des bassins « sédimentaires » et l'importance des phénomènes de blocage par les bastions morainiques<sup>5</sup> qui entravent le transit du matériel sédimentaire (Cossart, 2004) :

- au débouché des bassins d'amont situés à l'ubac se sont accumulés des dépôts gravitaires et avalancheux reflétant une tendance au stockage sédimentaire, dont l'homogénéité morphologique exclut une action efficace des eaux de fonte nivale et de fusion glaciaire. Le maintien de formes géomorphologiques au potentiel d'érosion élevé telles que les moraines du Petit-Age Glaciaire semble confirmer une fusion progressive, empêchant les eaux de mobiliser le matériel accumulé sur les marges ;
- en situation d'adret par contre, la formation de grands cônes fluvio-glaciaires confirme une alimentation abondante des émissaires glaciaires.

Le recul glaciaire maximal ne coïncide ainsi pas toujours avec la période d'exportation maximale des sédiments par les torrents proglaciaires (Cossart, 2004) en raison de ces phénomènes de barrage.

<sup>4</sup> Avec des avancées maximales dans les années 1550, 1600, 1640, 1818 et 1850. Cette période est suivie par une période de réchauffement avec quelques brèves réavancées glaciaires vers 1890, 1920, 1966 et 1982.

<sup>5</sup> Cet effet « barrage » persisterait 5 à 10 ans après le dépôt des moraines, l'exportation des sédiments vers l'aval ne devenant réellement efficace que lorsque se conjuguent les effets du déstockage depuis les sous-bassins versants d'adret et l'atténuation des effets de barrage par les moraines frontales.

Les analyses dendrogéomorphologiques faites dans le Ritigraben (Stoffel et al. 2005) montrent une **fréquence d'événements torrentiels très importante entre 1866 et 1895** ainsi que dans la première décennie du XX<sup>e</sup> siècle alors que peu d'événements se sont produits entre 1570 et 1860, vraisemblablement **en raison d'étés** plus froids avec des chutes de neige dans la zone de déclenchement des laves torrentielles. Le réchauffement consécutif à la dernière avancée des **glaciers, conjugué avec d'abondantes précipitations** estivales et automnales a favorisé une augmentation de la fréquence des événements (Stoffel et Beniston, 2006).

## 5.2 Le transfert par les laves torrentielles

Les comportements hydraulique et rhéologique des laves torrentielles ayant été étudiés ces dernières années par de nombreux auteurs (par ex. Coussot et Meunier, 1996 ; Rickenmann, 1997 ; Bonnet-Staub, 1999 ; Jakob et Hungr, 2005 ; Bardou et al. 2007), nous ne reprendrons ici que les éléments essentiels à la compréhension du phénomène et nous nous attacherons plutôt aux aspects géomorphologiques.

### 5.2.1 Terminologie et sémantique

Il existe une certaine confusion terminologique dans la littérature. Le terme *debris flow* est généralement retenu comme étant la traduction anglo-saxonne de lave torrentielle. Sterling et Slaymaker (2007) utilisent le terme de *debris torrent* ou *channelised debris flow* pour faire référence à des phénomènes se produisant au sein du réseau hydrographique. Le terme *debris flow* est plus **général que celui de lave torrentielle et regroupe plusieurs autres phénomènes allant jusqu'à l'éboulement catastrophique**. Bardou (2002) cite des auteurs (p. ex. Johnson et McCuen, 1996) qui décrivent les *mudflows* **comme un mouvement très lent (de l'ordre de la dizaine de mètres par an)** activé périodiquement et au comportement semblable à un glacier. **D'autres auteurs utilisent le terme *mudflow* pour décrire des phénomènes tout à fait semblables aux laves torrentielles.**

**Tableau 5.1** Terminologie anglaise, germanophone et francophone du phénomène de lave torrentielle.

Anglaise	Germanophone	Francophone
Debris flow	(Granularer) Murgang	Lave torrentielle (granulaire)
Debris torrent		
Mud flow	Schlammstrom, feinkröniger Murgang	Coulée de boue, lave torrentielle boueuse
Hillslope debris flow	Hangmure	Coulée boueuse
Debris avalanche, mudslide		
Hyperconcentrated flow	Intensiver Geschibertransport	Chariage hyper-concentré
Debris flood, mud flood (immature debris flow)		
Normal streamflow, flood including fluvial sediment transport	Hochwasser mit Geschiebe-transport	Crue avec charriage

Pour généraliser, certains auteurs parlent de *mud- and debris flows*. La classification morphologique des mouvements de masse de Crosta et Marchetti (1990) se base sur une combinaison de facteurs déclenchants – pente, topographie du versant, végétation, mouvement initial et proximité avec le réseau hydrographique – et comprend quatre types de phénomènes, soit :

- des glissements superficiels non chenalisés ou dans des **bassins d'ordre 0** prenant la forme de coulées boueuses au pouvoir érosif peu marqué ;
- des glissements superficiels (rotationnels ou translationnels) et laves torrentielles **à l'intérieur d'un chenal (secondaire) préexistant, qui se déclenchent** sur des pentes de 15 à 40° et dont **l'origine est à situer dans des dépôts colluviaux ; l'action morphogène de ce type d'événements est marquée** tout au long du chenal ;

- des coulées de débris dont le déclenchement est situé sur des pentes très raides ( $> 45^\circ$ ) couvertes de végétation et dont la phénoménologie se rapproche occasionnellement d'un éboulement ;
- les laves torrentielles (« *debris torrents* » ou « *channelised debris flows* ») au sens propre du terme, dont l'initiation est située dans des gorges ou des sections étroites consécutivement à la rupture d'un embâcle (glissement, dépôts fluviatile) ou d'un effondrement de berge ou d'un pont.

Dans ce travail, nous utiliserons le terme de lave torrentielle pour les phénomènes se produisant à l'intérieur d'un chenal hydrologique préexistant et celui de coulée de débris pour des phénomènes se déclenchant sur des pentes dont l'origine est à situer dans des dépôts colluviaux ou gravitaires, à l'intérieur ou non d'une rigole préexistante.

### 5.2.2 Caractéristiques intrinsèques

Le phénomène lave torrentielle est un écoulement mêlant eau et matériaux solides de toutes tailles pouvant atteindre plusieurs  $m^3$ , dont le pouvoir morphogène et destructif est supérieur aux autres écoulements fluviatiles en raison de la présence d'un bourrelet frontal riche en blocs et parfois en troncs d'arbres (Bonnet-Staub, 1999 et 2001 ; Veyrat-Charvillon, 2005). L'activité érosive d'une seule lave torrentielle peut être l'équivalent de 320 fois l'approvisionnement moyen annuel des processus fluviatiles et 200 fois la quantité moyenne annuelle fournie par les escarpements rocheux (Becht et al. 2005). Ce mélange est transporté par un fluide visqueux composé de sédiments fins, d'argiles et d'eau qui emprunte le réseau hydrographique à la différence des coulées boueuses qui peuvent survenir suite à une instabilité de terrain, sans chenaux préexistants (Sterling et Slaymaker, 2007). Certaines laves torrentielles peuvent toutefois creuser leur rigole<sup>6</sup> dans des voiles d'éboulis ou quitter le chenal préexistant lors d'événements de taille exceptionnelle (Bardou, 2002). Les valeurs de densité du mélange et de concentration solide sont relativement peu variables par rapport à la taille de l'événement (Bardou, 2002), la densité du mélange équivalant en moyenne à 2'000-2'200  $kg/m^3$ . Pour des événements au temps de retour élevé, on admet que (Fell, 1994 ; Jakob, 2005 ; Chiarle et al. 2007) :

- les vitesses peuvent atteindre 20 m/s en une dizaine de bouffées successives ;
- selon la section, la hauteur d'écoulement peut atteindre 10 m et la section érodée 3000  $m^2$  ;
- le volume<sup>7</sup> peut s'élever à 500'000  $m^3$ , volume inférieur aux lahars<sup>8</sup> par exemple qui peuvent déposer des volumes de matériaux de plusieurs centaines de millions de  $m^3$  ou à certaines débâcles liées à la vidange de lacs pro- ou sous-glaciaires ;
- la durée du phénomène peut s'étaler sur plusieurs dizaines de minutes à plusieurs heures dans le cas de laves torrentielles initiées en altitude dans des couvertures sédimentaires quaternaires.

<sup>6</sup> Bardou (2002) définit ce terme comme une dépression du terrain canalisant les écoulements, utilisé en comparaison avec le torrent où l'écoulement hydrique est plus ou moins permanent.

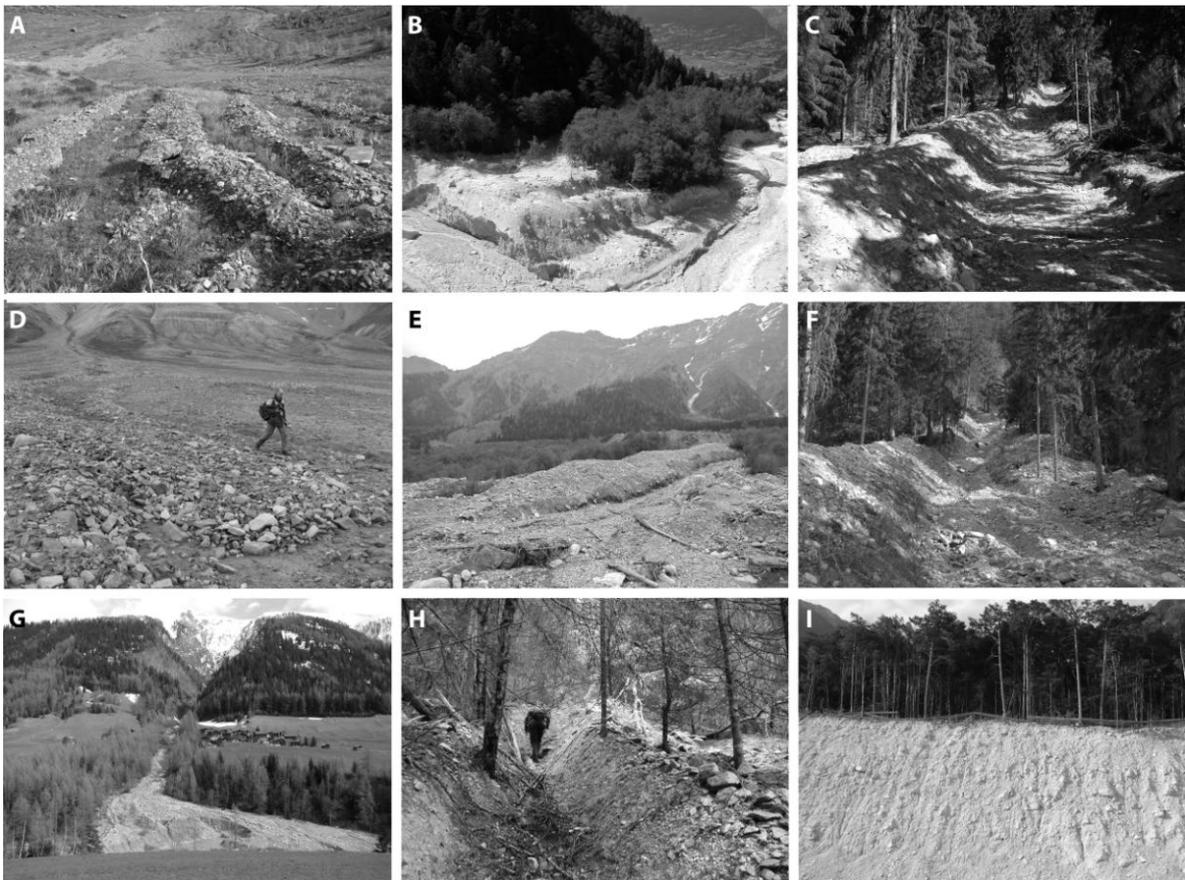
<sup>7</sup> La classification de la taille des laves torrentielles varie selon les auteurs. Par exemple, Jakob (2005) distingue 10 classes selon la surface inondable, le volume ainsi que les pics de débit de la lave, alors que Fell (1994) distingue sept classes uniquement selon le volume déposé par la lave torrentielle.

<sup>8</sup> Les lahars (terme d'origine indonésienne) sont des écoulements similaires aux laves torrentielles se produisant dans des dépôts volcaniques fins, se déclenchant généralement suite à de fortes pluies après une éruption volcanique et dont le comportement est frictionnel-visqueux.

### 5.2.3 Signatures géomorphologiques et rhéologie des laves torrentielles

Une lave torrentielle se compose d'un front – où la présence d'éléments grossiers est prépondérante –, d'un corps – responsable majeur de la création du volume de l'événement et où aucun des divers composants ne prédomine – et d'une queue (ou écoulement terminal qui s'apparente à un écoulement hyperconcentré) (Bardou, 2002 ; Sterling et Slaymaker, 2007). D'un point de vue géomorphologique, le dépôt d'une lave torrentielle s'illustre par (Fig. 5.3) :

- la structure granulométrique de la queue, souvent située dans le domaine du charriage hyperconcentré, lequel a tendance à éroder<sup>9</sup> en fin d'événement les dépôts du front de la lave ;
- des bourrelets latéraux (Fig. 5.3-A, C, E, F et H), également appelés levées naturelles, notamment dans le lit et sur le cône, dont la composition s'apparente à celle du front et dont les caractéristiques sédimentologiques sont une stratification inversée des éléments, contrairement aux inondations classiques ;
- une section d'érosion en « u » (dans les parties convexes du bassin versant et si celles-ci sont composées de matériaux mobilisables, l'érosion peut être très intense) (Fig. 5.3-C et F) ;
- la présence de lobes frontaux de laves dans le lit ou plus fréquemment sur le cône de déjection ainsi que de gros blocs dispersés sur le cône de déjection (Fig. 5.3-D).



**Figure 5.3** Signatures géomorphologiques de laves torrentielles. A) levées naturelles fossiles © C. Lambiel ; B) profil en travers en forme de « u » et terrasses de l'Iligraben ; C) et F) levées naturelles, lit poli (C) sur un affluent latéral de l'Iligraben et comparaison entre mai 2005 et avril 2009 (F) ; D) lobe frontal (Petunyabukta, Svalbard août 2007) ; E) levées latérales du T. I Droz (Val Ferret) ; G) cône de déjection et bassin de réception du Rufibach (Vallée de Conches) ; H) levées naturelles partiellement végétalisées sur le site de Bochtür (juin 2008) et I) coupe du cône de l'Iligraben montrant une stratification grossière (juillet 2009).

<sup>9</sup> Des écoulements d'eau claire sont aussi souvent à l'origine des phénomènes d'érosion observés.

Plusieurs auteurs ont établi des corrélations entre les volumes déposés et le pic de débit (Jakob, 2005), pour différents comportements rhéologiques (Tabl. 5.2).

**Tableau 5.2** Corrélations entre le pic de débit ( $Q_p$ ) en [m<sup>3</sup>/s] et le volume total ( $V$ ) en [m<sup>3</sup>]. Tiré de Jakob (2005) et Rickenmann (1995 et 1999).

Type de lave	Formule	Référence
Laves granulaires	$Q_p = 0.135 * V^{0.78}$	Mizuyama et al. (1992)
Laves granulaires	$Q_p = 0.04 * V^{0.90}$	Bovis et Jakob (1999)
Laves granulaires	$Q_p = 0.1 * V^{0.83}$	Rickenmann (1999)
Laves boueuses	$Q_p = 0.019 * V^{0.79}$	Mizuyama et al. (1992)

#### 5.2.4 Facteurs contrôlant l'occurrence des laves torrentielles

Tous les **cours d'eau** ne « produisent » pas de laves torrentielles. Si jusqu'à 80% des paysages montagneux peuvent être représentés, à petite échelle, par des têtes de bassins versants d'ordre 1 ou 2 (Schumm, 1956), les études menées par Howes (1987) ou Millard et al. (2002) montrent que seuls 25 à 30% de ces zones consistent en des zones de ravinement susceptibles de produire des laves torrentielles (Brayshaw et Hassan, 2009)<sup>10</sup>. De nombreuses conditions de base doivent être réunies pour que de tels phénomènes se produisent. Selon Rickenmann (1995), les deux critères les plus importants pour l'estimation du danger « lave torrentielle » sont une pente de lit minimale et un potentiel en matériaux solides. Le processus de mobilisation d'une lave torrentielle se compose des prédispositions du bassin versant, qui peuvent être variables (cycles gel-dégel, conditions d'humidité antécédente du sol) ou fixes (topographie, géologie, couverture du sol, hydrogéologie), et des événements déstabilisants ou déclenchants (appelés aussi facteurs dégradants) comme les précipitations, la fonte des neiges ou l'humidité antécédente relative (Zimmermann et al. 1997a ; Cojan et Renard, 1999 ; Bardou, 2002 ; Fryirs et al. 2007).

##### 5.2.4.1 Prédispositions fixes du bassin versant

Les caractéristiques physiques du bassin déterminent l'occurrence de laves torrentielles, qui, en milieu montagneux, est avant tout liée à la topographie. Les laves torrentielles sont susceptibles de se déclencher sur des pentes supérieures à 15° (Zimmermann et al. 1997a ; Jacob 2005 ; Gabet et Mudd 2006 ; Hürlimann et al. 2006 ; Schuerch et al. 2006 ; Staley et al. 2006 ; Carrara et al. 2008). Bonnet-Staub (2001) précise que les pentes minimales d'initiation sont d'au moins 25° pour les mécanismes déclenchés dans les versants, et de 11 à 12° pour les départs de laves torrentielles par remobilisation de dépôts accumulés dans les chenaux d'écoulement<sup>11</sup>. Rickenmann (1995) précise que la pente doit être comprise entre 27 et 38° dans les dépôts morainiques et sur des pentes raides, au pied desquelles des laves peuvent se déclencher par concentration de l'écoulement (Tabl. 5.3).

<sup>10</sup> Ces études ont exclusivement été réalisées en Grande-Bretagne.

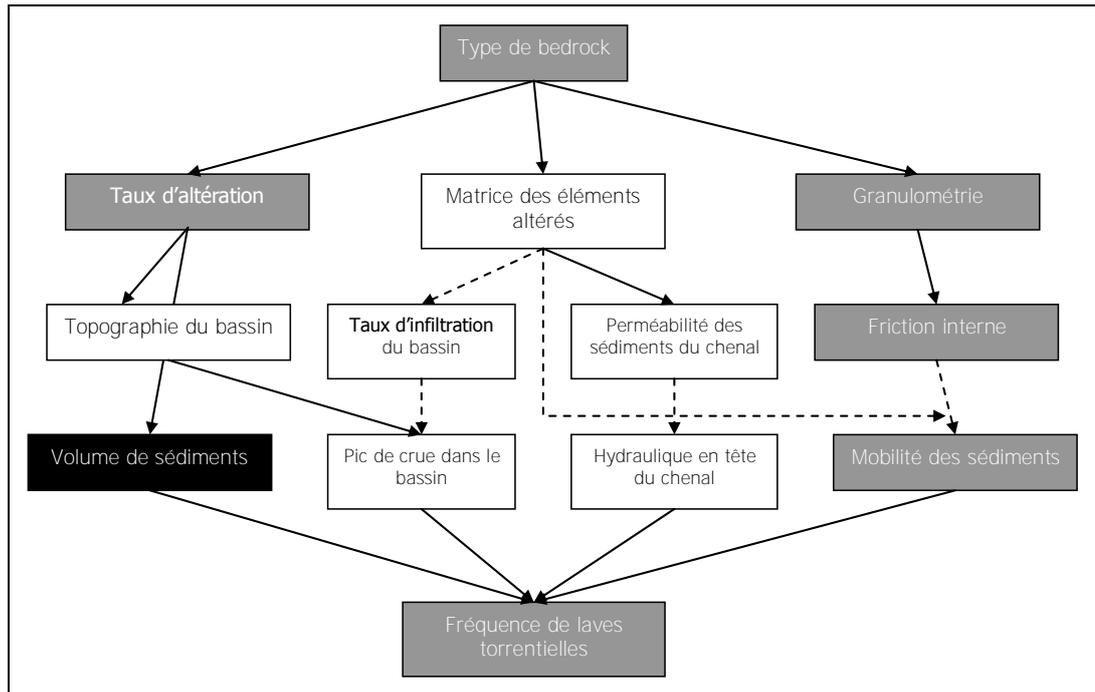
<sup>11</sup> Dans une telle situation, les facteurs hydrologiques doivent compenser la résistance d'autant plus forte de ce matériau accumulé sur des pentes relativement faibles (Bonnet-Staub 2001).

**Tableau 5.3** Influence de la pente du torrent ( $P$ ) et du potentiel en matériaux ( $F$ ) sur le danger de lave torrentielle. Signification des classes de risques : classes A) formation probable de laves torrentielles lors d'événements extrêmes ; classe B) intensité et probabilité d'un événement moindres. Tiré de Rickenmann (1995).

Zone de déclenchement : pente du chenal / du versant	Caractéristiques du chenal et potentiel en matériaux (versant + chenal), $F$	Classe de risque	Risque de lave torrentielle
$P > 25\%$ (ou $14^\circ$ )	Chenal constitué de matériaux mobilisables. Potentiel élevé de rupture de pente ( $F > 10'000 \text{ m}^3$ )	A1	Fort
	Chenal majoritairement constitué de matériaux ( $F = 1'000 \text{ à } 10'000 \text{ m}^3$ )	A2	Probable
	Lit majoritairement rocheux ( $F < 1'000 \text{ m}^3$ )	B	Faible
$15\% (8.5^\circ) < P < 25\%$	Lit composé de rochers schisteux ou de type flysch, rupture potentielle de versant ( $F > 10'000 \text{ m}^3$ )	A1	Fort
	Autres types de rochers, lit avec possibilités d'embâcles ( $F = 1000 \text{ à } 10000 \text{ m}^3$ )	A2	Probable
	Lit sans possibilité d'embâcle ( $F = 1'000 \text{ à } 10'000 \text{ m}^3$ )	B	Faible
$P < 15\%$	Lit majoritairement rocheux	C	Peu probable
	Non pertinent	C	Peu probable

Si l'influence de la lithologie a été démontrée dans l'occurrence des glissements de terrain ou des coulées boueuses (Sterling et Slaymaker, 2007) et le comportement rhéologique des laves torrentielles, Bardou (2002) n'a pu établir aucun lien entre certaines formations lithologiques et la fréquence ou magnitude d'événements sur un échantillon de 40 bassins versants. Sterling et Slaymaker (2007) ont cependant montré que la fréquence de laves torrentielles se déclenchant dans des lithologies volcano-clastiques était supérieure à celles se déclenchant dans des contextes intrusifs (Fig. 5.4). Les éléments ayant trait à la géomorphologie seront détaillés par la suite. La présence de stocks de matériaux meubles mobilisables (formations meubles à cohésion faible ou nulle, et formations superficielles), leur épaisseur, leurs caractéristiques géotechniques (une zone instable n'est une source véritable que si le matériau se place dans le fuseau granulométrique défini par les deux familles de laves torrentielles<sup>12</sup>) ainsi que leurs situations topographique et morphologique revêtent une importance non négligeable (Bonnet-Staub, 2001).

<sup>12</sup> Soit  $d < 50\mu\text{m}$  compris entre 16 et 40% (Bonnet-Staub 2001).



**Figure 5.4** Influence du type de bedrock sur l'occurrence de laves torrentielles. Une boîte noire indique une étape appartenant directement aux systèmes de type « *supply-limited* », une boîte blanche aux systèmes de type « *transport-limited* » et une boîte grise aux deux systèmes. Une flèche pleine indique une influence positive ; une flèche en trait-tillé indique une influence négative. D'après Sterling et Slaymaker (2007), modifié.

Lorsque ces zones sont perpendiculaires au chenal, la mobilisation du matériau en laves torrentielles se fait en deux phases principales (**déstabilisation libérant un certain volume s'accumulant en bordure du chenal et reprise des matériaux après mise en charge par l'écoulement torrentiel**) ; lorsqu'elles sont situées dans l'alignement du chenal principal, la **dilution des matériaux et donc la génération d'une lave est immédiate**. La présence de circulations hydrogéologiques doit également être prise en compte, des écoulements ayant souvent été observés dans la zone de déclenchement **d'une lave torrentielle** (Bardou, 2002). Les versants affectés par des mouvements de grande ampleur (glissements ou tassements) sont généralement un **terrain favorable à l'occurrence de laves torrentielles** (Malet et al. 2005). Ces situations sont courantes dans les vallées alpines, où le retrait des glaciers a laissé de grands vides de masses de glace qui ont des conséquences importantes sur la stabilité des versants<sup>13</sup> (Schoeneich, 2002 ; Cossart et al. 2008). Enfin, dans certains cas, les réseaux de failles peuvent également jouer un rôle dans le déclenchement des laves torrentielles (Korup et al. 2006 ; Tang et al. 2009).

<sup>13</sup> Déséquilibrés par des pentes généralement abruptes, les versants vont réagir de deux façons : brusquement, en provoquant de grands éboulements (comme ceux de Flims, Sierre ou plus récemment Randa) ou lentement, en s'affaissant sous forme de grands glissements rocheux avec comme trace visible une inversion du profil du versant.

5.2.4.2 Prédpositions variables du bassin versant

Les prédpositions variables du bassin versant concernent des paramètres calculables tels que les indices des précipitations antécédentes (IPA), représentant la somme des précipitations journalières pondérées et utilisés comme indice de l'humidité du sol. On admet généralement que le poids attribué aux précipitations de chaque jour est une fonction exponentielle ou inverse du temps, la précipitation la plus récente ayant le poids le plus fort. La formule proposée par Baravalle (1999) a notamment été appliquée par Pfammatter (2004) au cas de l'Ilgraben :

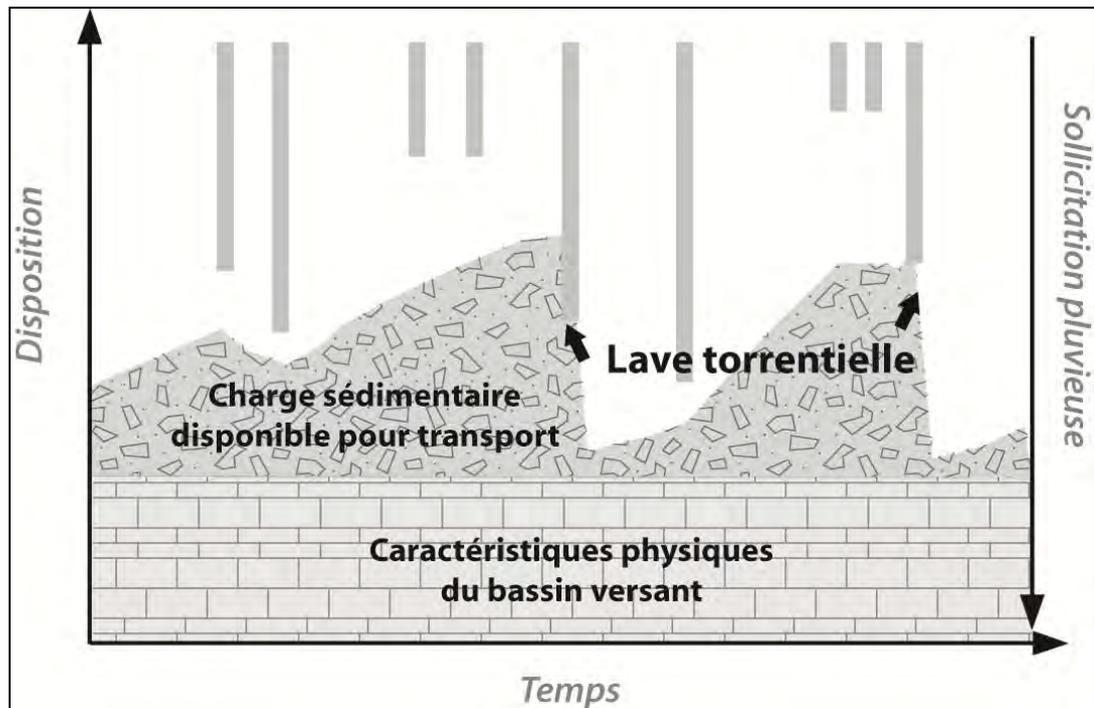
$$IPA_i = \sum_{j=1}^n \frac{1}{n} P_{i-j}$$

Où P = précipitations, i = jour et n = période.

La disponibilité de sédiments ainsi que leurs caractéristiques géotechniques définissent la **susceptibilité générale d'un bassin versant à produire des laves torrentielles d'une certaine magnitude**. Les sources de sédiments peuvent ainsi être de deux types (Zimmermann et al. 1997a) :

- 1) des sources distribuées localement en tête de bassin versant sous forme de dépôts morainiques, éboulis ou dépôts fluviaux, provoquant des laves torrentielles dont les magnitudes sont très variables ;
- 2) du matériel stocké dans le chenal principal, dont le remplissage peut être continu, et lié aux **apports de petits cours d'eau latéraux par exemple, ou intermittent et provenant de la dégradation des berges formées par du matériel alluvial anciennement déposé**.

Le degré de remplissage et la capacité de stockage du matériel détritique du **chenal d'écoulement** revêtent une importance particulière (Veyrat-Charvillon, 2005). Ces paramètres conditionnent **l'équilibre intrinsèque** du chenal et influencent **l'aptitude du système torrentiel à produire un événement conduisant à un transfert de charge important vers l'aval, sous la forme d'une lave torrentielle** (Fig. 5.5). A ce titre, Hungr et al. (1984) proposent par exemple **la prise en compte d'un taux de production sédimentaire des berges du chenal (exprimé en m<sup>3</sup>/m) calculé en divisant le volume total de l'événement par la longueur du chenal parcouru par la crue** (Annexe n°1).



**Figure 5.5** Représentation du concept général de stabilité du système torrentiel. Tiré de Zimmermann et al. (1997b).

### 5.2.5 Estimation des volumes potentiels : aperçu et discussion des méthodes de calcul

Il existe 18 formules d'estimation du volume de matériaux solides transportés par des laves torrentielles, dont la plupart tendent à estimer un volume événementiel maximal ou moyen<sup>14</sup> (Bardou, 2002 ; Gertsch, 2009). L'estimation des volumes événementiels peut se faire soit en fonction des apports de la zone de production du système bassin versant, soit en fonction des dépôts, sachant que ce volume ne correspondra pas forcément au volume mis en mouvement<sup>15</sup> (Bardou, 2002), soit en fonction du volume potentiellement disponible dans la totalité du chenal<sup>16</sup>, lorsque les pentes sont inférieures à 4.5° (Veyrat-Charvillon, 2005).

Une première estimation grossière peut être réalisée à l'aide d'un diagramme d'estimation qualitative de la quantité de matériaux solides pouvant être transportée par un torrent (AOH 1996a et b ; Bardou, 2002 : 80). Cette méthode permet d'obtenir un ordre de grandeur qualitatif (de très petite à très grande) et se base sur des paramètres tels que la pente moyenne de la rigole principale (> 11°), l'existence de tronçons sur la rigole principale avec une pente < 11°, la prévision du type de transport (purement solide, éventuellement à lave torrentielle et purement à lave torrentielle), la quantité de matériaux meubles à proximité de la rigole, l'existence d'un passage dans des gorges, et finalement les possibilités de rétention des matériaux. En faisant correspondre la charge sédimentaire prévisionnelle avec différentes productivités spécifiques [m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>], un ordre de grandeur quantitatif peut ainsi être obtenu en tenant compte des caractéristiques géologiques de bassins versants dont la surface est comprise entre 1 et 10 km<sup>2</sup> (Tabl. 5.4).

**Tableau 5.4** Valeurs de productivité spécifique [m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>] pour différentes lithologies et exprimées en termes de charge sédimentaire prévisionnelle. Tiré de AOH (1996a).

Charge sédimentaire prévisionnelle	Flysch	Calcaire	Cristalline
Très petite	150	200 – 800	400 – 3'000
Petite	1'500	500 – 1'000	800 – 5'000
Moyenne	5'000	1'000 – 5'000	1'500 – 15'000
Grande	10'000	2'000 – 20'000	3'000 – 30'000
Très grande	20'000	3'000 – 30'000	8'000 – 80'000

Il existe des formules événementielles statistiques<sup>17</sup>, empiriques et géomorphologiques qui permettent de déterminer le volume de sédiments emporté par une lave torrentielle (Brochot et al. 2002 ; Bardou 2002 ; Veyrat-Charvillon 2005). Nous en proposons un nombre limité en annexe n°1, pour la plupart développées dans les Alpes françaises.

Selon Brochot et al. (2002), les méthodes **géomorphologiques** souffrent d'une certaine subjectivité et sont surtout adaptées au diagnostic final du danger. Bardou (2002) cite toutefois un exemple à Fully pour lequel la méthode géomorphologique de Hungr et al. (1984) permet d'estimer de manière plus ou moins satisfaisante les volumes différents de deux événements simultanés ayant eu lieu dans deux torrents voisins (T. du Métin et du Saxé, en 1939).

Les formules **empiriques ou globales sommaires** relient le volume de la lave torrentielle à des paramètres rendant compte des facteurs permanents de la genèse des laves comme les

<sup>14</sup> Si une estimation du volume annuel doit être faite (moins important pour le danger lave torrentielle, mais vital pour la gestion des sédiments), plusieurs méthodes existent, par le biais d'un calcul de taux de production spécifique (Zeller 1985 ; Delannoy et Rovera, 1996), ou par l'estimation de l'âge et du volume du cône fluvial pour en dériver un volume annuel moyen (Zimmermann, 1989 et 2000 (méthode des surfaces d'importance) ; Schumm, 1956) (Bardou, 2002).

<sup>15</sup> Selon Zimmermann (2000), la part pouvant être exportée hors du système bassin versant par l'effluent peut s'élever entre 10 et 40 %.

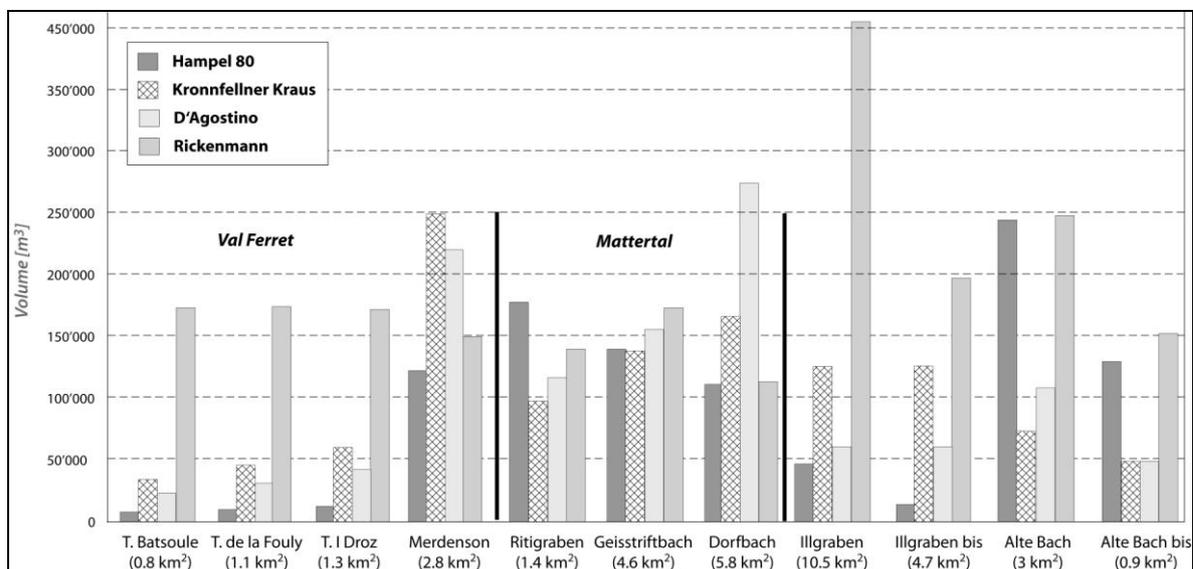
<sup>16</sup> La méthode de prédiction du volume maximal d'une lave torrentielle « PREVENT » a été développée en France sur le torrent du Manival (Isère). Le calcul des volumes sédimentaires dans le chenal s'appuie sur la stéréophotogrammétrie (pour dresser des états sédimentaires passés et/ou obtenir des mesures dans des zones torrentielles inaccessibles ou trop dangereuses) et la topométrie (transects constitués de quatre points équidistants de 30 à 40 mètres). Le remplissage du chenal en matériaux détritiques est déterminé par le volume compris entre la topographie de surface et un niveau de fond (roche en place ou seuil artificiel) correspondant au niveau d'ablation maximal lors d'un événement majeur.

<sup>17</sup> Ces méthodes consistent à valoriser les observations géomorphologiques faites sur le terrain : localisation des formations fournissant potentiellement des matériaux, identification des formes témoignant de l'ampleur des événements passés ou d'une forte érodabilité des terrains.

caractéristiques morphologiques du bassin versant ou du cône de déjection (Brochot et al. 2002). Ces formules ne donnent qu'une estimation approximative des volumes car les paramètres sont issus d'une approche géographique à petite échelle (sans tenir compte de la complexité de la genèse du phénomène). Les données sont généralement tirées d'estimations immédiates après un événement comportant beaucoup d'incertitude et d'interprétation (Bardou, 2002) et les volumes correspondent à des événements extrêmes voire catastrophiques dont la fréquence n'est pas évoquée. Par conséquent, il est préférable de ne les utiliser que pour établir un ordre de grandeur des événements majeurs si le travail s'effectue à l'échelle du bassin versant et pour un diagnostic du danger préliminaire (Bardou, 2002).

Le test de plusieurs de ces méthodes (Hampel 80, Kronnfechner Kraus, D'Agostino et Rickenmann) par Bardou (2002 : 85-86) sur neuf bassins versants ou torrents valaisans montre que (Fig. 5.6) :

- dans le contexte valaisan, aucune mesure n'existe permettant de guider le choix d'une formule en particulier ;
- les valeurs obtenues pour un même torrent peuvent afficher des différences atteignant un facteur 20 (notamment pour trois torrents de la rive droite du Val Ferret) ;
- les formules faisant intervenir la pente du cône de déjection fournissent des estimations aléatoires en raison du caractère complexe de la variable, dépendant notamment du volume déposé par les laves torrentielles, de leur rhéologie et surtout de la rivière principale drainant la vallée où le cône a été construit ;
- la définition d'un indice géologique permettant de qualifier la prédisposition du substratum est complexe, d'autant que les formules relatives (D'Agostino et Kronnfechner-Kraus) donnent trop d'importance à la surface du bassin versant ;
- les formules de Hampel et de Rickenmann donnent une forte importance à la longueur du torrent.



**Figure 5.6** Comparaison des volumes estimés à l'aide de quatre formules pour divers torrents. Tiré de Bardou (2002), modifié.

Il ressort ainsi des différents tests réalisés dans des torrents alpins suisses (Bardou 2002) et français (Brochot et al. 2002) une grande disparité des résultats obtenus. Aussi, Brochot et al. (2002) accordent-ils le plus de crédit à l'ajustement d'une loi statistique lorsque les données le permettent, d'autant plus que les formules ne définissent pas pour quelle fréquence elles sont valables.

## **5.2.6 Événements et mécanismes de déclenchement**

La plupart des auteurs font une distinction entre les événements déclenchants, souvent liés à des conditions météorologiques particulières, et les mécanismes déclenchants.

### 5.2.6.1 Typologie des systèmes torrentiels vis-à-vis des laves torrentielles

**Si la relation entre l'occurrence de laves torrentielles et celle des précipitations extrêmes a été constatée depuis longtemps de façon empirique (Veyrat-Charvillon, 2005), certains travaux proposent des seuils d'intensité / durée des précipitations contrôlant le déclenchement des laves (p. ex.), la corrélation plus générale entre précipitations et occurrence des laves torrentielles n'est pas toujours établie. Il existe ainsi deux grands types de torrents (Sterling et Slaymaker, 2007 ; Brayshaw et Hassan, 2009) :**

- ceux où le transport solide est lié au dépassement d'un seuil extrinsèque hydrométéorologique ;
- ceux où le transport solide est lié au dépassement d'un seuil intrinsèque géomorphologique.

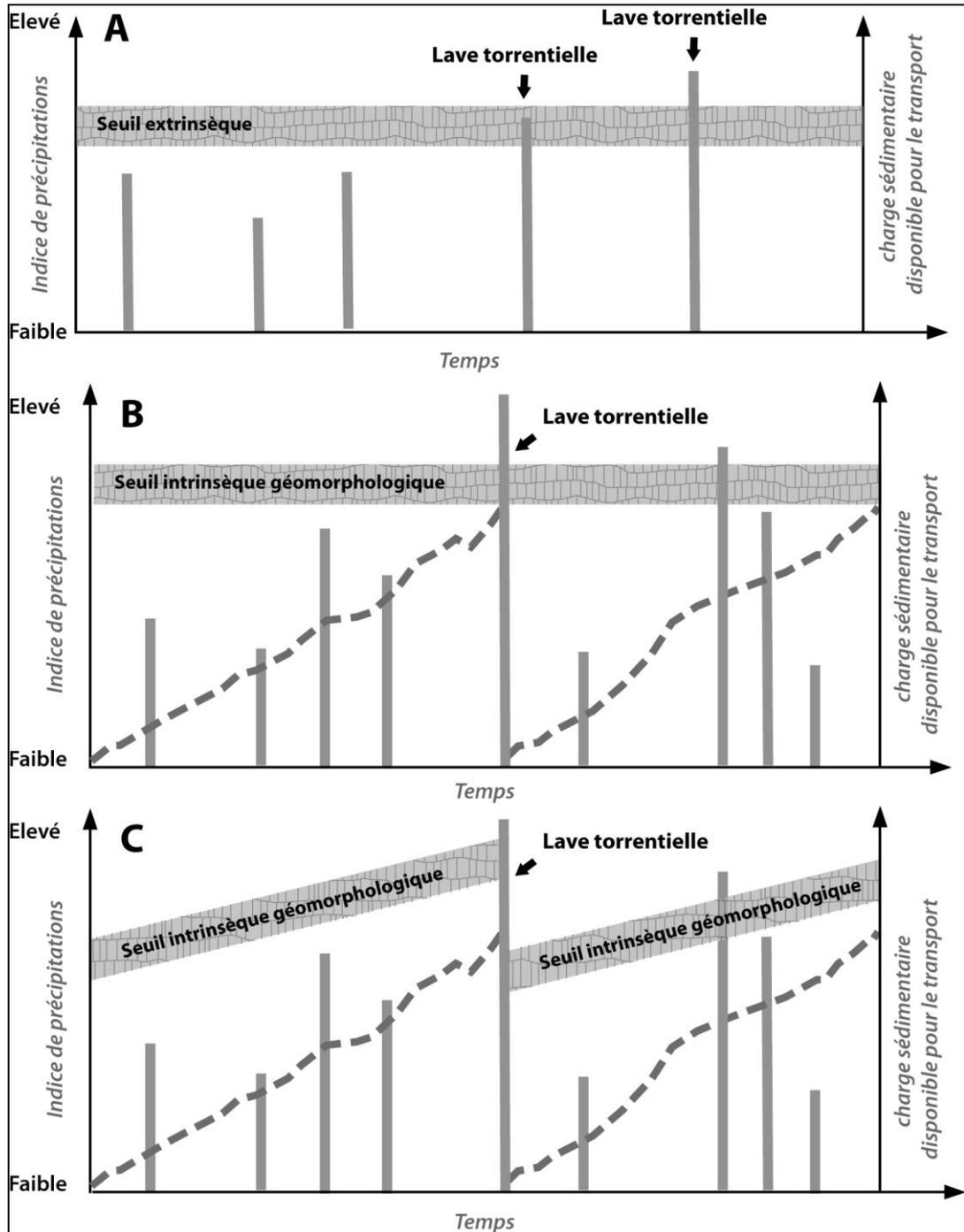
Le premier type – « *transport-limited system* » (*supply unlimited*) – est directement lié aux événements hydrométéorologiques les plus intenses qui commandent la production du transport torrentiel<sup>18</sup>. Aussi, on constate une bonne corrélation soit entre des événements hydrométéorologiques intenses et des transports solides importants, soit entre des événements moins intenses et peu fréquents et des transports solides de plus faible volume. Glade (2005) présente un scénario typique : une pluie générant un débit d'un temps de retour de 10 ans ( $Q_{10}$ ) est suffisante pour initier une lave torrentielle lorsque le chenal est rempli de sédiments. Les bassins ayant hérité de dépôts glaciaires épais entrent dans ce type. A la fin du Petit Age Glaciaire, de nombreux torrents alpins se trouvaient certainement dans cette catégorie<sup>19</sup> (Cossart, 2004). **Le passage d'un type à un autre est possible au cours du temps (Veyrat-Charvillon 2005), comme le montre la diversité de formes géomorphologiques héritées datant de l'Holocène (Harvey, 1992).**

Le type – « *weathering limited system* » (*supply limited*) – est caractérisé par un transport solide dépendant **directement de l'état d'encombrement du chenal par des matériaux mobilisables**. Une coïncidence entre le degré de remplissage du chenal et **une forte pluie est nécessaire pour qu'un événement de transport se déclenche** (Veyrat-Charvillon, 2005). Selon Veyrat-Charvillon, ce type de bassin versant est fréquent dans les Alpes, où les phases de crise morphodynamique coïncident avec des périodes où la fourniture sédimentaire est particulièrement intense. Ce modèle conceptuel (Fig. 5.7) a été testé par Brayshaw et Hassan (2009), puis a été révisé. **La valeur seuil du déclenchement d'une lave torrentielle dépend du volume de sédiments dans le chenal ou la ravine, donc du taux de recharge et de la durée depuis la dernière lave torrentielle. L'occurrence d'une lave torrentielle réinitialise donc la valeur seuil à un niveau plus bas.**

---

<sup>18</sup> Bien que le débit définisse avant tout la capacité de transport.

<sup>19</sup> Ceci coïncide avec les importants travaux d'aménagements des cours d'eau engagés au cours du XIXe siècle (Vischer, 2003).



**Figure 5.7** Concepts d'occurrence des laves torrentielles en fonction du dépassement d'un seuil extrinsèque hydrogéomorphologique (A - *transport limited* ou *supply limited system*) ou d'un seuil intrinsèque géomorphologique propre au bassin versant (B - *weathering limited* ou *supply unlimited system*). A) et B) sont les modèles classiques proposés notamment par Bovis et Jakob (1999), Glade (2005) et Jakob et al. (2006). Le modèle C est proposé par Brayshaw et Hassan (2009) et correspond à un modèle B révisé. La valeur seuil du déclenchement d'une lave torrentielle dépend du volume de sédiments dans le chenal ou la ravine, donc du taux de recharge et de la durée depuis la dernière lave torrentielle. L'occurrence d'une lave torrentielle réinitialise la valeur seuil à un niveau plus bas.

### 5.2.6.2 Événements déclenchants

Dans certains cas, l'occurrence des laves torrentielles n'est pas contrôlée par la disponibilité en matériaux mobilisables mais par les événements hydrologiques (*transport-limited systems*) amplifiés parfois par les conditions d'humidité antécédente et de saturation des sols. Divers types d'événements hydro-météorologiques peuvent être à l'origine d'une lave torrentielle (Zimmermann et al. 1997a ; Bardou et Delaloye, 2004a et b ; Decaulne et al. 2005 ; Morton et al. 2008) :

- pluies localement concentrées avec une humidité antécédente relative élevée, sans fonte nivale ;
- orages estivaux ;
- pluies uniformément distribuées, accompagnées de fonte nivale ;
- fonte de neige importante accompagnée ou non de pluies de faible intensité ;
- pluies intenses sur des sols gelés en train de fondre (à la suite de la formation d'aiguilles de glace (pipkrakes) ou par la présence d'une couche gelée en subsurface) ;

Il faut ajouter certaines situations particulières telles que les modifications de la structure du sol par la formation d'aiguilles de glace (pipkrakes), des variations de niveau de la nappe phréatique (Lin et Chang, 2003) ou un accident d'origine anthropique, comme ce fut le cas pour la lave torrentielle de Fully, en 2000 (OFEG, 2002) ou lors de la coulée boueuse de Bieudron la même année.

Dans l'Ilgraben, McArdell et Badoux (2007) ont montré que la plupart des laves torrentielles<sup>20</sup> se déclenchaient à la suite d'orages de courte durée et de forte intensité et étaient fortement corrélées avec l'intensité maximale sur 10 minutes, même à la suite de longues périodes sèches. Rebetz et al. (1997) ont montré, en analysant des événements de fortes précipitations (station de Grächen) durant les mois d'août et de septembre (1966-1994) que dans toutes les situations critiques où la fonte des neiges n'avait pas d'influence, les pluies devaient dépasser un seuil de 40 mm durant trois jours pour déclencher des laves torrentielles. Des formules d'intensité-durée (des pluies) contrôlant l'occurrence de laves torrentielles (et de glissements superficiels) ont notamment été proposées par Caine (1980 (1)) ; Innes (1983(2)) ou plus récemment par Guzzetti et al. (2008 (3))<sup>21</sup>, qui ne seront pas discutées ici.

La magnitude et la fréquence sont généralement liées par une relation négative non linéaire, ce qui signifie que la fréquence diminue lorsque la magnitude d'un événement augmente (Zimmermann et al. 1997a).

### 5.2.6.3 Mécanismes de déclenchement

Une classification des mécanismes de déclenchement est d'autant plus complexe qu'il y a rarement une seule cause à l'origine d'une lave torrentielle. On citera de manière synthétique (Coussot et Meunier, 1996 ; Coe et al. 1997 ; Cojan et Renard, 1999 ; Bardou, 2002 ; Perov, 2003 ; Tropeano et Turconi, 2003 ; Malet et al. 2005 ; Veyrat-Charvillon 2005 ; Chiarle et al. 2007 ; Carrara et al. 2008) :

- la fluidification d'une masse d'un glissement de terrain alimentant soudainement le chenal<sup>22</sup> (alimentation ponctuelle), phénomène qui peut s'apparenter à la rupture ou débâcle d'un barrage momentané dans le chenal d'un torrent, dont l'origine peut être minérale (éboulement), pédologique (glissement), ligneuse (dépôts de bois accumulés) ou glaciaire (chute de séracs à l'amont duquel se forme une accumulation) ;

<sup>20</sup> Pour 23 laves torrentielles survenues entre 2001 et 2006.

<sup>21</sup> Ces derniers ont proposé neuf formules pour différents contextes morpho-climatiques.

<sup>22</sup> Dans les Alpes françaises du Sud par exemple, les lithologies du Callovien-Oxfordien dites « Terres Noires » sont très affectées par les mouvements de terrain et provoquent de grosses laves torrentielles (Malet et al. 2005).

- le ruissellement de pente, dont la concentration en pied de paroi permet la remobilisation du matériau, phénomène connu sous le nom de « *fire hose effect* » ;
- **l'érosion des berges (alimentation linéaire) et du lit du cours d'eau**. Dans de nombreux cas, il a été prouvé que le lit majeur fournissait une grande quantité de matériaux aux laves torrentielles. Durant les intempéries de 1987 en Suisse, les deux tiers du volume mobilisé lors des événements torrentiels les plus importants **provenait d'une érosion de fond et des berges** dans le voisinage immédiat du lit (Zimmermann, 1990 ; Rickenmann, 1995). Johnson et Warburton (2002), Rebetez et al. (1997) et Gutiérrez et al. (1998) ont aussi démontré **l'importance de la production sédimentaire du chenal** qui peut fournir **jusqu'à 70% voire 100%** de la charge sédimentaire, contre 25% pour les berges et seulement 5% pour les processus de surface et gravitaires (Veyrat-Charvillon, 2005). On estime en effet que les pentes menaçant de glisser contribuent au volume de lave torrentielle de manière moins significative que les matériaux non cohésifs dans le voisinage du lit<sup>23</sup>.

### 5.3 Contextes géomorphologiques des zones de déclenchement

Peu de recherche ont été menées au sujet des paramètres environnementaux majeurs contrôlant la distribution spatiale et temporelle des laves torrentielles (Sterling et Slaymaker, 2007). Les événements torrentiels survenus entre 1987 et 2008 **dans l'arc alpin, et plus régionalement** en Valais, montrent que les contextes géomorphologiques des zones de déclenchement ainsi que la genèse des laves torrentielles sont variés et complexes. Ceci a notamment été démontré par Zimmermann et al. (1997a) mais également Perov (2003) ou encore Tropeano et Turconi (2003), ces derniers ayant élaboré une classification des bassins versants alpins selon leur caractéristiques géomorphologiques, les types de processus mis en jeu et les zones sources, ainsi que le risque torrentiel correspondant.

#### 5.3.1 Indices géomorphologiques

De manière générale, le bassin versant peut révéler plusieurs indices géomorphologiques (Bardou, 2002) :

- la présence de mouvements de versants de grande ampleur sous forme de glissements ou tassements ;
- la présence **d'un important stock de matériau** quaternaire en zone périglaciaire sous la forme de glaciers rocheux **et d'éboulis ou sous la forme** de moraines du PAG et de bastions morainiques ;
- **la présence de couloirs d'avalanches, dont le stock d'eau peut créer un écoulement** au printemps ou le stock de neige peut servir de plan de glissement aux matériaux générateurs de laves torrentielles (Bardou et Delaloye, 2004a) ;
- la présence de lacs glaciaires, proglaciaires ou intraglaciaires, avec un risque de vidange par temps sec ;
- **la présence d'un important stock de sédiments dans le chenal d'écoulement.**

#### 5.3.2 Typologie des zones de déclenchement

Zimmermann et al. (1997a) proposent, sur la **base d'une analyse de 189** cas survenus dans 17 torrents suisses sur une période de 400 ans, une classification des torrents basée sur la fréquence et la magnitude des événements survenus. Il existe ainsi des torrents :

- plus ou moins réguliers **dans l'occurrence d'événements, avec des périodes d'inactivité de quelques dizaines d'années tout au plus et des magnitudes relativement faibles** ;

---

<sup>23</sup> Par contre, le potentiel en matériaux des pentes latérales est d'une grande importance pour le comblement ultérieur du lit, qui peut intervenir entre deux épisodes.

- avec des périodes d'intense activité relativement courtes (quelques années à quelques décennies) suivies de longues périodes d'inactivité (plusieurs décennies), dont font partie des systèmes torrentiels dans des contextes lithologiques tendres ; le volume de matériel est généralement érodé le long du chenal et peut provoquer des perturbations du système après lesquelles même des pluies modérées peuvent provoquer des laves torrentielles de magnitude très élevée ;
- au sein desquels se produisent des événements de façon très irrégulière ; ces torrents se trouvent dans des zones où l'abondance en matériau est très importante et peuvent produire des événements à la magnitude très importante ;
- avec un événement singulier sans précédent historique, comme le Minstigerbach (Vallée de Conches, Valais). Le retrait prononcé du glacier de Minstiger, depuis la fin du Petit Age Glaciaire à mis à nu des dépôts morainiques au sein desquels<sup>24</sup> s'est déclenchée une lave torrentielle de 30'000 m<sup>3</sup> en 1987 détruisant partiellement le village de Münster; le 21 août 2008, une lave torrentielle a à nouveau causé des dégâts majeurs dans le village de Münster.

Plus récemment, une analyse des événements survenus durant le mois de juillet 2006 (Idealp, 2007 ; Bardou et Favre, 2009) a montré que 19 événements s'étaient déclenchés en zone périglaciaire (dont 4 au moins sont liés au fonctionnement hydrologique d'un lac proglaciaire), 12 dans des chenaux d'écoulement situés pour la plupart dans la ceinture de pergélisol potentiel, 8 dans des éboulis et 7 en pleine pente avec de la végétation.

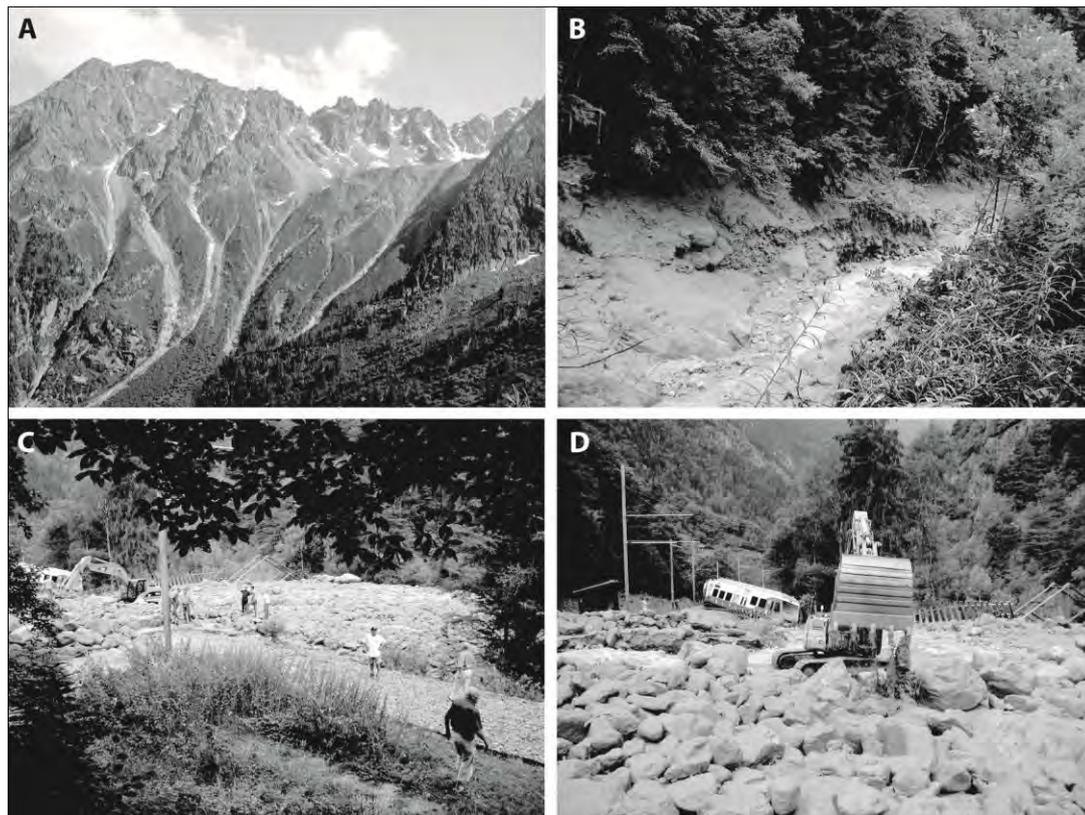
Une approche se limitant à quatre situations-types telles que proposées par Bardou peut se révéler quelque peu réductrice au niveau de l'analyse géomorphologique, car l'occurrence d'une lave torrentielle est souvent liée à plusieurs processus. L'analyse de quelques événements survenus, sur la base de critères géomorphologiques, permet d'illustrer ces propos. Nous aborderons successivement des torrents dont le fonctionnement hydrogéomorphologique est contrôlé principalement par des processus liés à la présence de pergélisol (5.3.3), des processus gravitaires (5.3.4) et glaciaires (5.3.5). Nous aborderons finalement le cas de contextes géomorphologiques complexes (5.3.6) à Fully et dans le Val d'Arolla où, au sein d'un versant de superficie relativement restreinte, co-existent des torrents aux dynamiques hydrogéomorphologiques différentes.

### 5.3.3 Contextes géomorphologiques périglaciaires

Le déclenchement de laves torrentielles en zone périglaciaire est régulièrement observé (Kneisel et al. 2007 ; Bardou et Delaloye, 2004a et b ; Bardou et Favre, 2009). La lave torrentielle du Durnand<sup>25</sup> (juillet 2006) présente une genèse complexe puisqu'elle s'est déclenchée dans la ceinture périglaciaire (Bardou et Favre, 2009), au front d'un important stock de matériau quaternaire formé par des glaciers rocheux, a grossi avec les apports concentrés de ruissellement au pied des couloirs du clocher d'Arpette, puis a purgé complètement le chenal d'écoulement, principal fournisseur des matériaux qui se sont déposés dans la Dranse (Fig. 5.8-C et D).

<sup>24</sup> La niche d'arrachement de la lave torrentielle était encore recouverte de glace en 1950 (Zimmermann et al. 1997b).

<sup>25</sup> La lave torrentielle est partie à 2'400 m d'altitude et n'a cessé d'enfler en dévalant les pentes vers les villages des Valettes et du Borgeaud (Vallée de la Dranse, Valais). Elle a emporté le petit pont communal qui servait de trait d'union entre Le Napoléon et le hameau du Borgeaud puis la voie ferrée du train reliant Martigny à Bagnes et Orsières sur près de 450 mètres, provoquant au passage le déraillement du dernier convoi montant de la journée : aucun des 34 occupants du petit train n'a été blessé. Les dégâts matériels ont par contre été importants, de l'ordre de 5 millions de francs. En fin de soirée, un lac s'est formé en amont du dépôt de la lave, à l'endroit où les voies ont été arrachées. Devant la menace d'une débâcle, les autorités de Martigny-Combe et Martigny ont décidé d'évacuer la population dans les secteurs des Creusats et La Croix ainsi que les champs du Bourg et toutes les habitations le long de la Dranse, soit plusieurs centaines de personnes.



**Figure 5.8** A) Vue générale du Clocher d'Arpette (© C. Lambiel) et d'une section du Durnand (B) à l'aval des Gorges du même nom (juillet 2006). On remarque sur ce cliché l'affleurement du bedrock, illustrant la purge du chenal par le passage de la lave torrentielle. C) et D) Zone de dépôt à la confluence du Durnand et de la Dranse.

Ce cas peut être comparé à celui du Ritigraben<sup>26</sup>, où lors d'un événement survenu en septembre 1993, seuls 10% des 60'000 à 90'000 m<sup>3</sup> de matériaux charriés provenaient de la zone d'arrachement, elle-même située dans la ceinture du pergélisol (Rebetez et al. 1997) entre 2'400 et 2'600 m d'altitude (Bardou et Delaloye, 2004b ; Stoffel et al. 2005)<sup>27</sup>. Plus précisément, les laves torrentielles du Ritigraben se déclenchent au front d'un glacier rocheux ou au sein des matériaux qui s'éboulent et s'accumulent régulièrement dans le chenal d'écoulement du torrent<sup>28</sup>. Sur la base de données historiques, Rebetez et al. (1997) ont répertorié quatre laves torrentielles de 1922 à 1994. La structure interne du glacier rocheux, étudiée dans les années 1990 par Lugon et Monbaron (1998), révèle la présence d'une couche active d'une épaisseur de 5 à 10 mètres, sous laquelle persiste un corps gelé de 15 à 40 mètres d'épaisseur. Le 24 septembre 1993, une lave torrentielle a provoqué un recul du front du glacier rocheux d'environ 30 mètres. Le mécanisme de rupture est lié au glissement de la couche active sur le toit du pergélisol sursaturé en glace.

#### 5.3.4 Fluidification d'une masse sédimentaire : l'exemple du Torrent des Marais

A la suite des intempéries neigeuses de février 1999, de fortes pluies ont eu lieu durant le mois de mai de la même année et ont gonflé les eaux de fonte nivale<sup>29</sup>, provoquant des dégâts notamment en Suisse centrale et en Valais, principalement sur les communes d'Albinen, Grimentz, Ayent, Bagnes

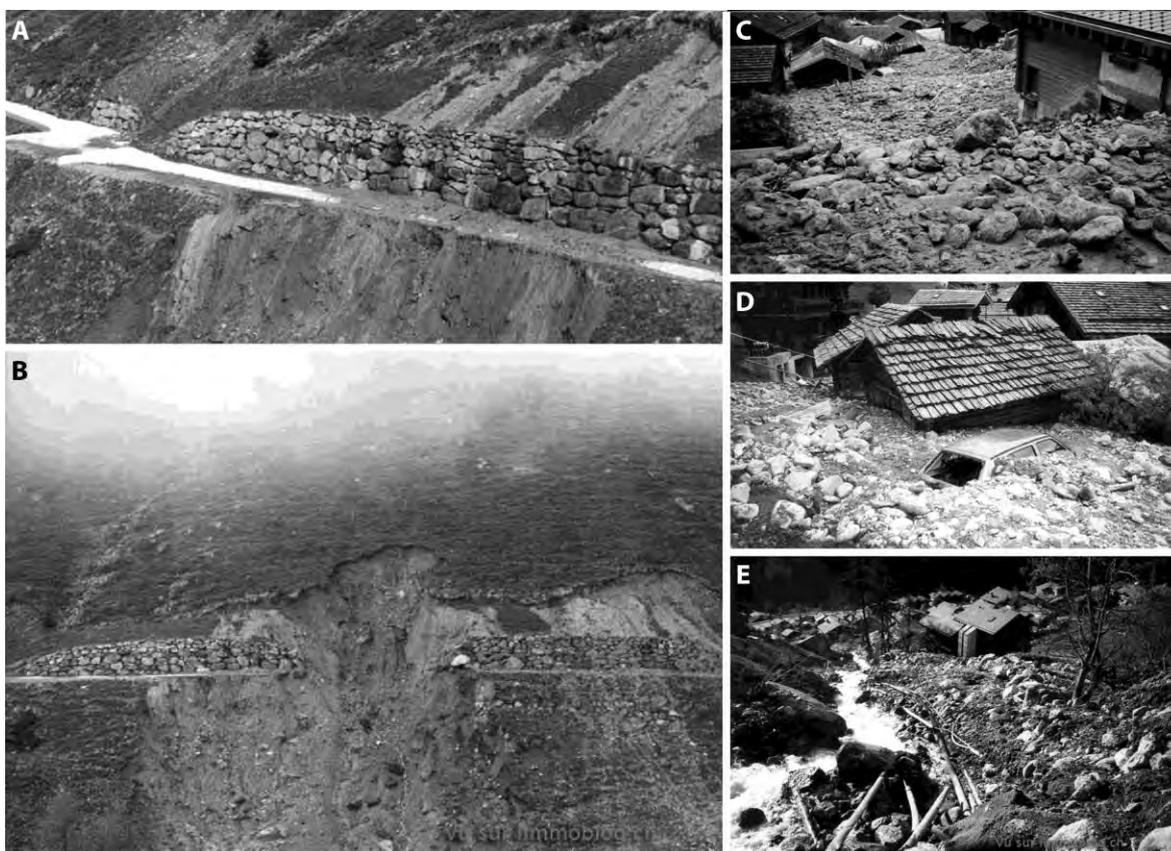
<sup>26</sup> Le Ritigraben est situé dans le Mattertal, qui, avec le Saastal, présentent une surface d'arrachement potentielle à l'origine de coulées de 16.5 km<sup>2</sup>. Presque tous les torrents ont donné lieu à des laves torrentielles.

<sup>27</sup> Les laves torrentielles du Ritigraben se déclenchent parfois en-dessous de 1'360 m d'altitude, là où les versants du chenal sont très instables et où la pente du chenal avoisine les 30° (Lugon et Monbaron, 1998 ; Bardou et Delaloye, 2004b).

<sup>28</sup> Cette situation est semblable à celle du Torrent du Leviau (cf. ch. 5.3.6.2), dont le chenal est saturé en matériaux provenant du front du glacier rocheux de Tsarmine.

<sup>29</sup> Suite à la hausse des températures intervenues au début de la semaine 19 et à la concomitance de cette hausse avec un régime de fortes précipitations en provenance du NNW, la fonte du manteau neigeux hérité des intempéries de février a fortement contribué à l'augmentation des débits torrentiels, surtout en rive droite de la vallée du Rhône ainsi que dans les Alpes bernoises et la Suisse alémanique en général.

et Champéry. D'autres phénomènes d'alluvionnement sont survenus dans la Lienne, la Sionne, la Morge, la Lizerne et la Losentse. L'événement le plus spectaculaire a été provoqué par le Torrent des Marais, à Grimentz, qui a charrié et déposé dans les rues du village quelque 10'000 m<sup>3</sup> de boue au cours de deux événements successifs : entre 5'000 et 7000 m<sup>3</sup> le 12 mai en fin de journée, puis 2'000 à 3'000 m<sup>3</sup> au cours de la nuit du 13 au 14 mai. Malgré un débit approchant 10 m<sup>3</sup>/s au plus fort de la crue, le torrent n'aurait certainement provoqué que quelques débordements d'eau claire si un glissement de terrain n'avait subitement obstrué le cours d'eau à la hauteur de Bendolla. Les traces de l'embâcle laissent à penser qu'il y a eu rupture rapide de celui-ci (moins de 30 minutes) et que le mélange visqueux a atteint le village après un trajet de 5 minutes<sup>30</sup>. Un enrochement de la route goudronnée du consortage d'alpage (rive gauche du torrent, Fig. 5.9-A et B) d'une hauteur de sept mètres, une pente moyenne de 40°, une forte teneur en eau<sup>31</sup> dans des couches morainiques qui avait déjà nécessité la construction d'une rangée de drainages à l'aval de l'ouvrage, ont préparé le terrain à un mouvement de ce type. La fonte du manteau neigeux hérité des intempéries exceptionnelles de fin février<sup>32</sup> s'est conjuguée avec les nombreuses précipitations qui ont suivi pour sursaturer en eau le sous-sol<sup>33</sup>. La présence de l'enrochement a été considérée comme étant la cause directe de l'ampleur et de la soudaineté du phénomène, sans précédent historique.



**Figure 5.9** Torrent du Marais : aperçu de la niche d'arrachement le 12.05.1999 (A) et le 14.05.1999 (B) ; noter la profondeur de la niche d'arrachement le 14 mai et la disparition de plusieurs mètres de murs. C), D) et E) montrent des clichés des dépôts dans le village pris le 14 mai 1999. (© [www.immoblog.ch](http://www.immoblog.ch))

### 5.3.5 Contextes géomorphologiques glaciaires

Les zones d'altitude sont globalement favorables à l'occurrence de phénomènes torrentiels en raison des stocks d'eau solide à disposition (glaciers) et surtout des accumulations de matériaux meubles

<sup>30</sup> Extrait de "l'avis géologique sur les intempéries de l'Ascension", 1er juin 1999, J.-D. Rouiller.

<sup>31</sup> La toponymie « Torrent du Marais » n'est pas fortuite.

<sup>32</sup> A Grimentz, il a neigé 4.61 m au village de Grimentz et 6.24 m à Bendolla.

<sup>33</sup> Ce phénomène a notamment eu pour effet de réactiver l'ensemble des gros glissements du canton.

disponibles sous forme de moraines ou d'éboulis. Chiarle et al. (2007) proposent une typologie des laves torrentielles initiées en zone glaciaire alpine<sup>34</sup> :

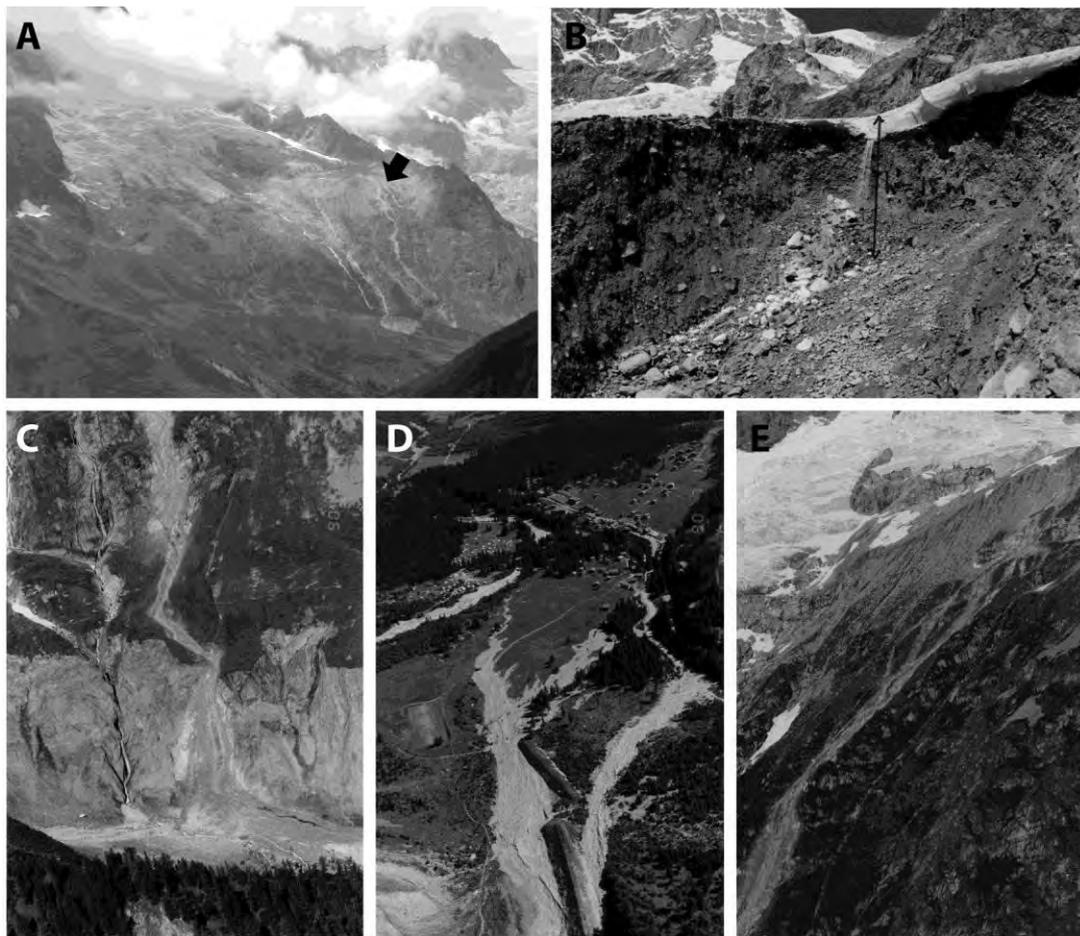
- celles déclenchées par une sollicitation pluvieuse prolongée, provoquant une saturation en eau **des sédiments et la déstabilisation d'une grande quantité de matériaux dont le volume** est supérieur à 800 000 m<sup>3</sup> ;
- celles déclenchées par un bref orage qui déstabilise le réseau de drainage intraglacière et **provoque la vidange de poches d'eau avec des volumes jusqu'à 800 000 m<sup>3</sup>** ;
- celles liées à la **vidange d'un lac proglaciaire** ou à la **fonte d'un corps gelé**, avec des volumes **jusqu'à 150 000 m<sup>3</sup>**, se produisant par temps sec.

La lave torrentielle du Dolent (Val Ferret) entre dans cette dernière catégorie<sup>35</sup>. Le 10 juillet 1990, une lave **torrentielle d'environ 40'000 m<sup>3</sup> s'est déclenchée** depuis la moraine frontale du glacier du Dolent (1.7 km<sup>2</sup> en 1990) (Lugon et al. 2000). **L'événement a duré une dizaine d'heures** et détruit un camp scout ainsi qu'un chalet du hameau de l'A Neuve. **D'orientation est à sud-est**, le bastion morainique est situé entre 2'550 m et 2650 m d'altitude et correspond au stade maximal de l'avancée du glacier au cours du Petit Age Glaciaire. **La niche d'arrachement de la lave torrentielle a une profondeur maximale de 15 m** (Fig. 5.10), valeur semble-t-il caractéristique observée dans la plupart des ruptures de moraines **dans les Alpes (Lugon et al. 2000)**. **L'exploration de la moraine à l'aide de mesures géophysiques** (huit sondages géoélectriques et trois profils sismiques de réfraction ainsi que des mesures de températures) **a mis en évidence la présence probable d'un pergélisol vraisemblablement en cours de dégradation dans la zone de la niche d'arrachement et l'absence de corps de glace morte massif dans les dépôts morainiques.**

---

<sup>34</sup> Cette typologie est issue d'une analyse de 17 événements survenus dans l'Arc alpin.

<sup>35</sup> Il faut cependant ajouter que près de 250 mm de pluies sont tombées au Grand St-Bernard pendant les 40 jours qui ont précédé la rupture de la moraine (Lugon et al. 2000).



**Figure 5.10** Aperçu photographique du contexte géomorphologique de la zone de déclenchement et des dépôts de la lave torrentielle du 10.07.1990. A) Vue générale de la zone de déclenchement et du Glacier du Dolent (la flèche indique la niche d'arrachement de juillet 1990) et des traces géomorphologiques de l'événement de juillet (B : niche d'arrachement ; C), D) et E), dépôts et parcours de la lave (© J.-D. Rouiller, 1990)).

La classification proposée par Chiarle et al. (2007) exclut cependant des phénomènes observables dans l'arc alpin, liés à la **présence de lacs proglaciaires situés en amont d'accumulations morainiques**, comme des bastions. Cette classification n'est donc pas fiable à notre méthode de cartographie, décrite dans le chapitre 6.

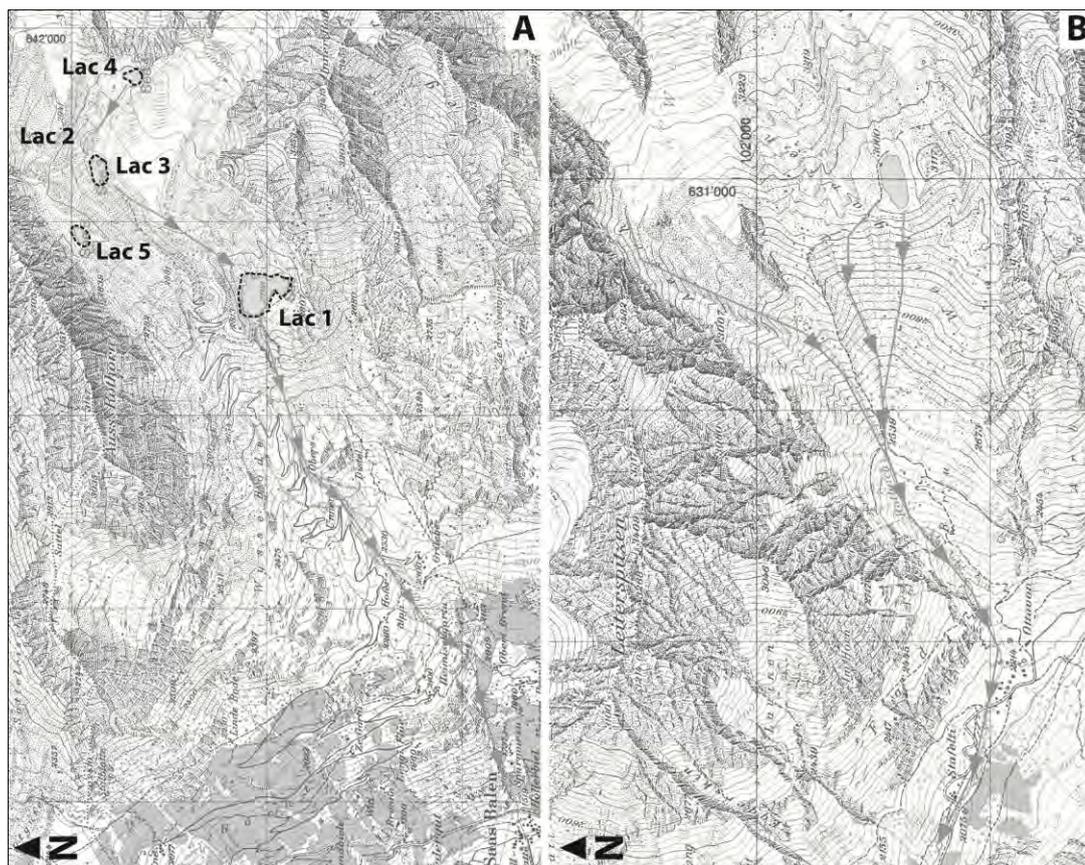
Si la présence d'une petite accumulation lacustre dans le cas de Tsarmine contribue au ravinement du bastion morainique par l'infiltration des eaux du lac dans ce dernier, certains événements d'une ampleur beaucoup plus importante se sont déjà produits par le passé. La fréquence de ce genre d'événements est susceptible d'augmenter dans un futur proche, en raison de la fonte accélérée des petits appareils glaciaires.

Ce cas s'est produit dans le Täschbach (Mattertal), à l'aval du Weingartengletscher<sup>36</sup>. Le Täschbach reçoit les écoulements du Rotbach, qui est l'émissaire du Weingartensee (Fig. 5.11-B), un lac proglaciaire d'altitude (3'060 m) au fond argileux imperméable et dont le niveau des eaux augmentait depuis le début des années 1990. Le niveau des eaux a finalement atteint la crête d'un bastion morainique hérité du Petit Age Glaciaire, avec comme conséquence une percolation des eaux à travers les matériaux morainiques. La saturation en eau du bastion a provoqué une lave torrentielle de 20'000 à 30'000 m<sup>3</sup> jusqu'à Täsch le 21 juin 2001, provoquant l'évacuation de 150 personnes et occasionnant plus de 15 millions de francs de dommages (Huggel et al. 2003). Cet événement est survenu durant une période sans précipitation particulière. Des mesures de réduction du danger ont

<sup>36</sup> Tiré de la fiche d'inventaire du VAW <http://glaciology.ethz.ch/glacier-hazards/download/weingarten.pdf>

été **entreprises toute de suite après l'événement, en vidangeant progressivement la retenue et en construisant un barrage permettant un écoulement permanent des eaux.**

La problématique des vidanges de lacs pro- para ou sous-glaciaires est particulièrement présente en amont du village de Saas Balen (Saastal), surplombé par le Grubengletscher<sup>37</sup> et cinq lacs (Fig. 5.11-A), qui ont régulièrement connu de brusques vidanges depuis les années 1820 (Käab et Haerberli, 1996 ; Käab, 1999). En 1968, la vidange du lac n°3 (Fig. 5.11-A) libère 170'000 m<sup>3</sup> d'eau remplissant le lac n°1, situé en amont d'un bastion morainique. Le volume d'eau excédant s'infiltre par la suite dans le matériel morainique, provoquant une érosion d'un volume de matériaux de 400'000 m<sup>3</sup> et provoquant plus de 2 millions de dégâts dans le village de Saas Balen (Käab et Haerberli, 1996).

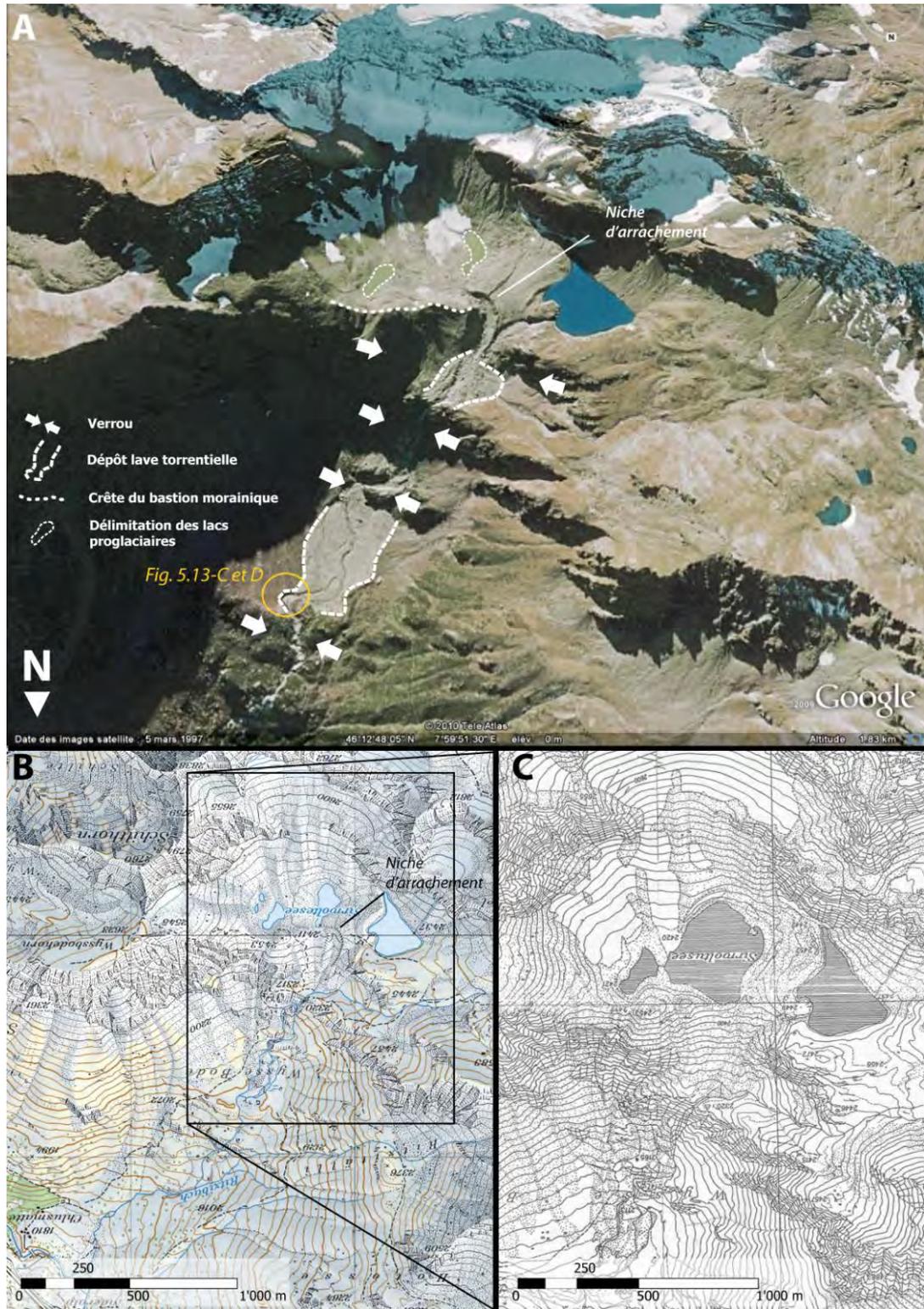


**Figure 5.11** Situation générale des torrents situés à l'aval : A) du Grubengletscher ; B) du Weingartengletscher. Les flèches indiquent le cheminement préférentiel des laves torrentielles. Tiré de VAW (2010), modifié.

Un déclenchement de lave torrentielle similaire a pu être mis en évidence sur le torrent du Ritzibach<sup>38</sup>, situé sur le versant sud du Col du Simplon, et confluant avec la Doveria entre les hameaux de Nideralp et Chlusmatte (rive droite). La morphologie du bassin versant présente une forme en entonnoir classique, délimité dans sa partie supérieure par de petits cirques glaciaires où des lambeaux de glace (Fig. 5.12-A), notamment sous le Griessernuhorn (3'009 m), semblent **persistier à la faveur d'une orientation globale vers le nord.** Ces cirques et parois rocheuses **dominent, selon les saisons et la pluviométrie, trois à cinq plans d'eau de superficies variables, portant communément le nom de Sirwoltsee et situés en amont d'un premier verrou longitudinal.**

<sup>37</sup> Tiré de la fiche d'inventaire du VAW <http://glaciology.ethz.ch/glacier-hazards/download/gruben.pdf>

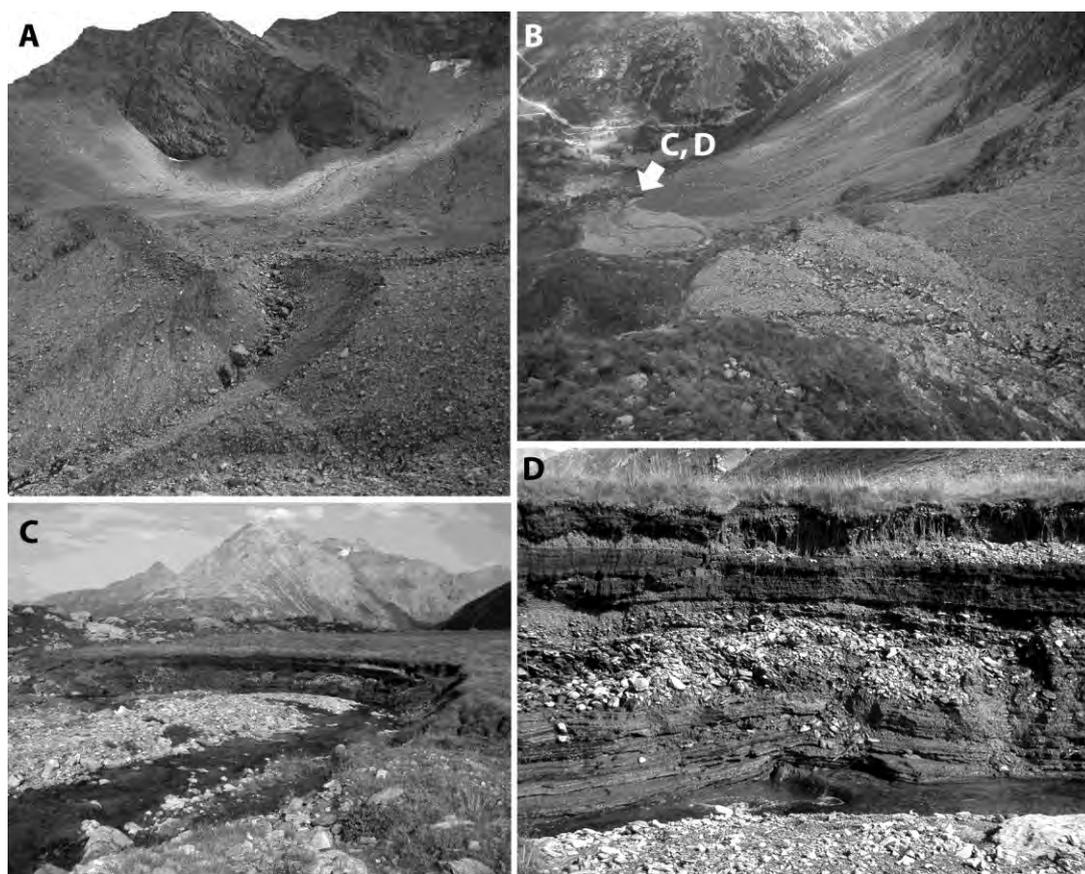
<sup>38</sup> Aucune étude n'a pour l'heure été réalisée sur ce site.



**Figure 5.12** Contexte géomorphologique du sommet du bassin du versant du Ritzibach. A) Vue aérienne du bastion morainique et de la niche d'arrachement ; B) extrait de carte topographique au 1 : 25'000 (2005) et au 1 : 10'000 (1982). Sur l'image C, le lac médian occupe une superficie beaucoup plus importante – au même titre que les différents petits appareils glaciaires – et aucune trace d'érosion fluviale n'est alors visible sur le bastion morainique.

L'émissaire du lac principal est alimenté par deux affluents, dont celui situé le plus au Sud a connu un événement de charriage d'importance au vu des traces morphologiques observables sur le terrain : ravinement d'un bastion morainique du Petit Age Glaciaire (Fig. 5.13-A) et dépôts torrentiels

(Fig. 5.13-B) sur les ombilics du bassin versant. Si aucune information n'est disponible quant à l'occurrence de cet événement, le déclenchement de cette lave est à lier à la présence d'eau en amont du bastion morainique, au travers duquel elle a certainement percolé jusqu'à saturer l'ensemble. A l'image du cas du Weingartnersee, il n'aura fallu peut-être qu'un épisode pluviométrique d'importance ordinaire pour déstabiliser toute la moraine frontale. Les écoulements hyperconcentrés qui surviennent généralement en fin d'événement ont érodé des dépôts de versant colluviaux et ont mis à jour une coupe stratigraphique intéressante d'une hauteur d'environ deux mètres, qui retrace une partie de l'histoire de la dynamique sédimentaire du torrent (Fig. 5.13-C et -D). La présence de niveaux de galets de taille hétérogène entre des couches argileuses indique l'occurrence plus ancienne de deux autres événements torrentiels d'importance,



**Figure 5.13** Aperçu géomorphologique de la niche d'arrachement du Ritzibach dans le bastion morainique (A), de sa zone de dépôt (B) et d'une coupe stratigraphique dans des dépôts alluviaux (C et D).

### 5.3.6 Contextes géomorphologiques complexes

#### 5.3.6.1 Les torrents de Saxé, Métin et Bossay à Fully

Le versant dominant Fully, en rive droite du Rhône, est un cas d'étude intéressant puisque plusieurs laves torrentielles se sont produites dans des rigoles aux écoulements le plus souvent temporaires et drainant des bassins versants au comportement sédimentaire et aux caractéristiques géomorphologiques relativement distinctes. La genèse et les mécanismes de déclenchement de ces phénomènes présentent également des comportements différents. Ces événements ont fait l'objet de plusieurs recherches et publications (p. ex. Bardou, 2002 ; OFEG, 2002 : 242-245 ; Náf et McArdeil, 2004 ; Bardou et Jaboyedoff, 2008) dont la plupart des éléments présentés sont extraits.

En novembre 1939, le hameau du Saxé est touché par une lave torrentielle transportée par le torrent du même nom, qui dépose près de 125'000 m<sup>3</sup>. Au même moment, le Métin ne produit que quelques centaines de m<sup>3</sup> (Bardou, 2002 ; Bardou et Jaboyedoff, 2008). Les bassins versant des torrents du

Métin et du Saxé – dont les chenaux sont distants d'en moyenne 275 m – couvrent respectivement une surface de 0.93 et 1.01 km<sup>2</sup> (Bardou, 2002). Les lithologies des deux bassins versants sont similaires et constituées de granodiorites, reposant sur des calcaires de la nappe de Morcles. Au milieu du torrent du Saxé, une importante masse de **sédiments dont l'origine morphogénétique est** peu évidente fournit un important stock de matériaux mobilisables. En tenant compte de la rhéologie de la lave de 1939, le déclenchement de la coulée aurait dû être liée avec trois jours de précipitations continues **dont le temps de retour est de 100 ans, ce qui n'a pas pu être vérifié**. Des causes hydrogéologiques sont à considérer dans ce cas (Bardou, 2002).

Dans le bassin versant du Métin, la disponibilité en sédiments meubles est faible. Ce cas montre **l'hypothèse d'une co-existence de processus d'érosion continus et catastrophiques au sein du même** bassin versant. Le comportement du Saxé est lié à un changement de facteurs de déclenchement, purgeant violemment le stock sédimentaire, rendant impossible **l'occurrence d'un événement similaire à celui de 1939 à moyen terme**. Le bassin versant est en train de passer d'un système de type *transport-limited* au *type supply-limited*, qui aura une influence sur la magnitude et la fréquence des futurs événements.

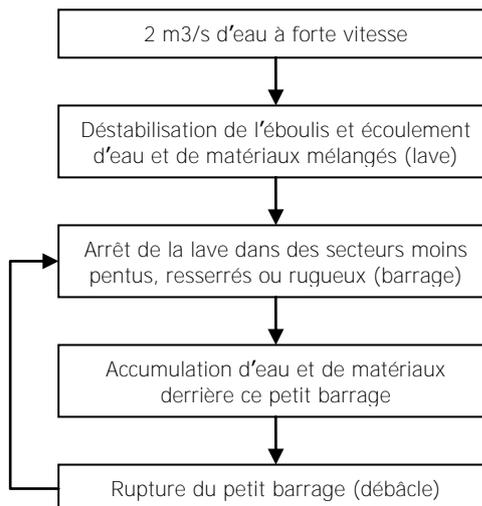
En octobre 2000, plusieurs coulées de débris d'un volume total de 350'000 à 450'000 m<sup>3</sup> dévalent la **Ravine Neuve et le chenal du Torrent du Bossay et s'étalent sur une surface de 6.2 ha, dévastant des** vignes et la châtaigneraie de Fully le 15 octobre (OFEG, 2002). Ces torrents se caractérisent par des pentes élevées **de l'ordre de 45°** (OFEG, 2002 : 242) et drainent un bassin versant commun de 292 ha, au sein duquel ils **entaillent des dépôts meubles d'éboulis ou morainiques** non végétalisés (superficie de 20 ha) dont la **limite supérieure atteint 1'800 m d'altitude environ**. Ces dépôts sont dominés par un escarpement de granodiorites (74 ha) fortement altérées qui alimentent continuellement les formations superficielles en contrebas (OFEG, 2002). Ces événements ont profondément changé les caractéristiques morphologiques du versant :

- agrandissement de la zone en sol nu connecté à la ravine, ce qui laisse supposer que des **événements de type lave torrentielle non observés jusqu'à alors dans cette ravine pourraient** se reproduire ;
- **disparition de la zone de forêt et augmentation du potentiel d'érosion et du risque d'avalanche.**

Si la coulée trouve son volume de matériaux dans des dépôts meubles, la cause prédisposant le déclenchement est anthropique : **les défauts d'une installation hydroélectrique ont entraîné des fuites d'une canalisation provoquant** la saturation de la zone source (OFEG, 2002 ; Näf et McArdeil, 2004). Durant les précipitations du 13 au 15.10.2000, un trop-plein des installations hydroélectriques du lac inférieur de Sorniot **s'infiltre dans une galerie karstique<sup>39</sup>**, traversant la montagne et **débouchant à 1840 m d'altitude, aux Garettes**, soit au droit de la ravine du Bossay, mettant à nu la conduite forcée qui finira par céder sur une longueur de plusieurs centaines de mètres le matin du 15 octobre 2000.

---

<sup>39</sup> Dénommée « Faille du Poteu » (OFEG, 2002).



**Figure 5.14** Mécanisme de formation probable de la lave torrentielle du Bossay. Tiré de OFEG (2002 : 245).

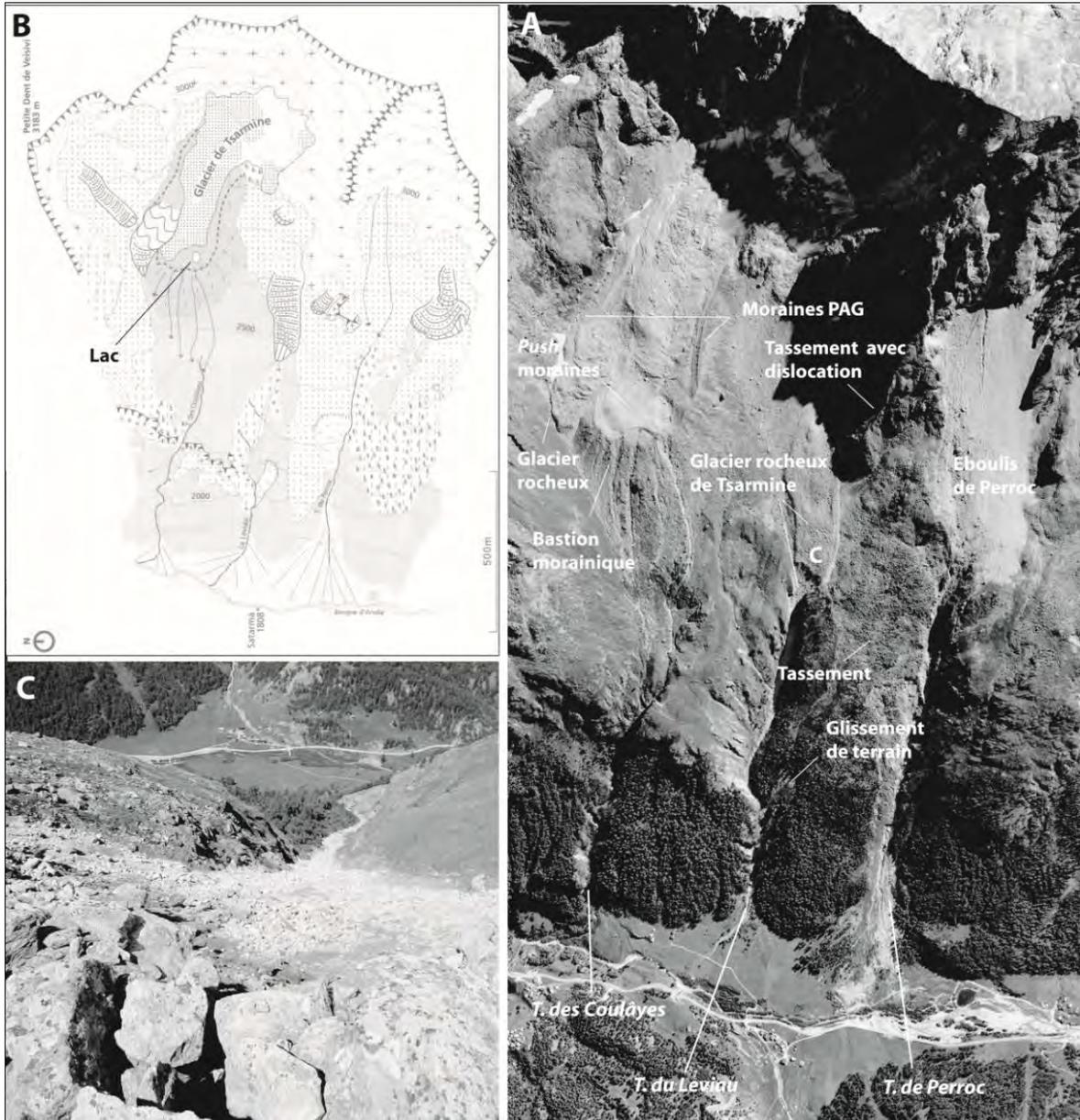
Bien qu'un affluent de la ravine principale soit connu pour produire parfois des coulées boueuses, cet événement d'origine anthropique a déstabilisé le système. Peu avant l'événement, une période froide avait déjà permis au sol de geler. Lorsque l'événement a eu lieu, le sol a dégelé. Ces effets du gel-dégel sont probablement négligeables par rapport à l'apport d'eau résultant de la rupture de la conduite mais ont eu des effets sur d'autres torrents dans les environs. Sur la Ravine Neuve, un écoulement récent avait engorgé le chenal, qui a produit une petite coulée le 15 octobre 2000 qui remplit un dépotoir, construit à la suite de coulées de boue survenues en 1958, 1975, 1980, 1986 et 1994 notamment.

#### 5.3.6.2 L'exemple du versant de Tsarmine

Situé en rive droite du Val d'Arolla et orienté à l'ouest, le versant de Tsarmine s'étend entre Satarma et la crête qui relie la Petite Dent de Veisivi à la Dent de Perroc. Ce versant est représentatif, au niveau des processus et formes périglaciaires, de la géomorphologie du Val d'Arolla<sup>40</sup>. Le site de Tsarmine est entièrement situé dans les gneiss granitiques de la série d'Arolla, ensemble lithologique rattaché à la nappe austro-alpine de la Dent Blanche (Steck et al. 1999c). Trois torrents confluent avec la Borgne d'Arolla, soit du nord au sud: le torrent de Coulâyes, le Torrent du Leviau et le Torrent de Perroc<sup>41</sup> (Fig. 5.15) dont la dynamique sédimentaire (et hydrologique) est contrôlée par des processus glaciaires, périglaciaires et gravitaires. Nous présentons brièvement le fonctionnement et les caractéristiques des Torrents de Coulâyes et de Perroc, avant de nous pencher plus particulièrement sur le Torrent du Leviau.

<sup>40</sup> S'étendant sur une surface de 76 km<sup>2</sup>, le Val d'Arolla présente 84 glaciers rocheux, dont 28 sont actifs (situés pour la plupart en rive droite) et 56 fossiles (Morand, 2000).

<sup>41</sup> Sur les trois, seul le dernier ne semble pas présenter un écoulement permanent (Lambiel et al. 2004).



**Figure 5.15** Aperçu des principales formes géomorphologiques du versant de Tsarmine (A), dont le glacier rocheux du même nom (C). La carte géomorphologique, en haut à gauche (B), est tirée de Lambiel et al. (2004) et représente le même secteur que celui visible sur l'orthophoto. Swissimage © 2005 (DV023268) ; C) Chenal du Torrent du Leviau depuis le front du glacier rocheux de Tsarmine.

Le Torrent des **Coulâyes** récolte l'eau issue du bastion morainique, qui provient de la fonte du glacier de Tsarmine et de toutes les parois du sommet du versant à partir de la Blanche de Perroc en direction du nord ainsi que de la vidange saisonnière d'un petit lac temporaire occupant une dépression entre le front du glacier et le sommet du bastion morainique et dont la profondeur peut atteindre environ deux mètres (Lambiel et al. 2004) (Fig. 5.15). Une partie de l'eau sort dans la pente à environ 2 mètres du sommet du bastion, dont le fonctionnement s'apparente certainement à un système de trop-plein lors d'épisodes de fortes précipitations et/ou fonte nivale marqués. De nouvelles sources deviennent actives en fonction du taux de saturation en eau du bastion (Lambiel et al. 2004), comme en témoignent les différentes traces de ravinement. Le Torrent des Coulâyes n'a vraisemblablement pas charrié d'importantes quantités de matériel depuis bien longtemps, ce qui a permis à la végétation de totalement coloniser les dépôts en pied de versant. Cependant, le potentiel de déclenchement d'une lave torrentielle est réel en raison de la présence de cette dépression remplie d'eau de façon saisonnière.

Le Torrent de **Perroc** prend naissance en partie dans les éboulis<sup>42</sup> du même nom (Fig. 5.15), les éboulis situés plus au sud et principalement dans la paroi ouest de la Dent de Perroc. Une partie de son alimentation est issue de la fonte du glacier de Tsarmine et l'autre de la région de l'arête Zurbriggen. Le chenal d'écoulement du Torrent de Perroc est peu chargé en matériaux comparativement au Torrent du Leviau. L'aspect des cônes de déjection permet de se faire une idée de la dynamique des deux torrents. Les matériaux amenés sur le cône formé par le Torrent de Perroc renforcent le contraste avec les autres dépôts environnants par sa teinte grise. La grande quantité de sédiments fluviatiles déposés en pied de versant et la faible proportion de végétation témoignent de la forte érosion du bassin de réception et l'importante capacité d'évacuation des matériaux vers l'aval.

Le Torrent du **Leviau** est caractérisé par un chenal d'écoulement saturé en matériaux détritiques de tailles hétérogènes allant de graviers à une classe dominante de blocs de diamètre plurimétrique, dont l'origine est directement liée au front actif d'un glacier rocheux (Morand, 2000), dont la vitesse d'avancée est comprise entre 1 et 2 m/an (Lambiel, 2006) ; les vitesses de la moitié inférieure du glacier rocheux étant d'environ 170 cm/an et celles de la moitié supérieure 140 cm/an (Fig. 5.16). Plus bas en altitude, des mouvements de terrain se forment dans des matériaux majoritairement morainiques et sont observés autant dans les zones forestières que dans celles situées au dessus, avec un glissement observé dans la forêt aux abords du Leviau et un autre sur la rive droite du Torrent de Perroc. Les dépôts du Leviau forment un cône relativement bien délimité, mais sur lequel la végétation prédomine. La présence de champs sur la partie basse du cône, d'habitations non loin de son flanc nord et sa proportion marquée de végétation indiquent un faible apport de nouveaux matériaux avec le temps



**Figure 5.16** Vitesses horizontales annuelles [cm/an] mesurées sur le glacier rocheux de Tsarmine. Tiré de Lambiel (2006).

### 5.3.7 Synthèse

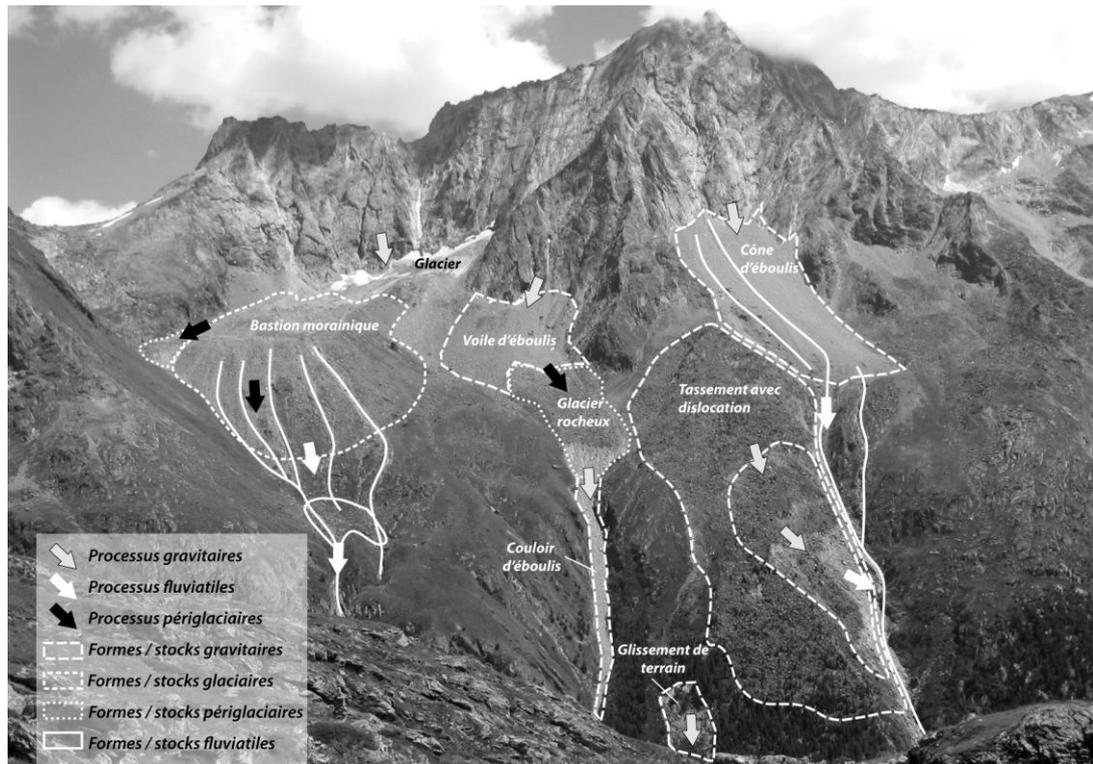
Le chapitre 5.3 a permis d'appréhender une partie de la diversité des contextes géomorphologiques liés aux laves torrentielles. Surtout, les exemples analysés montrent qu'il est peut être réducteur de placer certains bassins dans une catégorie unique. L'exemple de la lave torrentielle du Durnand en est la preuve, puisque plusieurs processus sont conjugués (effondrement du front d'un glacier rocheux actif – ruissellement concentré dans les fortes pentes – purge du chenal). Par ailleurs, les exemples des versants de Tsarmine et de Fully montrent que des torrents peuvent avoir une dynamique sédimentaire très différente, malgré leur proximité.

<sup>42</sup> Dominé par des parois de 700 m de hauteur, l'éboulis de Perroc constitue une vaste pente entre 2600 et 3000 m et présente une topographie extrêmement régulière. Seuls quelques gigantesques blocs, témoins d'un vieil éboulement dans la partie N de l'éboulis, ainsi que quelques chenaux de laves torrentielles qui traversent la pente de part en part, viennent perturber l'homogénéité de cette imposante formation gravitaire (Lambiel et al. 2004 ; Cheseaux, 2005).

## 5.4 Conceptualisation des transferts sédimentaires : réservoirs et cascade sédimentaire

### 5.4.1 Le concept de cascade sédimentaire

L'approche globale du versant par l'établissement de cascades sédimentaires, qui consiste à conceptualiser le versant avec des boîtes en cascade reliées par des tuyaux ou des évieris dont le diamètre peut varier en fonction de la capacité et des apports des différentes branches du réseau hydrographique ou gravitaire (Reid et Dunne, 1996 ; Bravard et Petit, 2000 ; Schrott et al. 2002 ; Otto, 2006 ; Warburton, 2007) est une des orientations récentes de la recherche en géomorphologie<sup>43</sup>, qui permet l'établissement de bilans sédimentaires (*sediment budgets*) à l'échelle d'une vallée, d'un versant (Fig. 5.17) d'un bassin versant ou d'un système torrentiel.



**Figure 5.17** Exemple d'une cascade sédimentaire simplifiée appliquée sur le versant de Tsarmine (rive droite du Val d'Arolla, Valais) © C. Lambiel.

La plupart des recherches liées à cette thématique – et plus particulièrement celles du groupe de travail de l'IAG « SEDIBUD » – visent à quantifier et analyser les réservoirs et flux de sédiments actuels et passés (Holocène) dans différents bassins versants significatifs, à analyser les relations entre les impacts anthropiques, la couverture végétale et les processus de transfert sédimentaire et à comprendre les effets des changements climatiques sur ces transferts. Les recherches de ce groupe de travail se basent sur les hypothèses suivantes : 1) une augmentation des précipitations augmentera les flux de sédiments de tous types à l'intérieur du système ; 2) la fonte nivale sera encore la période dominante des flux, en l'absence de glaciers ; 3) la dégradation du niveau actif du

<sup>43</sup> Le groupe de travail « SEDIBUD » (*Sediment Budgets in Cold Environments*), créé en 2006 au sein de l'Association Internationale des Géomorphologues (IAG), est chargé d'approfondir les connaissances sur la problématique des transferts de sédiments en milieux froids et doit fournir le cadre nécessaire pour l'évaluation quantitative de réservoirs de sédiments à long terme dans 30 à 40 bassins versants (10 à 30 km<sup>2</sup>) en climat froid et répartis à travers le monde entier. Son travail se base sur les travaux préexistants réalisés par un autre groupe de travail nommé « SEDIFLUX » (*Sedimentary Source-to-Sink-Fluxes in Cold Environments* (Warburton, 2007 ; Warburton et al. 2007)). Un projet similaire dénommé « SEDAG » (*Sediment cascades in Alpine Geosystems*) et mené par l'Institut de Géographie de l'Université de Bonn depuis 2000 étudie le rôle des réservoirs de sédiments dans les processus géomorphologiques (Becht et al. 2005 ; Morche et al. 2007) et vise à modéliser le domaine spatial de chaque processus géomorphologique contribuant au budget sédimentaire.

permafrost aura un rôle indirect sur les flux durant la fonte nivale mais devrait augmenter les flux partout à moyen terme (plusieurs années) ; 4) les changements auront un impact majeur sur les processus régissant les transferts de sédiments. Un budget sédimentaire peut être quantifié en réalisant la somme de la quantité totale de sédiments par différents processus individuels (Becht et al. 2005) et repose sur le découpage de **l'espace en compartiments tridimensionnels qui sont des sites d'érosion et de dépôt sous contrôle de processus homogènes, dont les sorties et les entrées** peuvent être mesurées (Bravard et Petit, 2000).

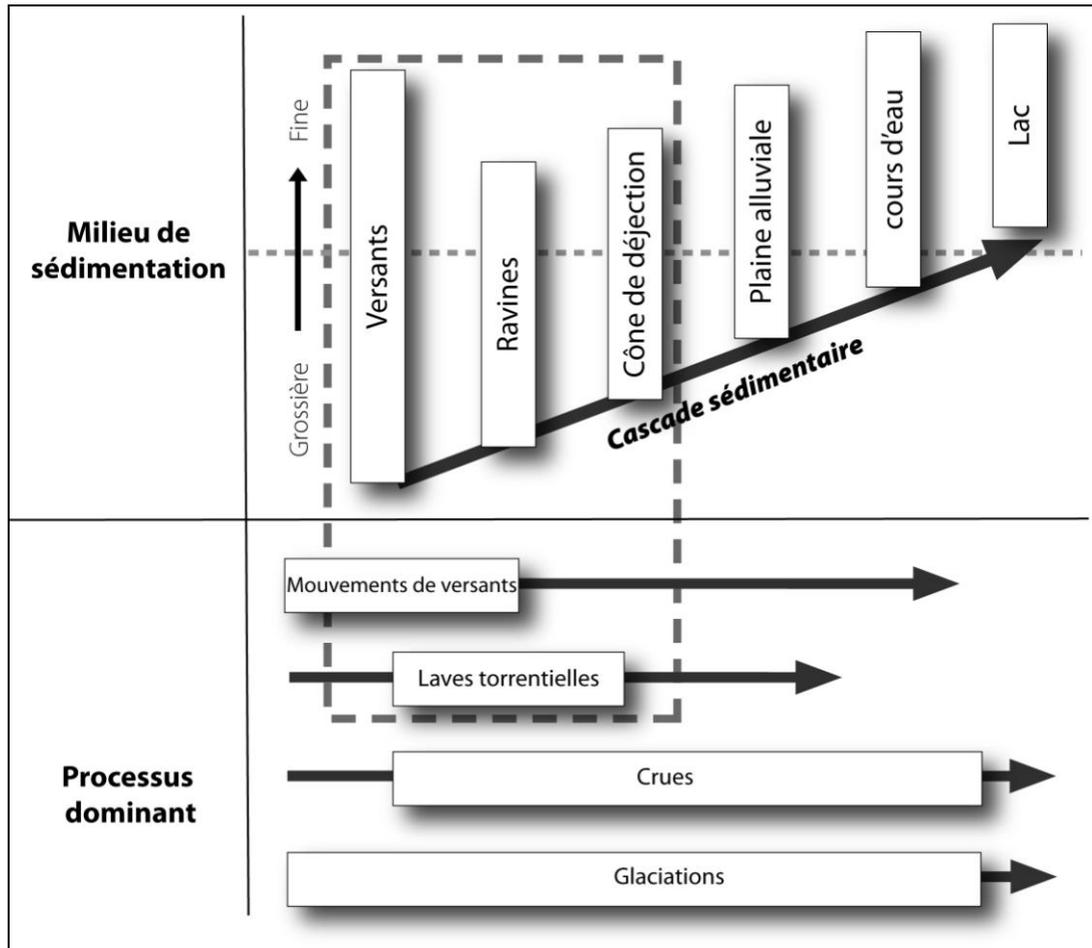
L'établissement d'un budget sédimentaire permet la **prédiction des changements de taux d'érosion et de sédimentation**, la connaissance des zones de dépôts, la période de stockage des sédiments et la manière dont les sédiments seront remobilisés (Fig. 5.18). **L'intérêt de telles recherches est la possibilité d'extrapoler des résultats empiriques à d'autres bassins versants aux caractéristiques géologiques, pédologiques, climatiques et territoriales (aménagement) similaires.** Cette approche conceptuelle a notamment été appliquée dans les Alpes bavaroises (Schrott et al. 2002 et 2003 ; Schmidt et Morche, 2006), dans les Dolomites (Schrott et Adams, 2002) et dans le Turtmantal, en Valais (Otto et Dikau 2004 ; Otto, 2006) pour quantifier le remplissage sédimentaire postglaciaire de vallées alpines par le biais de données géomorphométriques (profils transversaux), de modèles **numériques d'altitude** ou de mesures géophysiques telles que la sismique de réfraction, la prospection radar GPR (pour *ground-penetrating radar*) ou des mesures géoélectriques (Sass, 2006 ; Schrott et Sass, 2008). Cependant, dans les environnements alpins, la complexité **et l'intensité** des processus géomorphologiques mis en jeu ainsi que leur discontinuité spatio-temporelle compliquent la distinction de leur influence quantitative relative sur les différents réservoirs (Becht et al. 2005).

Les systèmes géomorphologiques de petite taille comme les bassins versants torrentiels sont en effet caractérisés par le changement (Harvey, 2007), lequel peut être intrinsèque (propriétés internes du système) ou extrinsèque (« inputs » du système correspondant à des facteurs climatiques, tectoniques ou anthropiques) au système. On admet généralement que **les concepts d'instabilité géomorphologique se réfèrent à des échelles temporelles relativement courtes.** Selon Bravard et Petit (2000 : 95) et Harvey (2007), **les conditions d'une instabilité intrinsèque sont de trois types :**

- en relation à la structure interne du système, surtout dans un contexte de seuils entre érosion et sédimentation ;
- en relation avec des conditions topographiques liées à des environnements de haute énergie, **où les versants sont proches de seuils d'érosion (environnements montagneux escarpés dans les zones tectoniquement actives et où l'incision fluviale est intense et en étroite relation avec les processus de versant) ;**
- en relation avec des environnements à haute énergie climatique avec de puissants facteurs extrinsèques, notamment dans les zones au climat de mousson ou touchées par des ouragans<sup>44</sup>.

Une fois que les sédiments entrent dans le système fluvial, **l'instabilité peut être propagée à l'aval**, selon la connectivité sédimentaire du système et des différents « affluents ». **L'accumulation ou le dépôt des sédiments dépendra de la capacité du cours d'eau (seuil quant à la puissance érosive du cours d'eau).** Lorsque l'excès de sédiments est **exceptionnellement haut ou soutenu**, suite à la perturbation du bassin versant liée à des activités anthropiques ou des changements climatiques, **une zone entière peut être transférée vers l'aval sous la forme d'une « vague de sédimentation », propageant l'instabilité à travers tout le système.** Morche et al. (2007) distinguent des crues de chenal (*channel flood*) avec le pic de crue comme agent géomorphologique principal et relativement de petits apports sédimentaires directs à partir des processus régissant les versants et les crues de versants (*slope flood*) avec une apport de sédiments actif par les processus de versants.

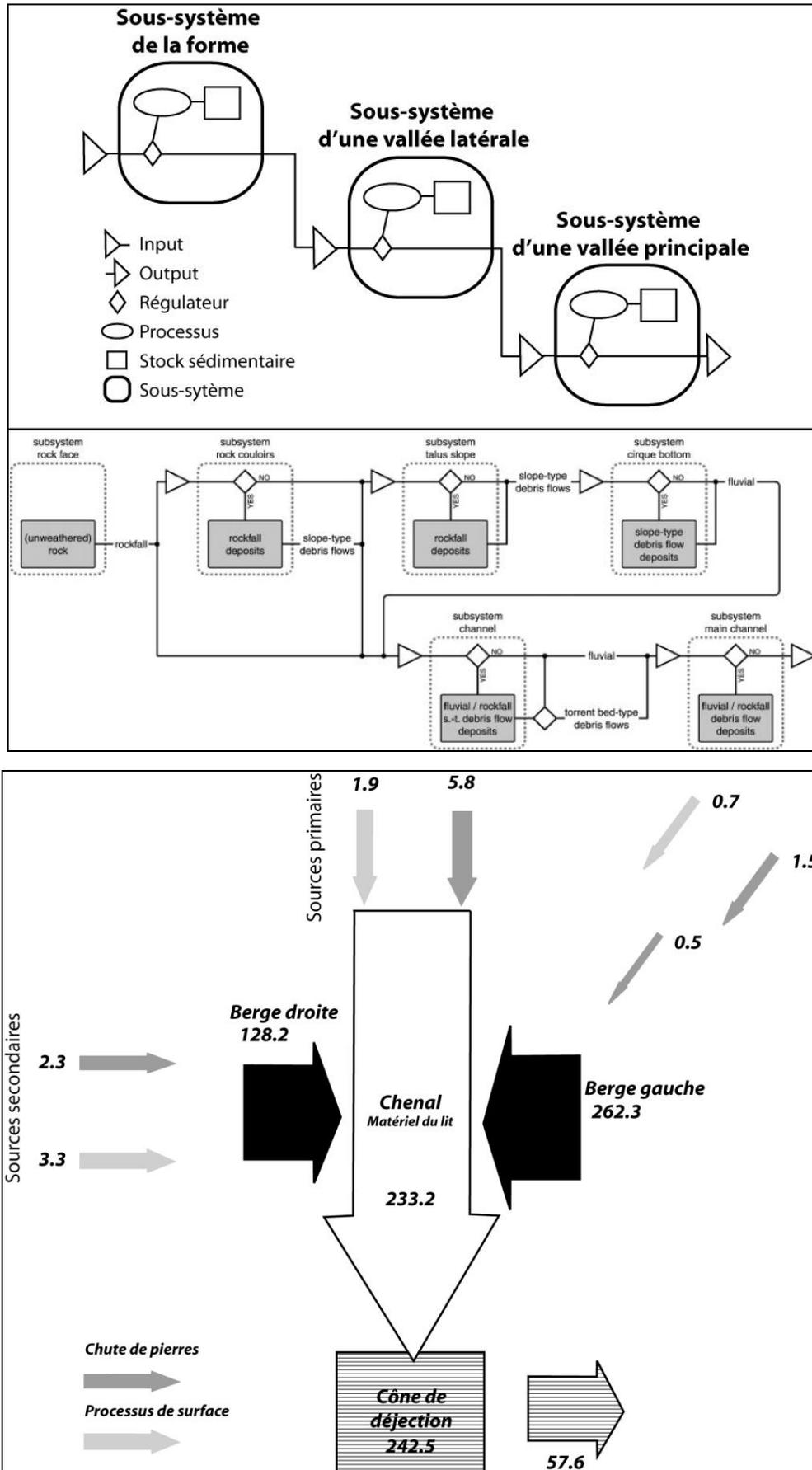
<sup>44</sup> Lorsque plusieurs de ces facteurs **sont combinés, par exemple en Asie du Sud, l'association d'un climat de mousson et d'un soulèvement tectonique rapide est à l'origine du plus grand apport de sédiments dans l'océan** (Harvey, 2007).



**Figure 5.18** Relations entre les milieux de sédimentation montagneux et les processus de transferts sédimentaires potentiels. Tiré de Warburton (2006), modifié.

#### 5.4.2 Représentation conceptuelle

Caine (1974) est le premier à proposer un modèle de cascade sédimentaire des processus de transferts sédimentaires en milieu alpin au sein duquel quatre processus majeurs sont représentés par le système glaciaire, le système de la charge grossière (*coarse sediment system*), le système de la charge fine (*fine-grained sediment system*) et le système géochimique. Les trois derniers systèmes sont contrôlés par la géologie superficielle et celle du bedrock ainsi que par les caractéristiques du bassin versant (Otto, 2006). Ce modèle sera repris et adapté par de nombreux auteurs dont Fookes et al. (1985), Schrott et al. (2002), Johnson et Warburton (2002) ou Otto et Dikau (2004). Johnson et Warburton (2002) font varier les « éviers » **proportionnellement aux taux d'érosion ou de transfert** mesurés (Fig. 5.19).



**Figure 5.19** Conceptualisation élémentaire d'une cascade sédimentaire (en haut, tiré de Otto et Dikau (2004), modifié) et cascade appliquée à une vallée alpine (en bas, d'après Wichmann et al. (2009), modifié).

**Figure 5.20** Exemple de représentation d'un budget sédimentaire d'un torrent britannique. D'après Johnson et Warburton (2002), modifié. Les valeurs sont exprimées en kg/m<sup>2</sup>/an et les flèches sont proportionnelles à la charge transportée totale.

### 5.4.3 Estimations des volumes de stocks sédimentaires

La quantification des volumes de stockage est un paramètre critique pour la construction d'un budget sédimentaire paraglacière (Otto et al. 2009), qui nécessite de définir les réservoirs en deux et trois dimensions, de classer les types de réservoirs et matériaux et, parfois, de les dater chronologiquement<sup>45</sup>. Pour définir le volume du réservoir, il est nécessaire de déterminer la limite inférieure de la forme en question. La sismique de réfraction (ex. Schrott et Adams, 2002 ; Otto et al. 2009) est la technique la plus souvent utilisée.

### 5.4.4 Estimation des transferts sédimentaires

#### 5.4.4.1 Taux d'érosion

L'érosion hydrique des surfaces constitue un phénomène naturel aux conséquences préoccupantes dans beaucoup de régions du monde, notamment là où se localisent des enjeux socio-économiques (Rey et al. 2004). Aux Etats-Unis, les pertes de sols cultivables que les pratiques agricoles intensives engendrent ont contribué au développement de différents modèles d'érosion conceptuels<sup>46</sup>, physiques<sup>47</sup> et empiriques<sup>48</sup> (Zahnd et Brethaut, 2006) à partir des années 1930. L'importance relative de l'érosion est avant tout fonction du système morpho-climatique dans lequel se situe un bassin versant, c'est-à-dire des différents processus qui permettent la production de sédiments. Logiquement, les zones au relief marqué et/ou situées dans des régions tectoniquement instables produisent de forts rendements sédimentaires, de même que les précipitations et la présence de glaciers influencent fortement le rendement (Otto, 2006), au même titre que certains types de roches très sensibles à l'érosion (loess, dépôts alluviaux etc.), qui peuvent fournir de grandes quantités de sédiments sur des surfaces relativement restreintes (Otto, 2006). Loye et Jaboyedoff (2008) n'ont pu établir aucune corrélation positive entre des critères morphologiques tels que les taux d'engagements des bassins versants, la distance entre la langue glaciaire et la zone de dépôt (lac de retenue) ou les caractéristiques lithologiques du bassin versant mais affirment que les volumes sédimentaires sont fortement dépendants de phénomènes géomorphologiques isolés tels qu'avalanches, débâcles glaciaires, glissements ou laves torrentielles. Selon Bravard et Petit (2000), les cours d'eau sont bien plus un agent d'évacuation de matériaux produits par des processus autres que fluviaux qu'un agent d'érosion au niveau du bassin versant. La quantité de matériaux évacuée à l'exutoire d'un bassin versant ne rend donc que partiellement compte de l'érosion qui s'exerce sur les versants et plus généralement sur l'ensemble du bassin. Ainsi, la charge spécifique des cours d'eau est plus faible à l'aval des grands bassins versants qu'à l'aval des petits bassins, en raison du stockage croissant de la charge en transit, par exemple dans les plaines alluviales (Bravard et Petit, 2000)<sup>49</sup> ou, en milieu montagnard, sur des sites locaux, sans pour autant rentrer dans le système fluvial. Phillips (1991) montre, dans le piémont des Appalaches, que la charge alluviale mesurée à l'exutoire ne constitue que 10% des volumes érodés dans le bassin versant et plus des trois-quarts (76%) des matériaux sont stockés sous forme de colluvions en pied de versant.

<sup>45</sup> Signalons à ce sujet la dendrochronologie, la silénométrie (basée sur le *Silene acaulis*, plante arctico-alpine utilisée avec le même principe que pour la lichenométrie), la corticométrie, la lichenométrie, la pédologie (chrono-séquences), le *Schmidt Hammer*, la téphrochronologie, la chronologie des varves etc.

<sup>46</sup> Soit p. ex. EUROSEM, WEPP, LISEM ou CREAMS.

<sup>47</sup> Soit p. ex. USLE ou PSIAC.

<sup>48</sup> Soit p. ex. SWAT ou AGNPS.

<sup>49</sup> Ce principe est particulièrement vérifié pour la charge de fond, alors que les matériaux transportés en suspension parcourent en moyenne des distances beaucoup plus longues (Bravard et Petit 2000 : 102).

#### 5.4.4.2 Méthodes de quantification

**Les approches morphométriques ou morphologiques s'avèrent utiles pour quantifier l'érosion et le volume d'accumulation sédimentaire volumique en géomorphologie fluviale** (Otto et Dikau, 2004 ; Morche et al. 2007). En disséquant par exemple le chenal en différents tronçons homogènes, la cartographie géomorphologique est un **outil-clé pour l'analyse des systèmes géomorphologiques**, servant de base pour le développement des modèles qualitatifs de cascade sédimentaire. Des réservoirs sédimentaires peuvent ainsi être calculés pour des bassins versants entiers ou des **tronçons de chenaux d'écoulement** (Morche et al. 2007).

Des méthodes de quantification **des flux de matières sur un versant ou au sein d'un cours d'eau** ont été proposées pour tous les processus à différentes échelles. Une synthèse exhaustive est proposée par Beylich et Warburton (2007). Pour mesurer les différents flux de matières actuels possibles sur un versant, deux catégories de méthodes sont utilisables (Delannoy et Rovéra, 1996 ; Otto, 2006 ; Krautblatter et Dikau, 2007) :

- les méthodes ponctuelles ou à la source (par ex. piégeage de débris au pied de petites parois de quelques m<sup>2</sup>, implantation de piquets gradués, échantillons de roches calibrés soumis à dissolution ; traçages de peinture), relativement précises et appliquées généralement à de **petits cours d'eau** ;
- les méthodes globales ou au « puits » (par ex. cubage de matériaux accumulés au pied de grandes corniches ou stockés dans des retenues artificielles), encore plus fiables que les **précédentes pour apprécier l'érosion à l'échelle d'un bassin versant**, mais la détermination des masses ou volumes exportés est délicate en raison du **problème posé par l'évaluation de la surface exactement touchée par l'érosion**.

Pour de grands bassins versants, les estimations de **taux d'érosion sont déduites dans le cours d'eau directement ou à l'exutoire** du bassin versant (Otto, 2006), en faisant appel par exemple à certains isotopes tels que le <sup>137</sup>Cs ou le <sup>210</sup>Pb (O'Farell et al. 2007). **A l'échelle de petits bassins versants, l'application de traceurs s'appuyant sur des propriétés magnétiques ou radioactives est régulièrement utilisée pour évaluer quantitativement l'érosion d'un sol et connaître l'origine** et/ou le mouvement des sédiments sur le versant (Latulippe et Peiry, 1996 ; Schwer et al. 2000 ; Johnson et Warburton, 2002 et 2006). **La photogrammétrie et l'analyse de profils en travers** ou longitudinaux successifs (Lahousse et Salvador, 2002 ; Veyrat-Charvillon, 2005 ; Veyrat-Charvillon et Mémier, 2006 ; Johnson et Warburton, 2006) ainsi que la luminescence optique (OSL) (Thompson et al. 2007) sont également utilisées.

**Il n'en demeure pas moins que malgré le panel des méthodes et des techniques à disposition, l'établissement d'un budget sédimentaire à l'échelle d'un bassin versant est une entreprise délicate, d'autant plus que la superficie est grande**, en raison de la variabilité, de la diversité et de la complexité des processus géomorphologiques mis en jeu (Vandenberghé et Vanacker, 2008). De plus, une estimation annuelle des flux de sédiments néglige la variabilité intra-annuelle et ne reflète **pas l'intensité et la fréquence des événements géomorphologiques** (Schmidt et Morche, 2006). De ce fait, **l'importance relative entre des épisodes d'approvisionnement sédimentaire continus par rapport à des événements épisodiques doit être mise en évidence et connue** (Beylich et Warburton, 2007).

## **5.5 Conclusions**

Les éléments présentés dans ce chapitre ont permis de mettre en évidence la complexité des **processus et paramètres contrôlant l'occurrence des laves torrentielles, lesquels demeurent encore** en partie méconnus. Ceci concerne avant tout les aspects géomorphologiques au sens large, car les recherches menées en hydrologie permettent depuis longtemps de modéliser les écoulements de **manière satisfaisante à l'intérieur des petits systèmes torrentiels.**

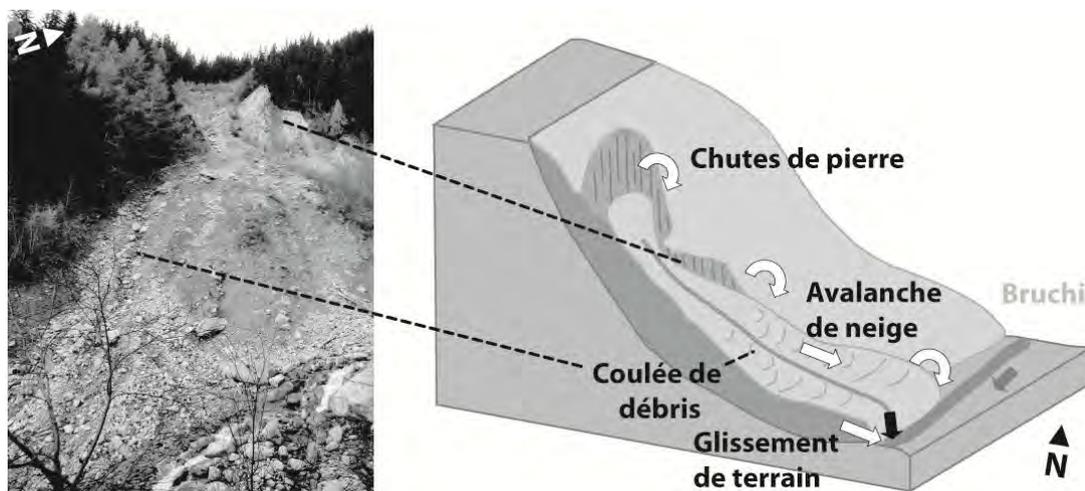
**L'hétérogénéité des résultats obtenus** par Bardou (2000) en appliquant, sur un même torrent, **différentes formules d'estimation de volumes sédimentaires en est un exemple, au même titre que le** chapitre traitant de la diversité des contextes géomorphologiques dans lesquels se produisent des laves torrentielles. Si des **données d'intensité et de fréquence peuvent être corrélées à l'occurrence** de phénomènes de charriage dans des systèmes où la quantité de sédiments est considérée comme étant illimitée, le fonctionnement des systèmes contrôlés par le degré de remplissage du chenal est plus difficile à analyser. Aussi, nous proposerons dans le chapitre suivant une méthodologie de cartographie géomorphologique adaptée à ces systèmes, dont le raisonnement est avant tout porté sur les transferts sédimentaires qui contribuent à alimenter le chenal principal. Notre méthode sera **par la suite appliquée au torrent du Bruchi, l'un des deux systèmes torrentiels étudiés dans ce travail,** puis discutée (ch. 8 et 9)

## 6 Méthodologie de cartographie

Ce chapitre présente notre méthode de cartographie géomorphologique de la dynamique sédimentaire applicable aux petits bassins versants de montagne. Si cette méthode se base partiellement sur des réflexions déjà esquissées ou des concepts existants (principe de cartographie d'unités géomorphologiques, cartographie de stocks sédimentaires, connectivité de différents compartiments paysagers, influence de la végétation sur les processus géomorphologiques, utilisation d'outils permettant de générer un réseau hydrographique à partir d'un modèle numérique d'altitude ou symbologie pour la cartographie), elle s'avère novatrice tant du point de vue du type de système géomorphologique étudié et de l'échelle choisie (les petits bassins versants torrentiels) que de l'application finale : l'estimation quantitative des transferts sédimentaires aboutissant dans un chenal.

### 6.1 Introduction

Cartographier la dynamique sédimentaire d'un bassin versant revient à cartographier : a) les processus d'altération et d'érosion (correspondant généralement aux zones fournissant la charge sédimentaire) ; b) les zones de transit des matériaux et c) celles où le matériel se dépose. Cependant, à grande échelle, l'observation des processus géomorphologiques montre que des processus interagissent, rendant complexe une cartographie basée sur la distinction entre les formes d'érosion et d'accumulation. La fig. 6.1 illustre ceci sur un secteur du bassin versant du Bruchi, l'un des deux sites d'étude retenus. Les glissements de terrain peuvent induire des chutes de matériaux de tailles diverses à partir des niches d'arrachement. Les masses glissées sont entaillées par les eaux courantes et plus ou moins complètement évacuées vers le chenal principal (Bruchi), où elles alimentent la charge fluviale transitoire<sup>1</sup>.



**Figure 6.1** Exemple de problème de cartographie sur un glissement de terrain approvisionnant en matériaux le torrent du Bruchi. A petite échelle, toute la zone apparaîtrait comme une zone ravinée contrôlée essentiellement par des processus fluviaux alors qu'à grande échelle, de nombreux processus sont présents.

<sup>1</sup> Un cas similaire a été étudié par Dumas et al. (1987), qui montrent que consécutivement à l'action de ces processus, les versants tendent vers une certaine régularisation. Mais les voiles d'éboulis sont très sensibles aux processus de ruissellement et de glissement superficiel, lesquels entraînent une exhumation des abrupts et une reprise des mouvements de gravité. Postérieurement aux glissements, les abrupts de tête et les masses déplacées sont le point de départ d'une évolution multiforme sous l'effet d'autres processus. Les abrupts de tête, dès qu'ils dépassent quelques mètres de hauteur, sont affectés par divers processus de gravité : écroulements, éboulements et éboulisation. Ces processus peuvent coexister ou se relayer dans le temps.

## 6.2 Cartographie des systèmes torrentiels : méthodologie développée

La méthode développée s'applique à la cartographie des processus prédisposant un bassin versant à produire des laves torrentielles sous l'angle des stocks de matériaux disponibles dans le bassin versant, plus précisément le bassin de réception ou la zone qui sera considérée comme fournissant l'essentiel de la charge sédimentaire d'un cours d'eau. Le phénomène lave torrentielle correspond ici au sens de *debris torrent* ou *channelised debris flows* (Sterling et Slaymaker, 2007) et non aux coulées boueuses non chenalisées et sans rigole pré-existante se déclenchant sur des versants ou aux phénomènes de liquéfaction de glissements de terrain. La méthodologie présentée se divise en plusieurs étapes conceptualisées à la figure 6.2.

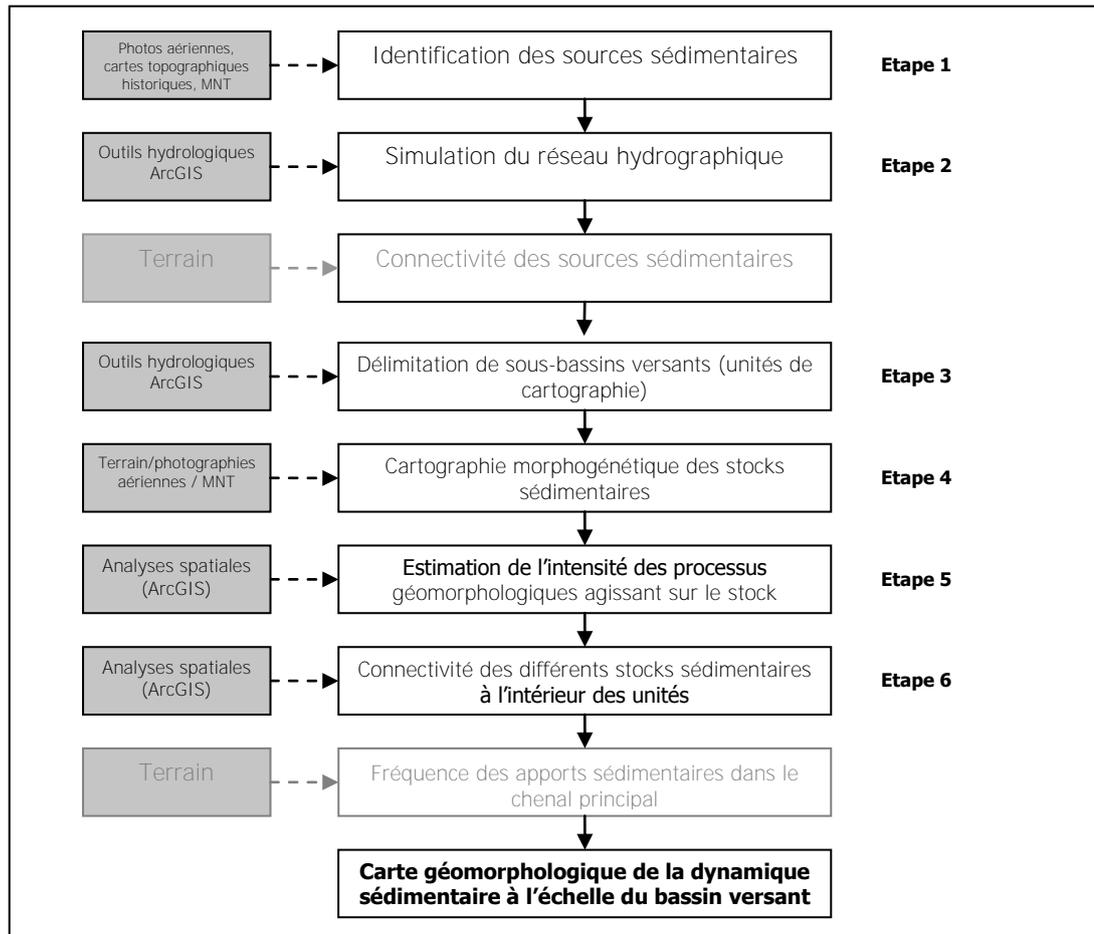


Figure 6.2 Flow-chart de la méthodologie de cartographie géomorphologique dynamique.

### 6.2.1 Identification des sources sédimentaires (étape 1)

Les sources (sédimentaires) sont l'ensemble des unités géomorphologiques d'un bassin versant qui contribuent ou ont contribué de manière effective à la formation des différentes charges véhiculées par le réseau hydrographique (Bravard et Petit, 2000). Si la charge en suspension constitue l'essentiel des volumes transportés par les cours d'eau, notre méthodologie concerne surtout la **charge grossière** susceptible d'alimenter un chenal et qui transite de manière discontinue au sein du réseau hydrographique. L'identification précise et correcte des zones sources est une étape nécessaire avant de commencer le processus de cartographie. Cette approche peut être réalisée sur la base de différents documents tels que les photographies aériennes, les cartes topographique et/ou géologique ou des documents d'archives. Le bassin de réception ne correspond pas toujours aux limites topographiques supérieures du bassin versant, comme dans la plupart des modèles classiques.

## 6.2.2 Simulation du réseau hydrographique, connectivité des sources sédimentaires (étape 2)

Toutes les aires potentielles d'un bassin versant ne sont pas soumises à l'érosion. L'analyse des processus **passés et présents** permet de délimiter les aires contribuant réellement à l'injection de la charge solide dans le système fluvial (Bravard et Petit, 2000). En règle générale, on considère que les espaces produisant réellement des sédiments couvrent des surfaces très peu étendues dans les milieux tempérés. **La simulation du réseau hydrographique est réalisée à l'aide des outils hydrologiques développés dans ArcGIS<sup>2</sup>, permettant d'extraire une multitude d'informations d'ordre morphométrique sur la base de MNT à haute résolution (ch. 3).** Ces algorithmes sont utilisés depuis plus de deux décennies (Vogt et al. 2003) mais la typologie et les attributs morphométriques des bassins versants sont un important domaine de recherche depuis plus de soixante ans (Mark, 1984).

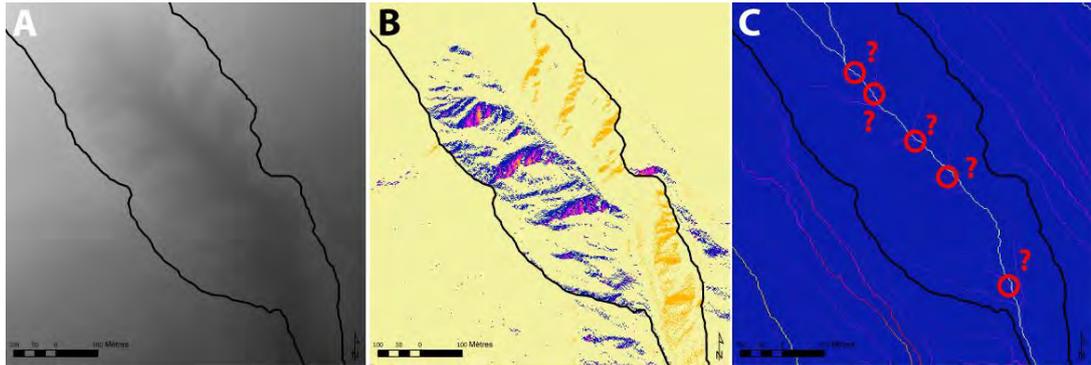
### 6.2.2.1 Connectivité des zones sources

La (dé)connectivité à l'intérieur et entre différents compartiments d'un bassin versant affecte l'extension et le taux de transfert de l'énergie et des matériaux au sein du bassin versant (Fryirs et al. 2007). La connectivité des zones sources sédimentaires avec le chenal principal est d'une importance particulière dans l'évaluation des volumes de sédiments potentiellement mobilisables durant un événement de lave torrentielle (Zimmermann et al. 1997) et elle est souvent corrélée à la connectivité hydrologique (Croke et al. 2005 ; Borselli et al. 2008 ; Michaelides et Chappell, 2008 ; Heckmann et al. 2009). Selon Hooke (2003) et Croke et al. (2005), la connectivité sédimentaire peut être **directe**, par l'intermédiaire de ravines secondaires ou récentes mises en place durant un épisode pluvieux, ou **diffuse**, par ruissellement superficiel. Selon Heckmann et al. (2009), la connectivité définit un système dans lequel la charge grossière se déplace facilement et fréquemment, transportée par des événements de crue normaux, c'est-à-dire avec un temps de retour compris entre 0.5 et 1 an. Borselli et al. (2008) ont développé deux indices de connectivité basés respectivement sur des données géoréférencées (et donc exploitables dans un environnement SIG (Annexe 6.1)) et sur des observations empiriques de terrain.

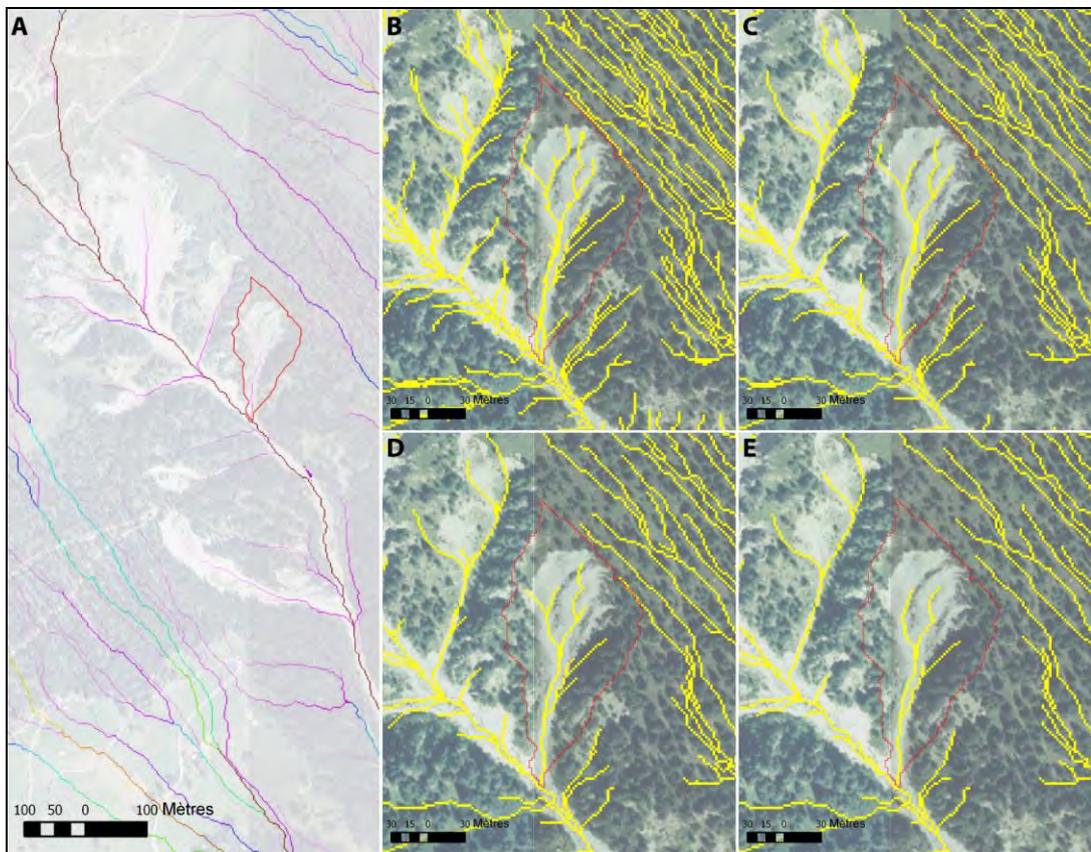
L'analyse de la connectivité permet d'identifier et de sélectionner des unités géomorphologiques contribuant directement à la recharge sédimentaire du chenal (étape 6). Nous distinguons ici la connectivité des zones sources avec le chenal principal et la connectivité des différents stocks sédimentaires au sein d'une même unité d'approvisionnement sédimentaire.

L'évaluation de la connectivité des zones d'approvisionnement en sédiments sur la seule base d'orthophotos aériennes (Schlunegger et al. 2009) pouvant s'avérer erronée ou/et approximative, nous proposons une approche simple combinant l'utilisation d'outils hydrologiques disponibles sous forme d'extension dans le logiciel ArcGIS (Theler et Reynard, 2008b, Fig. 6.3) ainsi qu'une visite de terrain au sein même du bassin de réception. Ces outils se trouvent dans le toolbar *spatial analyst* (du thème *hydrology*). Le travail consiste à remplir d'éventuels pixels vides du MNT à l'aide de l'outil « Fill », puis d'appliquer successivement l'outil « Flow Direction » et « Flow Accumulation ». En travaillant manuellement la symbologie (mise en classe) de ce dernier raster, il est possible de visualiser et de sélectionner les cheminements d'écoulement préférentiels (Theler et Reynard, 2008b, Fig. 6.4).

<sup>2</sup> De nombreux programmes sous forme d'extension (*toolbar*) dans ArcMap ou de logiciels se rapprochant de ce logiciel permettent d'analyser sous l'angle hydrologique les modèles numériques d'altitude (ex. TauDEM, ArcHydro, SinMap, AgWA).



**Figure 6.3** Etapes successives menant à la vérification, sur le terrain, de la connectivité des zones sources de sédiments. A) application de l'outil « Fill » sur le MNT brut (même apparence que le nuage de points brut) ; B) application de l'outil « Flow Direction » ; C) application de l'outil Flow Accumulation. La limite noire correspond au bassin versant d'un torrent. Les points d'interrogation correspondent aux différentes confluences simulées devant être vérifiées sur le terrain. MNT-MO © 2005 Swisstopo (DV023270).



**Figure 6.4** Affichage du réseau hydrographique selon différentes classifications de la couche raster Flow Accumulation. A gauche (A) : affichage général « étiré » (quantitatif) de la couche « Flow Accumulation » ; à droite, zoom sur le bassin versant délimité en rouge sur la figure de gauche (mise en classes manuelle) avec borne supérieure à B) 50 ; C) 100 ; D) 150 ; E) 200 (cellules participant à l'écoulement d'un chenal). Swisssimage © 2005 (DV023268).

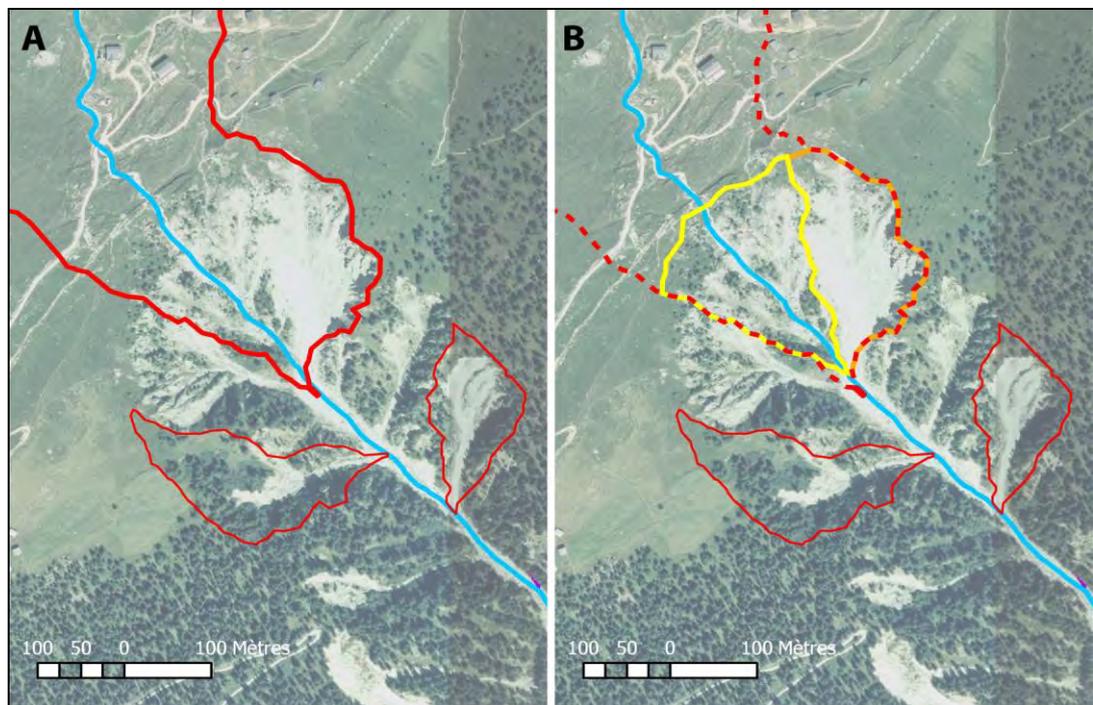
#### 6.2.2.2 Interfluves

Un interfluve est un relief compris entre deux talwegs. Il est constitué de versants, séparés ou non par une surface plane ; la crête d'interfluve désigne la ligne où se partagent les eaux de pluie (p. ex. Derruau, 1988). Les processus géomorphologiques affectant les interfluves se répartissent en mouvements de masse, avalanches, ruissellement superficiel en nappe, ravinement à la surface de versants partiellement dénudés, mouvement particulière et chutes de pierres. Strömquist (1985) a montré que la production de sédiments par ruissellement de surface dû à la fonte nivale était faible

mais montrait une variation locale entre les différents types de couverture du versant. Les plus fortes intensités ont été observées sur des sols soumis à des phénomènes de gélifluxion, où des événements « semi-catastrophiques » tels que des petites coulées boueuses ou l'effondrement de lobes de gélifluxion fournissent des sédiments pour le ruissellement en nappe et concentré de l'ordre de 130 à 240 kg/km<sup>2</sup>/an. Les plus faibles intensités ont été logiquement observées sur des versants couverts de végétation et en suivant le tracé d'anciennes coulées de débris alors que le transport à l'intérieur des ravines a été estimé à 400 kg/km<sup>2</sup>/an sur les versants les plus actifs. De manière générale, les escarpements rocheux surplombant le talweg d'un cours d'eau ne fournissent que très peu de matériel (Johnson et Warburton, 2002 et 2006), de l'ordre de 0.01 à 0.2 mm/a (Matsuoka, 2008). Les interfluves directement connectés au chenal principal sont également cartographiés dans notre méthodologie.

### 6.2.3 Délimitation des unités de cartographie géomorphologique (étape 3)

A partir de la sélection des différentes zones sources, une délimitation automatique des sous-bassins versants correspondant à leur exutoire est réalisée. Ces sous-bassins versants correspondent aux unités qui seront cartographiées d'un point de vue géomorphologique. Seules les zones connectées au chenal principal, permettant un approvisionnement direct de ce dernier, sont cartographiées. La configuration de certaines zones est cependant susceptible d'évoluer à court ou moyen terme, selon les modifications géomorphologiques qui pourraient intervenir dans le système. Une cartographie de ce type est quelque peu novatrice en cartographie (géomorphologique), la tendance générale étant de cartographier la totalité d'un secteur choisi ou la totalité de la carte. Les travaux de Heckmann et al. (2009) sont similaires dans la mesure où le développement d'un indice quantitatif de la connectivité devrait permettre de sélectionner automatiquement les zones couplées dans un bassin versant et à différentes échelles en modélisant les différents processus présents en milieu alpin, afin de limiter les investigations cartographiques. Afin d'obtenir des sous-bassins versants dont la taille corresponde globalement au bassin de réception (et donc à la zone productrice de sédiments), le découpage préalable du modèle numérique de terrain MNT\_MO peut s'avérer utile (Fig. 6.5).



**Figure 6.5** Exemple sans (A) et avec (B) découpage préalable du MNT pour délimiter la zone ravinée. Dans le cas A, les limites du sous-bassin versant (trait rouge épais) s'éloignent beaucoup trop de la zone d'étude contrairement au cas B (limites jaune et orange). Swisimage © 2005 (DV023268).

#### 6.2.4 Cartographie morphogénétique et délimitation des stocks sédimentaires (étape 4)

Les processus de formation du matériel détritique sur les versants et les formes qui leur sont associées sont variés (Mathys et Poesen, 2005). Ainsi, **l'identification des principaux réservoirs de sédiments peut s'avérer délicate mais demeure l'élément central pour l'analyse du transfert sédimentaire à l'aide d'une conceptualisation** sous forme de réservoirs (Beylich et Warburton, 2007). **Le choix d'une typologie des réservoirs retenus peut varier en fonction du contexte morpho-climatique, du degré de détails souhaité de certaines définitions mais aussi en fonction des auteurs<sup>3</sup>, car une certaine subjectivité persiste.** Le groupe de travail SEDIBUD<sup>4</sup> considère deux grandes unités principales au sein desquelles aucune distinction morphogénétique n'est faite :

- les réservoirs du versant : accumulations gravitaires comme des glaciers rocheux, cônes et voiles d'éboulis, lobes de solifluxion et cônes de déjection ;
- les réservoirs de fond de vallée : terrasses de kame, deltas, lacs, terrasses et eskers.

Ces classifications sont avant tout destinées à l'établissement de budgets sédimentaires à l'échelle d'une vallée entière et ne tiennent donc pas compte des caractéristiques géotechniques (taille des éléments, porosité, perméabilité etc.) du matériau meuble ou non consolidé. Ces paramètres sont toutefois un élément-clé dans les processus de déclenchement de laves torrentielles (Sitar, 1994; Cannon et Reneau, 2000). **C'est pourquoi nous proposons une description morphogénétique générale des apports pouvant entrer dans le cycle fluvial du transfert sédimentaire en milieu alpin, en y décrivant les principaux processus ainsi que les formes géomorphologiques correspondantes.** Cette distinction morphogénétique est avant tout destinée à comprendre l'agencement des grands types de formes dans les zones sources du système torrentiel et à visualiser sur la carte géomorphologique finale les types de processus responsables des différentes formations et du transfert de sédiments dans le chenal principal.

##### 6.2.4.1 Le morphosystème fluvial

Les caractéristiques hydrauliques et topographiques des torrents et rivières de montagne n'étant pas homogènes, des **dépôts non consolidés s'accumulent irrégulièrement sur la longueur du tracé** (Fig. 6.6-A1 et A3). Constitués essentiellement **de sables, de graviers, parfois de blocs et d'une fraction fine**, ces dépôts – qualifiés de transitoires – sont facilement remobilisables et généralement **emportés lors d'une crue. Avec le temps et l'activité sédimentaire du cours d'eau, ce dernier s'est creusé et a ainsi formé des terrasses alluviales de part et d'autre de son lit**, formant un réservoir important de matière solide. Si les terrasses peuvent souvent paraître consolidées et stables, elles peuvent à nouveau être érodées et remobilisées comme sources de matériaux charriés en cas de crue, au même titre que **les cônes d'alluvions des torrents et des ravines latérales**. Des coulées de débris peuvent apparaître dans plusieurs endroits du bassin versant, pouvant atteindre le chenal principal. Si elles ne se transforment pas en laves torrentielles, elles constituent une source significative **d'apports en matériaux** (Bardou, 2002 ; Brayshaw et Hassan, 2009). Au niveau du bassin versant, **les cours d'eau sont bien plus un agent d'évacuation du matériau produit par des processus autres que fluviaux qu'un agent d'érosion** (Bravard et Petit, 2000).

##### 6.2.4.2 Le morphosystème structural

Nous considérons les escarpements rocheux comme des stocks sédimentaires à part entière, dans le cas où les lithologies en place sont favorables aux processus d'**altération** (Fig. 6.6-C1 à C3). En effet, de telles zones ont une **importance dans la dynamique sédimentaire d'un bassin versant car elles peuvent avoir le même comportement que des dépôts de matériaux meubles et peuvent même être considérées comme des éboulis récents, l'altération de la roche y étant parfois permanente**. Elles

<sup>3</sup> Schrott et al. (2002) et Otto (2006) distinguent par exemple sept à huit types de réservoirs sur la base de la classification de Ballantyne et Harris (1994). Sánchez (2002) distingue les colluvions composées de fragments gréseux et schisteux, les mouvements complexes composés de fragments gréseux et schisteux, les dépôts éboulements de calcaires, les éboulis calcaires et les éboulis quartzitiques.

<sup>4</sup> Cf. ch. 5.

induisent aussi des périodes d'intense activité (même par faible pluie) suivies de périodes moins dynamiques (Krautblatter et Dikau, 2007). La "périodicité" de ces secteurs est encore en partie méconnue mais suit généralement différents cycles (Fig. 6.6).

#### 6.2.4.3 Le morphosystème gravitaire

Selon Becht et al. (2005), la plupart des zones potentielles à partir desquelles des chutes de pierre se produisent ont une pente supérieure à 40°. **Bien que faible en termes d'apport comparativement aux secteurs d'érosion de berges par exemple, l'ébouilisation est un processus important dans l'établissement d'un budget sédimentaire** (Krautblatter et Dikau, 2007). De nombreuses classifications ont été réalisées, dont celle de Varnes (1978). La solifluxion et la reptation des sols, sur des pentes modérées, affectent essentiellement des formations superficielles (éboulis, moraines, sols de flysch altéré) et présentent des déformations lentes et permanentes (Fig. 6.6-B1). Les vitesses de déplacement sont généralement **de l'ordre du mm/an ou du cm/an** (Matsuoka, 2008) mais peuvent atteindre plusieurs mètres par année lorsque le processus majeur est le fluage (*creeping*), mécanisme de mouvements des glaciers rocheux, par exemple.

Les blocs accumulés suite à des éboulements rocheux sont la plupart du temps non significatifs comme source de matériaux charriables, car ils sont mobilisables seulement dans une petite proportion (fraction fine). Selon la granulométrie des dépôts, les apports seront plus ou moins importants dans le torrent et dépendront directement de la capacité des écoulements. Dans **l'Ilgraben cependant, un éboulement de plusieurs millions de m<sup>3</sup>** au spectre granulométrique correspondant à la rhéologie des laves torrentielles a eu pour conséquence une augmentation des phénomènes torrentiels (McArdell et Badoux, 2007 ; Schlunegger et al. 2009) à partir de 1961. Les **cônes et voiles d'éboulis** constituent des sources de matériaux mobilisables clairement identifiables **dont la granulométrie varie fortement dans l'espace, en fonction de la nature des lithologies qui en sont à l'origine**. Ces formes peuvent **s'apparenter à des formations régolithiques**, résultant de la fragmentation des roches sans que les fragments aient été transportés (Foucault et Raoult, 1997). Les glissements de terrain sont une source importante de sédiments dans de nombreux torrents, mais dont la variabilité spatiale et temporelle (saisonnière) est importante et difficile à estimer (Korup, 2004 ; Mathys et Poesen 2005 ; **Schuerch et al. 2006**). **Lorsqu'ils sont à proximité des cours d'eau, les glissements peuvent interférer sur leurs crues** en augmentant le volume des matériaux charriés ou en formant un obstacle à l'écoulement des eaux (Gabet et Mudd, 2006) et favoriser la création de laves torrentielles **d'amplitude importante** (Malet et al. 2004). Schuerch et al. (2006) ont **calculé sur un secteur de torrent l'apport annuel en sédiments par des glissements de terrain au sein du bassin versant de l'Erlenbach (0.74 km<sup>2</sup>), à l'aide du GPS différentiel. Les valeurs obtenues s'élevaient à 98 ± 15 m<sup>3</sup> (soit en moyenne 0.4 m<sup>3</sup>/j) de matériaux sur une période de 11 mois, avec des volumes maximaux délivrés au chenal durant l'hiver.**

#### 6.2.4.4 Le morphosystème glaciaire

Dans les vallées alpines, **les matériaux morainiques déposés de part et d'autre des cours d'eau** constituent un réservoir important en matériel solide et constituent, **avec les éboulis fins, l'une des sources les plus importantes en matériaux charriés**. Les accumulations morainiques correspondent en général à des formations à dominante sablo-graveleuse, pouvant contenir une fraction argileuse importante. De stabilité très variable, les accumulations morainiques subissent des déformations pouvant engendrer leur effondrement lors du retrait des glaciers (Ballantyne, 2002), par suppression du **confinement entre l'appareil glaciaire et le versant** (Fig. 6.6-F1 et F2). Même si les moraines plus anciennes sont relativement stables, leur composition en fait des réservoirs de matériaux mobilisables importants (Bardou, 2002). Ceci est surtout le cas dans la partie sommitale des bassins **versants, en raison de l'abondance de moraine récente et des instabilités de surface** affectant ces formations. En Grande-Bretagne, Harvey (1977) a montré que le ravinement morainique pouvait fournir la majeure partie de la charge sédimentaire **d'un cours d'eau**, que le seuil de précipitations à partir duquel se produit une forte érosion des versants est de 12 à 15 mm/j, valeur enregistrée 25 à **30 fois par an. La majeure partie des matériaux s'accumule en cônes de débris au pied des ravines**

torrentielles et n'est entraînée que lors des crues ; le débit suffisant ne se produit en moyenne qu'une fois par an, à partir d'un seuil de précipitations de 41 mm/j.

Des valeurs d'érosion de 250 m<sup>3</sup>/m au front de bastions morainiques sont reportées par Bardou et Jaboyedoff (2008). Le till de fond, bien que recouvrant des surfaces énormes, joue un rôle restreint dans la dynamique sédimentaire contemporaine. **Ceci peut s'expliquer par des volumes mobilisables généralement faibles (faible épaisseur de dépôt).** Par contre, la déglaciation de certaines zones **d'altitude libère des matériaux de ce type susceptibles d'être mobilisés et transportés** (Otto, 2006 ; Otto et al. 2009).

#### 6.2.4.5 Le morphosystème nival

Les avalanches qui ont été en contact avec des zones non enneigées ou qui empruntent le chenal **d'un cours d'eau sont en mesure de transporter des matériaux rocheux et/ou ligneux (arrachés aux berges)** en grande quantité (Ancey et Charlier, 1996) (Fig. 6.6-E). Dans ce cas, le profil en long du versant est décisif quant à la possibilité pour le matériau **d'atteindre le cours d'eau**. Le rôle du **phénomène saisonnier qu'est la fusion nivale** sur le transfert sédimentaire et son impact sur la réactivation progressive du réseau hydrographique au printemps a été notamment été mis en évidence par Strömquist (1985) et **Latulippe et Peiry (1996)**. **Un couloir d'avalanche peut être considéré comme un stock d'eau qui créera un écoulement non négligeable au printemps** (Bardou et Delaloye, 2004). Les névés qui tapissent le couloir pourront servir également de plan de glissement aux matériaux générateurs de laves torrentielles. La neige tassée y reste plus longtemps. Il a aussi été montré que le nombre de laves torrentielles **était plus important à la suite d'une année** avalancheuse importante<sup>5</sup> (Bardou et al. 2004a et b).

#### 6.2.4.6 Le morphosystème périglaciaire

Les dépôts meubles situés en zone périglaciaire sont souvent cimentés par de la glace pérenne ou temporaire. La limite inférieure du pergélisol généralement admise correspond aux altitudes suivantes : environ 2'400 m en orientation nord, 2'700 m en orientation sud et 2'550 m en orientation est et ouest (Lambiel, 2006). La présence de permafrost et du mouvement de matériel de **surface sous l'effet de la déformation de la glace s'observe** au travers de différentes formes dont les glaciers rocheux sont les plus spectaculaires. La présence de glacier(s) rocheux actif(s)<sup>6</sup> – contrôlée par plusieurs conditions<sup>7</sup> – peut contribuer à alimenter un chenal temporaire ou des rigoles secondaires en matériaux (Fig. 6.6-B2 et ch. 5). **C'est notamment le cas des glaciers rocheux du Péterey (Zinal, Val d'Anniviers), du Ritigraben (Mattertal) ou de Tsarmine alimentant le chenal du Torrent du Leviau (ch. 5)**. Des déclenchements de laves torrentielles ont été fréquemment observés au front de glaciers rocheux actifs (p. ex. Bardou et Delaloye, 2004b ; Bardou et Favre, 2009) ou dans des accumulations de matériaux meubles situées dans la ceinture de pergélisol discontinu (p. ex. ravine du Dolent analysée par Lugon et Monbaron, 1998). La réaction du pergélisol face au réchauffement climatique pose évidemment le problème de la remontée de sa limite, et, par là, de **l'effet déstabilisant qu'une dégradation de la glace pourrait avoir sur les accumulations de matériel** meuble.

#### 6.2.4.7 Dépôts ligneux, bois flottant

**Dans les cours d'eau drainant des régions forestières de la zone tempérée,** les apports en provenance des forêts riveraines ont de nombreux impacts géomorphologiques sur le chenal

<sup>5</sup> Conférence d'E. Bardou du 30.01.07 sur les phénomènes torrentiels en milieu alpin, UNIL.

<sup>6</sup> On distingue les glaciers rocheux actifs (fluage vers l'aval et présence de glace), des glaciers rocheux inactifs (présence de glace mais absence de mouvement) et fossiles (absence de glace).

<sup>7</sup> Barsch (1996) précise que :

- la zone dans laquelle se développera le glacier rocheux doit être comprise dans la ceinture de permafrost discontinu ;
- du matériel meuble susceptible de devenir sursaturé en glace doit être présent en suffisance ;
- le relief doit être suffisamment pentu pour permettre le *creeping* de la masse de débris rocheux.

d'écoulement en agissant sur (Maridet et al. 1996 ; Consecru, 1996 ; Dufour et al. 2005 ; Bocchiola et al. 2006) :

- la dynamique érosive et sédimentaire (sédimentation des matériaux liée à la diminution des vitesses d'écoulement en amont et granulométrie plus grossière des sédiments à l'aval en raison de l'accroissement des vitesses d'érosion lorsque l'embâcle n'occupe pas tout le lit mineur par exemple) ;
- la morphologie du chenal (dans les cours d'eau de piémont à méandres actifs par exemple, les débris ligneux contribuent à accélérer les recoupements par débordement) ;
- les caractéristiques hydrauliques et les conditions d'écoulement (soit une réduction du débit de pointe par laminage, une augmentation générale de la rugosité du lit et un ralentissement et une diversification des vitesses d'écoulement).

L'accumulation de bois peut créer des embâcles<sup>8</sup>, généralement dans les lits mineurs des cours d'eau. L'impact géomorphologique d'un embâcle est influencé par la position des débris ligneux dans le cours d'eau, la nature de la végétation riveraine ainsi que par les caractéristiques géomorphologiques, la taille et le degré de « domestication » du cours d'eau (Maridet et al. 1996).

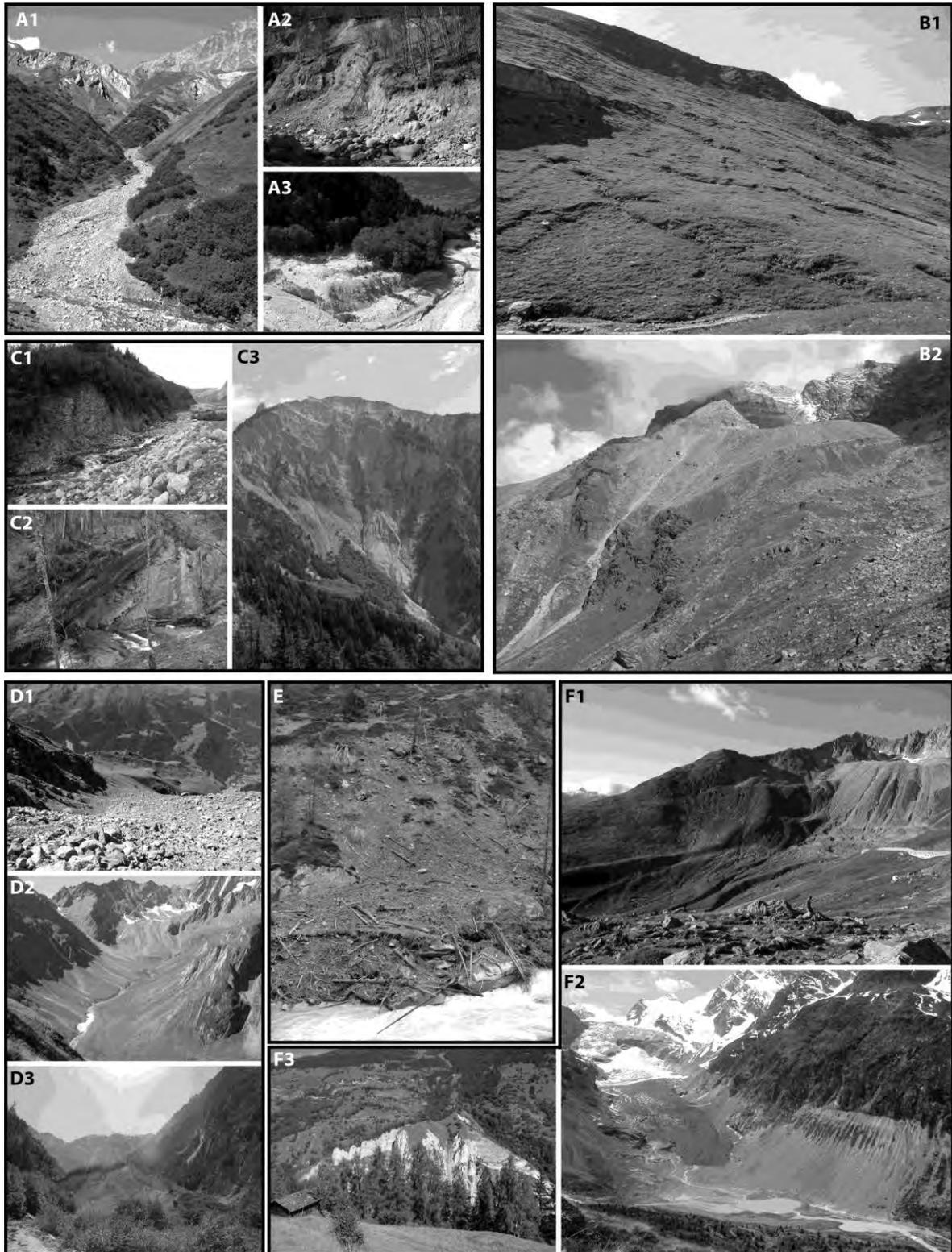
L'embâcle peut augmenter le risque d'inondation en amont lorsque l'occupation du sol de la zone concernée est sensible à l'inondation, notamment lorsque des ouvrages hydrauliques sont obstrués en zone urbaine. Sur les petits cours d'eau de montagne par contre, le bois mort participe à l'équilibre morphologique de la rivière en limitant le transfert de sédiments et en réduisant l'énergie hydraulique (Maridet et al. 1996 ; Bocchiola et al. 2006). Les débris ligneux peuvent se présenter sous la forme de troncs isolés ou d'accumulation formant des embâcles obstruant tout ou une partie du chenal en ne modifiant pas les conditions d'écoulement à l'étiage. Malavoi et Souchon (2002) distinguent les embâcles associées à une fosse de dissipation (pour lesquelles l'écoulement se fait par-dessus l'embâcle avec une érosion à l'aval immédiat) et celles associées à une fosse d'affouillement (lorsque l'eau passe sous l'embâcle).

Les volumes de bois mort d'un cours d'eau français<sup>9</sup> de moyenne montagne oscillent entre 7 et 32 m<sup>3</sup>/ha de chenal (Dufour et al. 2005) alors que les valeurs enregistrées sur certains cours d'eau anglais sont comprises entre 45 et 90 m<sup>3</sup>/ha et celles observées sur des cours d'eau nord-américains peu perturbés par les activités anthropiques atteignent entre 250 et 4'360 m<sup>3</sup>/ha (Gurnell et al. 2002)<sup>10</sup>. Pour qu'une diversification locale des conditions hydro-géomorphologiques se manifeste, des fûts d'une longueur supérieure à la largeur du chenal doivent être retenus dans ce dernier. Les introductions fréquentes et le vieillissement ne sont pas le facteur explicatif de l'entrée de bois dans le système, celle-ci semblant plutôt être contrôlée par la modification morphologique du lit (Dufour et al. 2005). Les effets décrits ci-dessus sont vraisemblablement amplifiés dans les bassins torrentiels, puisque les volumes charriés y sont plus importants.

<sup>8</sup> On peut définir l'embâcle comme une accumulation hétérogène de bois mort. Si l'accumulation se fait le long des rives, on privilégiera le terme de ligne de débris.

<sup>9</sup> Il s'agit du Doulon (affluent de la Senouire, elle-même affluent de l'Allier) dont les caractéristiques sont un chenal unique, une charge grossière, une pente de 0.015 m/m, un bassin versant de 138 km<sup>2</sup> avec des altitudes s'échelonnant entre 495 et 1'205 m d'altitude.

<sup>10</sup> Précisons que ces valeurs sont également liées au mode d'exploitation sylvicole.



**Figure 6.6** Aperçu de formes selon différents morphosystèmes fluviatiles (A), périglaciaire (B), structural (C), gravitaire (D), nival (E) et glaciaire (F) : A1) dépôts fluviatiles transitoires dans le Merdenson de Ferret ; A2) dépôt de kame en rive gauche de la Navisence (mars 2007) ; A3) terrasse fluviatile en rive gauche du chenal de l'Ilgraben ; B1) loupes de gélifluxion en rive droite du Merdenson de Ferret ; B2) glacier rocheux du Péterey, Zinal ; C1) escarpement rocheux surplombant la Reuse du Dolent, Val Ferret ; C2) sapement basal d'un affleurement de Molasse en rive droite du Flon ; D1) voiles d'éboulis en amont du torrent de Lourtier ; D2) tabliers d'éboulis partiellement végétalisés en rive droite de la Dranse de Ferret ; D3) traces du dépôt de l'éboulement de 1961 dans l'Ilgraben ; E) dépôt ligneux d'avalanche dans la Doire de Cogne (Val d'Aoste) ; F1) bastion morainique du Chilchmeng au col du Nufenen ; F2) moraine du PAG du glacier du Mont-Miné ; F3) moraine latéro-frontale de La Luette en rive droite de la Borgne.

## 6.2.5 Activité des stocks sédimentaires

### 6.2.5.1 Approche proposée

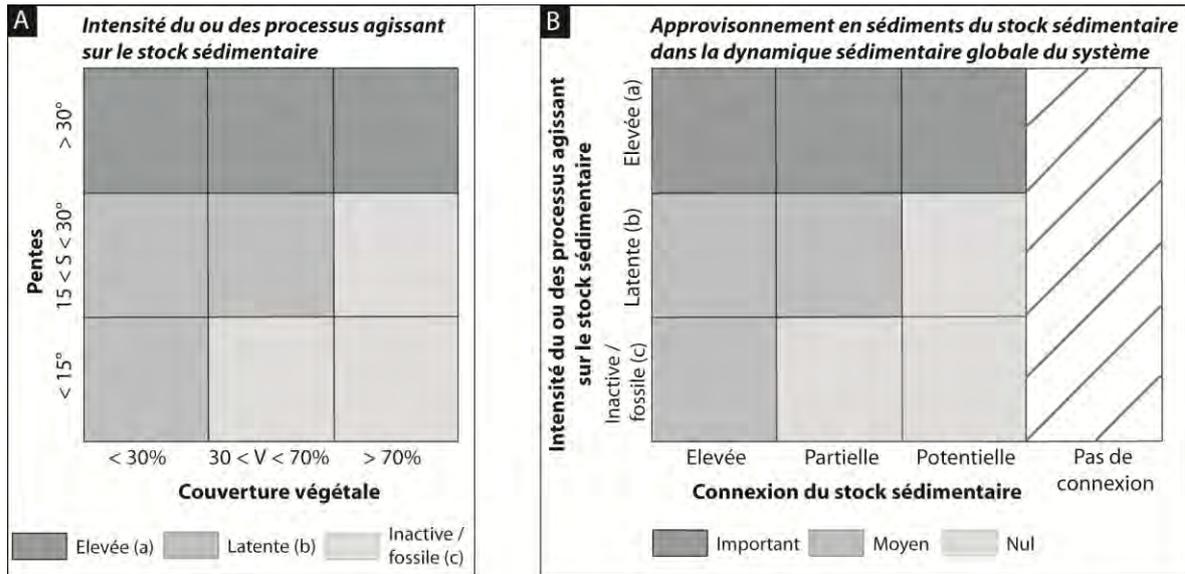
Reprenant les travaux réalisés par Beylich et Warburton (2007), un stock sédimentaire est défini comme étant :

- instable, lorsque le stock est **fréquemment « retravaillé »** par l'activité de processus géomorphologiques contemporains ; ce sont des réservoirs « actifs » sans couverture végétale ou avec quelques lichens comme des escarpements rocheux non végétalisés, des dépôts fluviaux **dans des chenaux d'écoulement**, des cônes **d'éboulis actifs** ou des couloirs **d'avalanches** ;
- semi-actif lorsque le stock **est couvert d'une végétation pionnière** et lorsque celui-ci est seulement « retravaillé » durant des événements dont le temps de retour est compris entre 10 et 100 ans (ex. : cônes de déjection, cônes **et voiles d'éboulis**) ; des espèces de végétation pionnière sont encore présentes ;
- stable lorsque les sédiments qui le composent sont stockés par des processus et des événements **dont l'occurrence a disparu ; il s'agit de réservoirs « inactifs »**, où la végétation mature (**stade d'évolution climacique** ou optimal), **n'apparaît pas bouleversée**. Ces stocks pourraient être modifiés par **des événements extrêmes d'un temps de retour de 100 à 1000 ans** (ex. : **terrasses fluviales élevées, cônes d'éboulis végétalisés, moraines holocènes**).

Pour évaluer l'activité relative d'un stock dans la dynamique sédimentaire de la zone de production sédimentaire, une approche se basant sur la grille de zonation des dangers (OFAT et al. 1997a et b, ch. 4 et 5) a été développée (Theler et Reynard, 2008a et b ; 2010). A la différence de cette dernière, **il n'existe pas de demi-cases** pouvant prêter éventuellement à confusion. Chaque zone de contribution (sous-bassin versant) mise en évidence pour la simulation du réseau hydrographique est **cartographiée en utilisant deux matrices. Quatre types d'informations y sont croisés** (Fig. 6.7) :

- **dans la première matrice, la sensibilité à l'érosion des différentes zones est déduite en confrontant les données de pente et celles de la végétation ; trois classes d'intensité sont déduites : élevée, latente et inactive ou fossile.**
- **la seconde matrice reprend en ordonnée l'information de la première matrice et la croise avec la connexion des différents stocks avec le chenal principal, qui peut être partielle, directe, potentielle et ineffective.**

Cette manière de procéder permet de mettre en évidence le rôle du stock dans la dynamique sédimentaire du torrent au travers de trois classes : faible, moyenne et élevée. Un détail des différentes caractéristiques prises en compte est fourni ci-après.



**Figure 6.7** Matrices d'informations permettant d'évaluer l'activité des stocks sédimentaires dans la dynamique générale du cours d'eau. La trame située tout à droite « pas de connexion » est utilisée à la fois pour les sous-bassins versants non connectés au chenal principal et pour des zones au sein d'une unité morphologique qui ne seraient pas connectées non plus.

#### 6.2.5.2 Pentes

La prise en compte des pentes est centrale pour évaluer l'activité des processus géomorphologiques dans un bassin torrentiel. Selon Bonnet-Staub (2001), la pente minimale d'initiation d'une lave torrentielle est de 20° pour des processus se déclenchant dans des pentes et de 11 à 12° pour des processus de remobilisation de sédiments accumulés dans des chenaux. Dans les dépôts morainiques – plus cohésifs que des sédiments poreux – la pente d'initiation est comprise entre 27 et 38° pour des événements déclenchés par ruissellement concentré agissant en pied de paroi ou de versant. Sur la base de ces valeurs, nous avons défini trois classes de pente (<15°, 15-30°, >30°) (Fig. 6.8). Ces valeurs correspondent à la pente générale d'un cône de déjection (<15°), à l'angle de friction interne (>30°) et peuvent dès lors être appliquées de manière générale en environnement alpin.

#### 6.2.5.3 Couverture végétale

Le rôle de la végétation dans la stabilité des pentes et l'activité des processus géomorphologiques est variable mais peut être d'une grande importance (Greenway, 1987 ; Battany et Grismer, 2000 ; Rey et al. 2004). Baroni et al. (2007) ont montré que des communautés de plantes spécifiques étaient associées à des processus géomorphologiques de fréquence et d'intensité variable. La végétation peut être absente en raison de la forte activité des processus géomorphologiques qui l'empêche de se développer (Latulippe et Peiry, 1996) ou parce que les conditions écologiques de haute altitude ne permettent plus son développement (Molina et al. 2008). Le couvert végétal diminue l'impact des gouttes de pluie et donc l'ablation des substrats ainsi que la quantité, la concentration et le débit du ruissellement<sup>11</sup> sur le sol par son rôle d'interception, grâce aux parties aériennes des plantes. L'interception est fonction de la densité de la surface foliaire et de la structure du couvert végétal mais varie également en fonction des saisons<sup>12</sup>. En forêt, les précipitations inférieures à 2 mm en 24h sont presque intégralement interceptées alors qu'au-delà, pour les événements pluvieux longs ou abondants<sup>13</sup>, l'interception diminue lorsque l'intensité de la pluie augmente, selon une fonction logarithmique (Rey et al. 2004). La végétation joue un rôle de protection mécanique des sols en

<sup>11</sup> Entre des sols dénudés et une forêt, le temps d'écoulement de la pluie peut augmenter jusqu'à 500 fois (Giordano, 1994).

<sup>12</sup> En hiver et en zone tempérée, le rôle intercepteur des espèces à feuilles caduques est nettement ralenti (Andreu et al. 1998).

<sup>13</sup> McIvor et al. (1995) montrent que pour des pluies de plus de 100 mm en 24 h avec une intensité supérieure à 45 mm/h, la végétation (herbeuse) ne joue pas un grand rôle dans la réduction du ruissellement. Ces valeurs correspondent toutefois à des événements extrêmes.

diminuant l'énergie cinétique des gouttes de pluie appelé « effet *splash* » (Geddes et Dunkerley, 1999 ; Borselli et al. 2008) surtout grâce à la végétation buissonnante et herbeuse. Elle stabilise les matériaux meubles par le biais du système racinaire<sup>14</sup> et favorise la sédimentation en retenant les **sédiments érodés plus à l'amont (Rey et al. 2004)**. Par conséquent, la végétation contribue parfois à **déconnecter les parties supérieures et inférieures d'un bassin versant** (Borselli et al. 2008) au niveau de leur dynamique sédimentaire.

Trois classes de couverture végétale (>70%, 30-70%, <30%) ont été retenues (Fig. 6.7), basées en partie sur des valeurs proposées par Veyrat-Charvillon et Memier (2006). Ces derniers se sont référés à des travaux menés dans différents contextes lithologiques et morpho-climatiques par Ionesco (1964), Rogers et Schumm (1991), McIvor et al. (1995), Rey (2003) et synthétisés par Rey et al. (2004). **Ionesco (1964) montre que l'eau ruisselle en grande partie jusqu'à une densité de couverture végétale de 70%. Au-delà, l'eau percole, sauf lorsque les sols sont saturés. En-dessous de 70%, la répartition de la végétation joue un rôle : pour une même densité, une répartition homogène de la végétation permet de maintenir un ruissellement diffus, alors qu'une répartition « par plaques » peut favoriser la concentration du ruissellement. Il n'existe cependant pas de relation linéaire entre la production sédimentaire et la couverture végétale (Rogers et Schumm, 1991), un taux de couverture végétale de 15% apparaissant comme une valeur seuil minimale pour que la végétation joue un rôle significatif contre l'érosion alors que McIvor et al. (1995) fixent cette valeur à 40%.** Schrott et al. (2002) utilisent également le paramètre de la couverture végétale<sup>15</sup> pour **évaluer l'activité de stocks sédimentaires, selon quatre classes : 90 à 100% de couverture végétale (pas d'activité), 20 à 90% (activité faible), 20 à 5% (activité modérée), moins de 5% (activité élevée)**. La couverture végétale est déterminée sur la base des photographies aériennes, mais des procédures automatiques existent pour déduire ce paramètre automatiquement à partir du modèle numérique de surface (ch. 10). Le type **de végétation et sa physionomie, bien qu'étant** des paramètres importants, sont considérés implicitement dans ces classes de couverture de la végétation. Ils **feront l'objet d'une** discussion au chapitre 9 et de recommandations au ch. 10.

#### 6.2.5.4 Connectivité des différents stocks sédimentaires au sein des unités

Si la connectivité des zones sources au chenal principal est d'une importance capitale pour l'évaluation des volumes sédimentaires alimentant ce dernier et l'établissement provisoire d'un budget sédimentaire, la connexion des différents compartiments au sein des sous-bassins versants **décrits précédemment l'est** également. Nous avons défini quatre classes de connexions entre les différents stocks situés au sein d'une unité d'approvisionnement sédimentaire (Fig. 6.7) : élevée ou directe ; partielle, potentielle et nulle. Une connectivité élevée signifie que le stock sédimentaire est directement connecté au chenal principal. La connectivité est considérée comme partielle lorsque le stock est connecté en partie au chenal, par exemple en raison de certaines caractéristiques topographiques (**forme concave d'un éboulis dont seule une partie pourrait atteindre le chenal**). La connectivité est **potentielle lorsqu'elle est susceptible d'être effective par l'intermédiaire d'un événement géomorphologique modifiant la topographie actuelle (glissement, éboulement ou phénomènes d'érosion)**. La connectivité est évaluée de manière qualitative sur le terrain, sur la base

<sup>14</sup> La végétation (et plus particulièrement les formations végétales denses comme les forêts de feuillus et de conifères) améliore de façon générale les propriétés physique et chimique des sols, car la pédogenèse y est beaucoup plus importante en raison d'une forte activité biologique et d'un important système d'enracinement. Une litière forestière hétérogène et poreuse (perméable) peut ainsi absorber et retenir plus de 10 mm d'eau (Giordano, 1994).

<sup>15</sup> En plus de la couverture végétale, Schrott et al. (2002) et Schneevoigt et al. (2009) définissent l'activité des stocks sédimentaire à l'aide d'indices géomorphologiques, en comparant des orthophotos prises à différentes périodes. Les stocks ne montrent aucune activité s'il n'y a pas d'influence géomorphologique visible depuis des décennies ou des siècles ; l'activité est faible si des blocs isolés sont visibles sur des zones de pelouse alpine ou des dégâts ont été causés en zone forestière par des avalanches ; l'activité est modérée si des dépôts de laves torrentielles ou des ravines sont bien préservées, suggérant un intervalle de récurrence inférieur à deux ans ; l'activité est élevée si, durant la période d'observation, des formes du paysage telles que les ravines ou les cônes de déjection affichent de fréquents changements par l'intermédiaire de processus géomorphologiques tels que les chutes de pierres ou les laves torrentielles (Schrott et al. 2002).

d'indices géomorphologiques et des pentes notamment. Une approche de ce type est proposée par Borselli et al. (2008).

### 6.2.6 Processus de transfert « retravaillant » les stocks vers le chenal

Dans le contexte géomorphologique alpin général, il est possible de distinguer six types de processus géomorphologiques prédominants dans l'érosion des stocks sédimentaires permettant la recharge en matériel du chenal torrentiel : 1) le ravinement, le sapement basal de pieds de versant et l'érosion latérale des berges ; 2) les chutes de pierres et de blocs provenant généralement d'escarpements subverticaux et l'ébouilisation ; 3) le fluage (glissement) du matériel superficiel sous l'effet de la gravité (processus gravitaires) ou de la glace (processus périglaciaires) ; 4) des processus nivaux comme les avalanches. L'érosion latérale est, pour l'essentiel, une ablation progressive du pied des berges du cours d'eau. Dans les torrents et les rivières de montagne, elle joue un rôle moins important que l'érosion de fond. De plus, elle ne se produit que ponctuellement, selon le type de matériaux. La profondeur de l'érosion dépend de la force érosive de l'eau ou de la lave torrentielle, de la position des sites de production (par ex. extérieur d'un coude) et de la constitution des matériaux mobilisables (Bravard et Petit, 2000). L'importance de l'érosion de berges, comme source de matière solide, dépend principalement de la stabilité des masses attaquées. En cas d'affouillement de pentes stables, seuls de petits paquets de matériaux se détachent. Si par contre les masses érodables sont instables, un glissement de terrain pourra alors être provoqué par l'érosion latérale et une partie importante de matériaux se retrouvera dans le lit du cours d'eau (Schuerch et al. 2006 ; Van Westen et Getahun, 2003). Le contrôle amont ou aval des processus a une importance dans l'origine des apports sédimentaires et la fréquence des transports solides. Les processus dominés par un contrôle amont sont indépendants de l'évolution du chenal, comme les chutes de pierres ou de blocs, alors que le contrôle aval, comme les sapements de pied de versants, deviennent plus productifs lors de l'enfoncement du talweg (Veyrat-Charvillon, 2005).

### 6.2.7 Symbologie

L'un des objectifs de cette thèse était de proposer des extensions de la légende de l'IGUL en lui donnant une orientation « dynamique sédimentaire ». Ces aspects sont abordés dans le vol. II.

#### 6.2.7.1 Symboles adaptés aux systèmes torrentiels

Des symboles spécifiques adaptés aux petits bassins versants torrentiels ont été créés, pour certains issus des réflexions de Bardou (2000). Ces symboles intègrent des éléments hydrographiques génériques (lacs, sources), des objets artificiels ou anthropiques pouvant obstruer l'écoulement des eaux tels que ponts, infrastructures hydroélectriques<sup>16</sup> etc., ainsi que la présence de débris ligneux dans le chenal dont les impacts sur la morphologie fluviale ont été décrits au chapitre 5.

#### 6.2.7.2 Typologie morphogénétique des stocks

Le caractère morphogénétique des stocks sédimentaires est représenté à l'aide d'une trame de couleurs classiquement utilisée et préconisée par Joly (1962), également présente dans la légende de l'IGUL (vol. II, ch. 4), soit : le rouge pour les processus et formes de type structural, le vert pour le fluviale, le beige pour le gravitaire, le rose pour le domaine périglaciaire et le violet pour le domaine glaciaire.

#### 6.2.7.3 Intensité et fréquence des transferts

L'intensité et la fréquence du ou des processus agissant sur un stock sédimentaire est représentée par une flèche, dont la taille est proportionnelle à l'intensité/fréquence du processus. N'est représenté sur la carte géomorphologique que le processus dominant ou majeur.

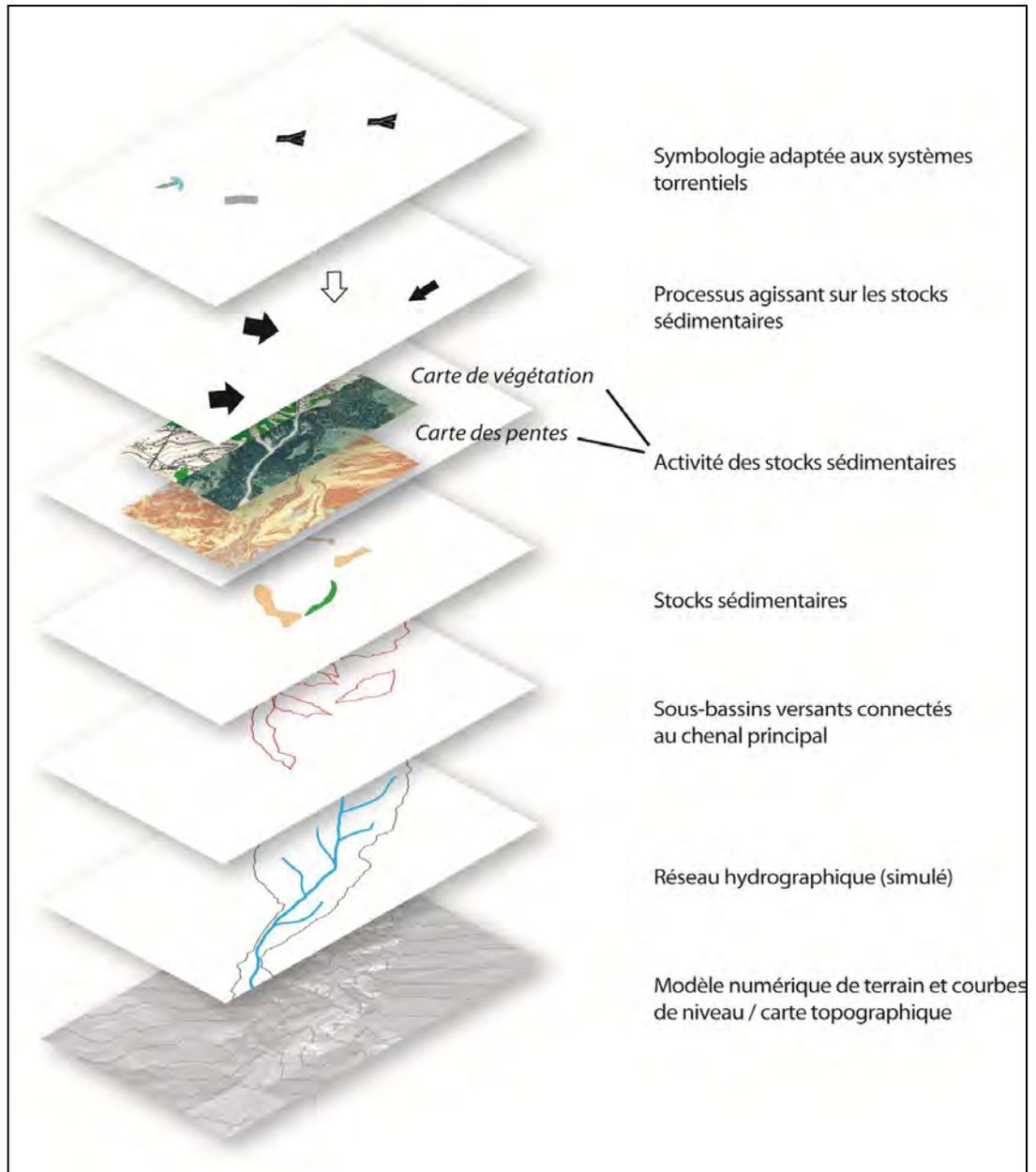
<sup>16</sup> Dans le canton du Valais par exemple, près 230 prises d'eau et 20 barrages peuvent stocker un volume d'eau de 1'150 millions de m<sup>3</sup> provenant d'une superficie de 1'395 km<sup>2</sup>, soit 27% du bassin versant du Rhône. Sur un total d'environ 4000 km de petits et grands cours d'eau, environ 630 km sont touchés de façon importante par des dérivations, dont 350 km où les prélèvements représentent 80% et plus du débit moyen annuel naturel (Theler, 2003).

### 6.2.8 Echelles de cartographie

L'échelle à considérer est avant tout celle du bassin versant, puis, dans un second temps, celle des sous-bassins versants ou zones sédimentaires source de manière individuelle. Au regard de la petite taille des bassins versants étudiés, le 1 : 5'000, voire moins, paraît être l'échelle idéale.

### 6.2.9 Résultat final

La cartographie finale est le produit de la superposition de sept différents niveaux d'information (Fig. 6.8) : un fond topographique ou numérique représentant le relief, le bassin versant du cours d'eau considéré et son réseau hydrographique, les différents sous-bassins versants directement connectés au chenal au sein desquels sont cartographiés les différents stocks sédimentaires et leur activité, les processus agissant sur ces stocks et transférant leur matériel vers l'aval en direction du chenal principal ainsi qu'une symbologie adaptée aux systèmes torrentiels. L'application de la méthode est présentée dans le chapitre suivant.



**Figure 6.8** Résultat cartographique final : superposition de sept niveaux d'information.

## 7 Analyse géomorphologique des périmètres d'études

*Ce chapitre présente les contextes climatique, géologique, hydrologique et géomorphologique des sites d'étude du Bruchi et du Meretschibach. Une attention particulière est portée sur le fonctionnement géomorphologique des bassins de réception des deux torrents, dans lesquels se prépare l'essentiel de la charge sédimentaire transportée par les torrents. Ces bassins de réception sont atypiques d'un système torrentiel classique puisqu'ils ne correspondent pas aux limites supérieures topographiques du bassin versant.*

### 7.1 Introduction

Le choix des sites analysés dans cette étude a été effectué sur la base de trois critères principaux : a) des attentes en matière de gestion et **prévention des dangers naturels, par l'Etat** du Valais qui a cofinancé cette thèse ; b) le fonctionnement géomorphologique complexe des systèmes torrentiels étudiés ; c) **l'absence de données précises sur leur fonctionnement**. En outre, les sites devaient être différents concernant :

- les attributs morphométriques des bassins versants (distribution altimétrique, orientations, surface, accessibilité) ;
- **l'évolution morphogénétique récente du bassin versant ;**
- les caractéristiques et le fonctionnement géomorphologiques des systèmes torrentiels (fréquence et intensité des laves torrentielles et facteurs de déclenchement, végétation).

Sur la base de cette double série de critères, deux sites principaux ont été sélectionnés : le Bruchi et le Meretschibach.

### 7.2 Bruchi

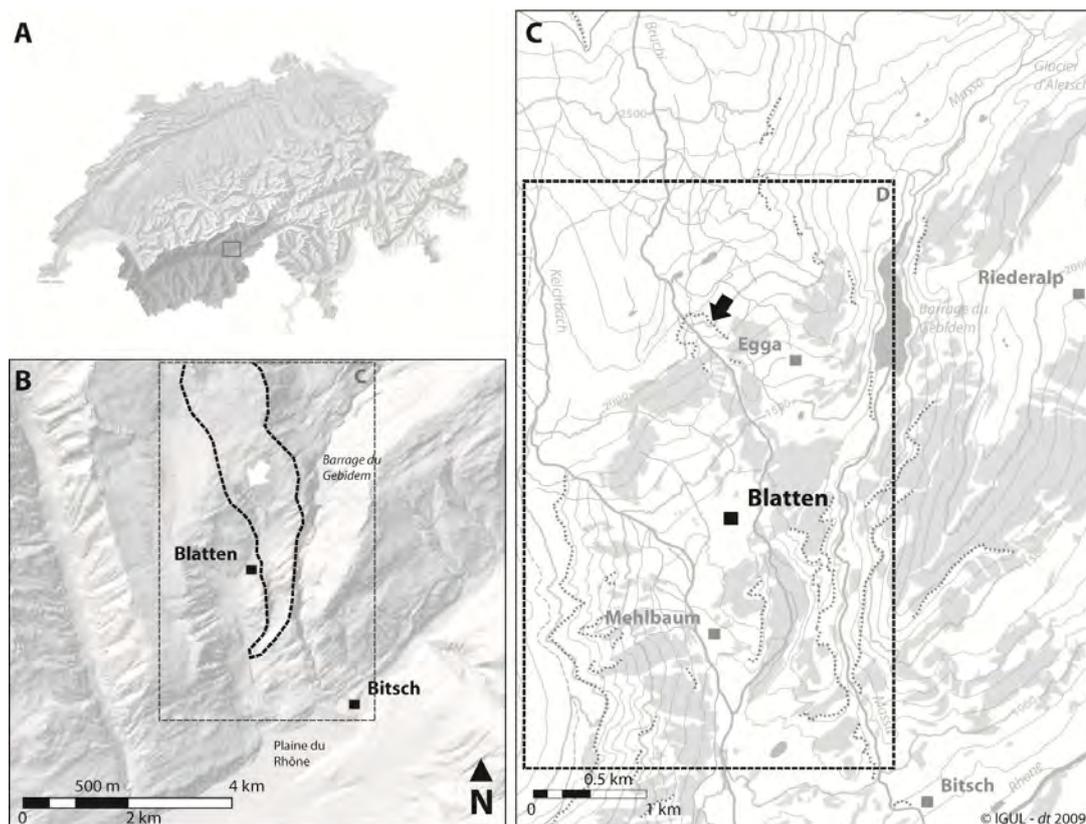
Le torrent du Bruchi<sup>1</sup> est situé dans une vallée s'écoulant en direction du SSE, en rive droite du Rhône, débouchant dans la plaine du Rhône à la hauteur du village de Naters, à proximité de Brigue (Fig. 7.1). Cette vallée est occupée par la station touristique de Blatten bei Naters, reliée aux villages d'altitude de **Bäll et Belalp permettant l'accès à un domaine skiable**. La vallée est drainée par le Kelchbach, dont le Bruchi est le principal tributaire. Elle a une histoire géomorphologique commune avec la vallée de la Massa, **tributaire du Glacier d'Aletsch et située quelques kilomètres plus à l'est**. **Sur divers mandats de l'OFEG et du SFP<sup>2</sup> et du SRCE<sup>3</sup> du canton du Valais, ainsi que de la commune de Naters, le site du Bruchi a déjà fait l'objet de plusieurs investigations** hydrologiques, géologiques (Schmid, 2003 ; Teyssere & Candolfi 2003, 2006 et 2009) et dendrogéomorphologiques (Bollschweiler, 2003 ; Bollschweiler et al. 2007).

---

<sup>1</sup> Ou Bruchji.

<sup>2</sup> Service des forêts et du paysage.

<sup>3</sup> Service des routes et **cours d'eau**.



**Figure 7.1** Localisation du Bruchi et de son bassin versant (en traits-tillés noirs (B)). La zone D sur la figure C correspond au levé géomorphologique réalisé. Les flèches blanches (B) et noire (C) montrent l'emplacement de la zone ravinée correspondant au bassin de réception du Bruchi, au sens géomorphologique du terme, où ont été réalisées la plupart des études et des mesures.

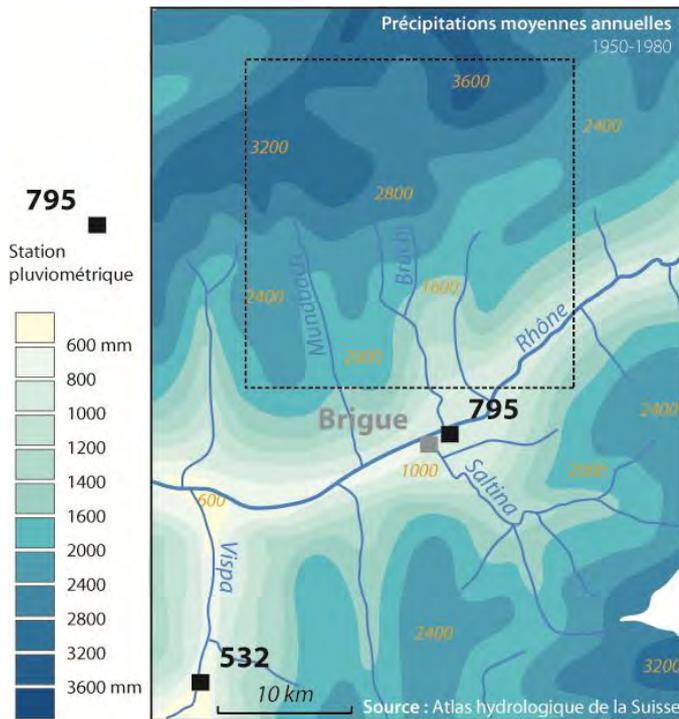
## 7.2.1 Contexte climatique local

### 7.2.1.1 Données MétéoSuisse

La station de Brigue (671 m), située à proximité du site d'étude, présente les caractéristiques pluviométriques suivantes (Tabl. 7.1) :

**Tableau 7.1** Précipitations moyennes à la station pluviométrique et climatologique de Brigue (671 m) relevées à proximité du bassin versant du Bruchi (PH : précipitations hivernales ; PP : précipitations printanières ; PE : précipitations estivales ; PA : précipitations automnales ; PAn : précipitations annuelles). Source : Reynard (1999).

N°	Lieu	Période	PH [mm]	PP [mm]	PE [mm]	PA [mm]	PAn [mm]
7130	Brig	1864-1903					709
7130	Brig	1901-40	179	197	151	198	725
7130	Brig	1901-60					723
7130	Brig	1971-80					740
7130	Brig	1981-90					760



**Figure 7.2 A)** Précipitations annuelles moyennes [en mm] sur la région du Bruchi (valeurs corrigées). Source : Atlas hydrologique de la Suisse.

#### 7.2.1.2 Données récoltées par la station (juin 2007-novembre 2009)

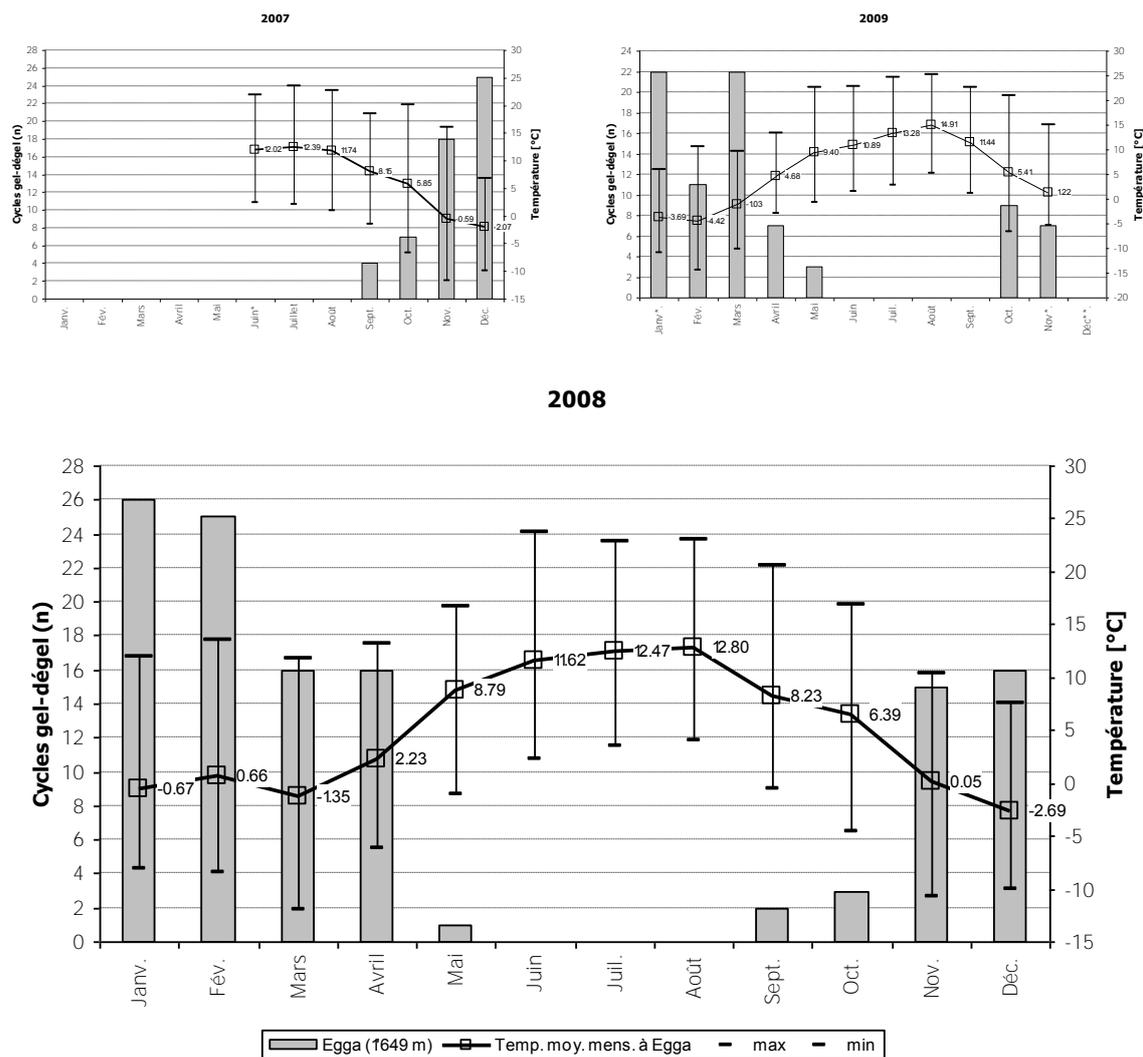
La station n'étant dotée que d'un pluviographe, la quantité totale de précipitations tombée au cours des différentes années de mesures n'est pas calculable. Les données de températures enregistrées par la station de Egga (1'649 m) affichent une température moyenne annuelle de 4.9 °C (températures maximale de 23.7°C en juin et minimale de -11.9°C en mars). En extrapolant les données à l'altitude 2'000 m – soit grossièrement à l'altitude moyenne de la zone ravinée – à l'aide des gradients de Bouët<sup>4</sup> (1985), la température moyenne annuelle est de 2.8°C.

L'analyse des données<sup>5</sup>, enregistrées à un pas de temps d'une heure, a permis de calculer le nombre de cycles de gel-dégel météorologiques à l'altitude de la station (Fig. 7.3). Un tri dans les données a d'abord été effectué, en supprimant toutes les données enregistrées à un pas de temps de 10 minutes lors d'événements pluvieux. Ces cycles présentent une certaine variabilité inter-mensuelle durant les différentes années de mesure. Pour l'année 2008 où les mesures sont complètes, ces cycles existent entre les mois de septembre et de mai (9 mois) et sont au nombre de 120, avec une prédominance durant les mois de février (24), mars (20) et avril (24) (Fig. 7.3).

<sup>4</sup> Soit pour la tranche altitudinale 1'500-4'000 m (en °C/100 m) :

Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	<b>Annuel</b>
0.54	0.56	0.58	0.61	0.63	0.63	0.63	0.61	0.59	0.57	0.55	0.54	<b>0.59</b>

<sup>5</sup> Les données des années 2007 (enregistrement des mesures à partir de juin) et 2009 (enregistrement des données jusqu'au 17 novembre) sont incomplètes.



**Figure 7.3** Températures mensuelles moyennes mesurées à la station de Egga pour les années 2007 (juin à décembre), 2008 et 2009 (janvier à mi-novembre) et nombre de cycles gel-dégel calculés pour ces différentes périodes au niveau de la station (1'649 m) et à 2'000 m.

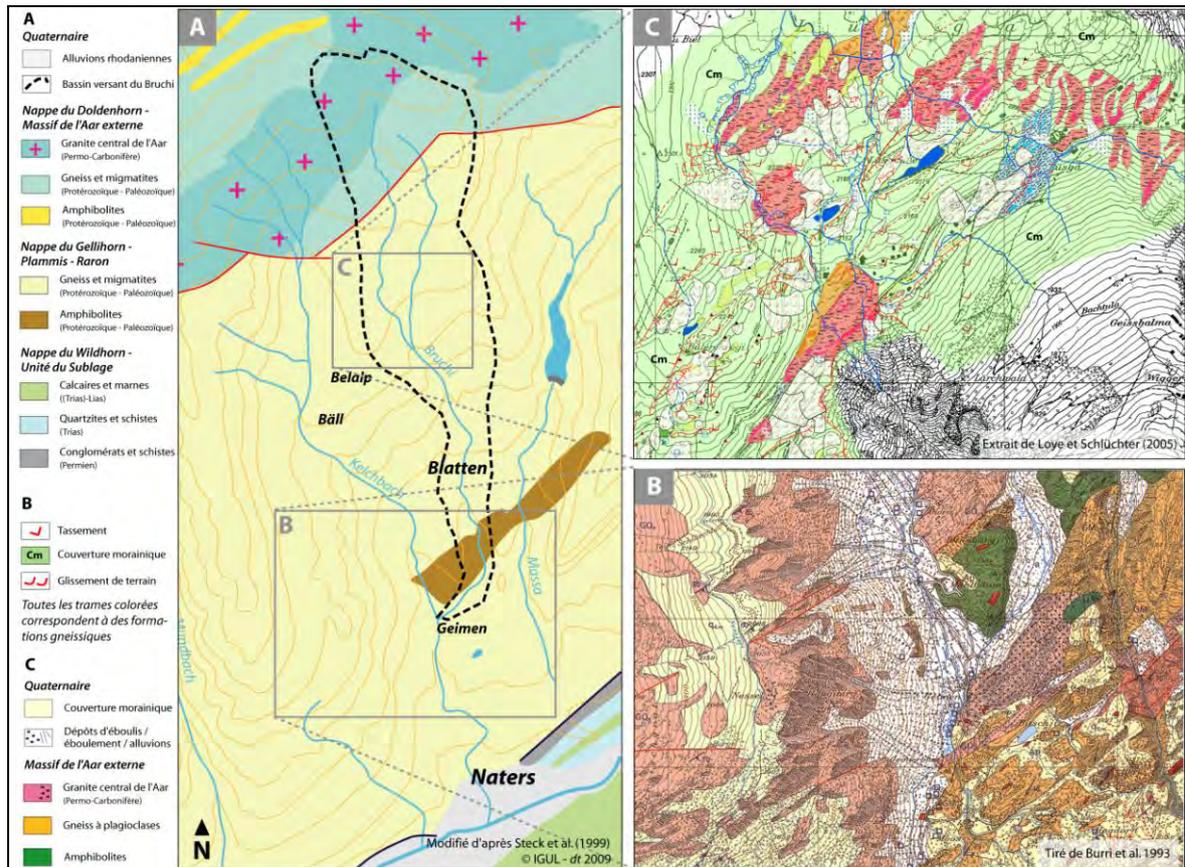
### 7.2.2 Cadre tectonique et géologique

A l'échelle régionale, les vallées drainées par le Kelchbach et la Massa, creusées par le Glacier d'Aletsch, s'insèrent, du nord au sud, dans (Steck et al. 1999 et 2001) :

- la nappe du Doldenhorn, couverture de la partie externe du massif cristallin de l'Aar au sein de laquelle elles sont taillées dans le granite central de l'Aar d'âge Permo-carbonifère ( $297 \pm 2$  MA) et des gneiss et migmatites d'âge Protérozoïque à Paléozoïque, lesquels sont séparés de l'ensemble géologique sous-jacent par de grandes failles de direction NE-SW ;
- la nappe de Gellihorn-Plammis-Raron, couverture de la partie interne du massif de l'Aar, formée ici de gneiss et migmatites d'âge contemporain à ceux de la nappe du Doldenhorn ;
- l'unité du Sublage (nappe du Wildhorn), qui affleure sur le tracé du Kelchbach à la hauteur de Naters sous forme de conglomérats, schistes pélitiques et tufs rhyolithiques du Permien, de quartzites, dolomies et évaporites du Trias et de calcaires et marnes du Lias.

Le plongement axial du noyau cristallin est de direction SSW (Steck, 1966 et 1984 ; Steck et al. 1999). Le système torrentiel et plus précisément son bassin de réception est entièrement taillé dans la nappe helvétique du Gellihorn-Plammis-Raron. D'un point de vue lithologique, le site se caractérise par une prédominance de gneiss et de migmatites datant du Protérozoïque – Paléozoïque (Fig. 7.4-

A) soit des gneiss de composition granitoïde, d'une lentille d'amphibolites et des paragneiss (Steck, 1966 et 1984).



**Figure 7.4** A. Esquisse tectonique (d'après Steck et al. 2009) ; B. Extrait de la carte géologique de la feuille Brigue (Burri et al. 1993). La carte géologique 1269 Aletschgletscher étant en cours de publication, seules des esquisses sont actuellement disponibles<sup>6</sup> ; C. Extrait de la carte géologique de la zone amont du Bruchi (d'après Loyer et Schlüchter, 2005).

### 7.2.3 Contexte géomorphologique régional

La géomorphologie (Fig. 7.6) du site d'étude est typique d'une vallée alpine soumise aux fluctuations glaciaires. Le glacier d'Aletsch a grandement façonné les vallées actuelles du Kelchbach et de la Massa. Dans la première, il a déposé des blocs erratiques (7.5-C) et des cordons morainiques dont les traces sont encore bien préservées aujourd'hui, comme à Egga (1'718 m), petit hameau qui s'est développé sur sa moraine tardiglaciaire latérale droite (Fig. 7.5-L) et en amont de laquelle se sont accumulés des dépôts organogènes (Theler et Reynard, 2008a, Fig. 7.5-L) saturés en eau, témoins de la présence ancienne d'un lac qui a évolué peu à peu en tourbière et recueillait les eaux de ruissellement du versant adjacent. A la faveur de lithologies granitiques et gneissiques résistantes, le glacier a poli et moutonné une grande partie des versants, donnant au paysage un aspect de gradins structuraux faisant ressortir la foliation des gneiss sur lesquels s'est développée une faible couverture pédologique. Ces formes sont particulièrement visibles à proximité d'Ahoru et à l'aval du vieux village de Blatten (Theler et Reynard 2008a et b, Fig. 7.5-E). Le glacier d'Aletsch a vraisemblablement ouvert le passage au Bruchi dans sa partie aval en surcreusant le Blindtälli, érodant et isolant de façon différentielle le massif rocheux longitudinal du Blindbärgli (Fig. 7.5-K).

La décompression et la déstabilisation des versants consécutives au retrait glaciaire a favorisé des tassements de versants, comme dans la majorité des vallées alpines autrefois englacées (Cossart et al. 2008). Ces tassements profonds, également appelés déformations gravitaires profondes de versants, qui concernent principalement le versant délimité par les cours du Kelchbach et de son

<sup>6</sup> Fournies par A. Steck.

tributaire le Bruchi, ont été successivement mis en évidence notamment par Steck (1966 et 1984), Schmid (2003) et Loye et Schlüchter (2005) **mais n'ont pas fait l'objet d'études plus approfondies**, bien que cette particularité structurale nous semble avoir un contrôle important sur la préparation de la charge sédimentaire du Bruchi. Cet aspect fera **l'objet d'une analyse** particulière par la suite.

Les structures rocheuses fortement fracturées visibles dans les forêts de Täatschwald et de Lochwald **ainsi qu'une double crête** (Fig. 7.5-J et M) **visible sous la station d'arrivée** du téléphérique de Belalp et se prolongeant **vers l'est** en direction du glacier d'Aletsch confirment cette hypothèse. La grande zone ravinée par le Bruchi qui fait d'ailleurs l'objet de notre étude s'inscrit dans un versant **caractérisé par un fauchage et un important tassement**, ce qui favorise ainsi fortement l'érosion des gneiss<sup>7</sup>. Plus en amont, le Bruchi serpente sur le granite central permo-carbonifère de l'Aar.

Les processus d'érosion ont par la suite principalement été l'œuvre des cours d'eau, comme la Massa qui a incisé de profondes gorges à l'aval du barrage de Gebidem (Fig. 7.5-N), et le Kelchbach qui a incisé une gorge de raccordement en amont de Naters. La rupture de pente (altitude d'environ 2'000 m) à l'aval immédiat des grands épaulements glaciaires<sup>8</sup> (Fig. 7.5-M) a favorisé l'érosion régressive de petits cours d'eau à l'écoulement temporaire – alimenté par des névés persistant dans des couloirs à avalanche – dont la charge sédimentaire peut être élevée et se dépose sous forme de cônes en rive droite du Kelchbach (Fig. 7.5-J). **C'est notamment le cas du Bruchi, dont la totalité de la charge de fond – transportée périodiquement par des laves torrentielles – provient d'une zone ravinée active<sup>9</sup> située à mi-longueur du cours d'eau et qui a fait l'objet d'une** carte géomorphologique détaillée (cf. chapitre 8). Ces dépôts se retrouvent sur un cône de déjection bien développé de 13 hectares (Bollschweiler et al. 2007) mais également dans le Blindtälli<sup>10</sup>, petit vallon rempli par les apports sédimentaires du cours d'eau ainsi qu'à la confluence du torrent avec le Kelchbach, en amont de Geimen, où les sédiments charriés par le Bruchi se mêlent à ceux du Kelchbach et forment deux cônes coalescents (Fig. 7.5-O). **Plus à l'aval, les escarpements dominant les versants de la rive droite du Kelchbach, à l'aval de sa confluence avec le Bruchi, représentent des zones de déclenchement d'avalanches, dont les débris ligneux et rocheux transportés se superposent aux dépôts fluviaux des cours d'eau temporaires** (Fig. 7.5-H). Un escarpement de faille est également bien visible sous ces épaulements glaciaires.

De par sa morphologie générale relativement régulière et en pente légère, ce deuxième cône du Blindtälli **s'apparente plus à une zone d'épandage** alluvial, avec toutefois des indices montrant le passage de laves torrentielles par le passé. Les parois de gneiss qui dominent le vallon du Blindtälli sont surtout favorables au débitage et à la chute de blocs isolés de taille plurimétrique dont l'enchevêtrement se surimpose aux dépôts fluviaux décrits précédemment mais également à la formation de cônes et voiles d'éboulis en pied de versant. La morphologie de cette zone d'épandage suggère et confirme les traces d'événements torrentiels : présence dispersée de blocs de diamètre métrique dont l'éroulé témoigne d'un transport fluvial, surface et topographie irrégulière, traces d'anciens chenaux (Fig. 7.5-D), reliquats de levées naturelles et présence de lobes. Quelques petits niveaux de terrasses actifs au débouché du vallon attestent d'une dynamique alluviale encore active, la morphologie du cours d'eau étant naturelle tout au long de son cheminement dans le Blindtälli. Les différences observées dans la végétation semblent montrer que des dépôts ont été fraîchement déposés.

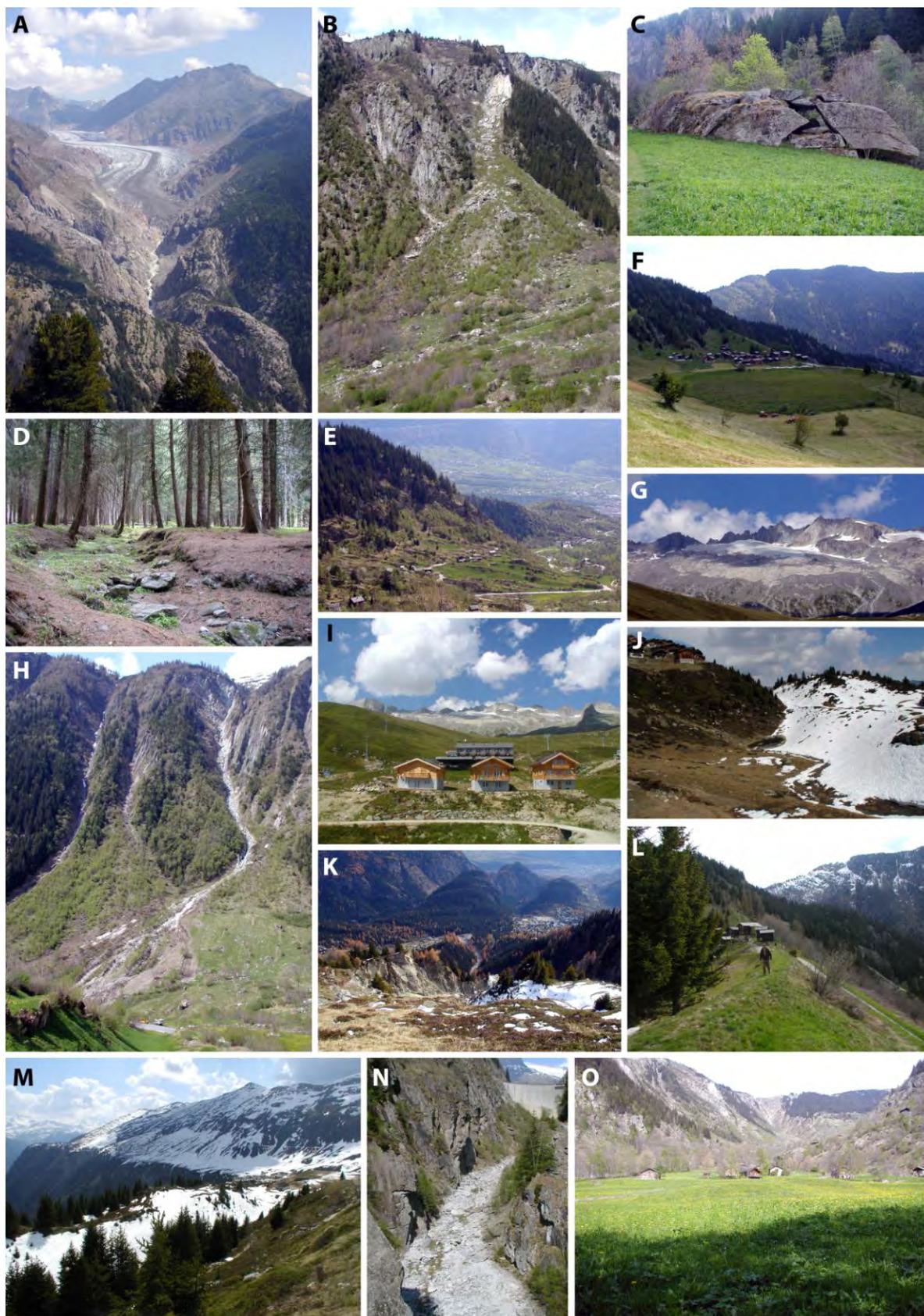
Localement, de petits ombilics ont également été remplis et colmatés par des sédiments fluviaux argileux **déposés par des ruisseaux temporaires au sein desquels subsistent de petits plans d'eau d'étendue très limitée**. Le plus important est celui de Bitschji (1'053 m, au SE de Geimen). Le placage morainique est en effet relativement peu épais, quelques dizaines de centimètres tout au plus.

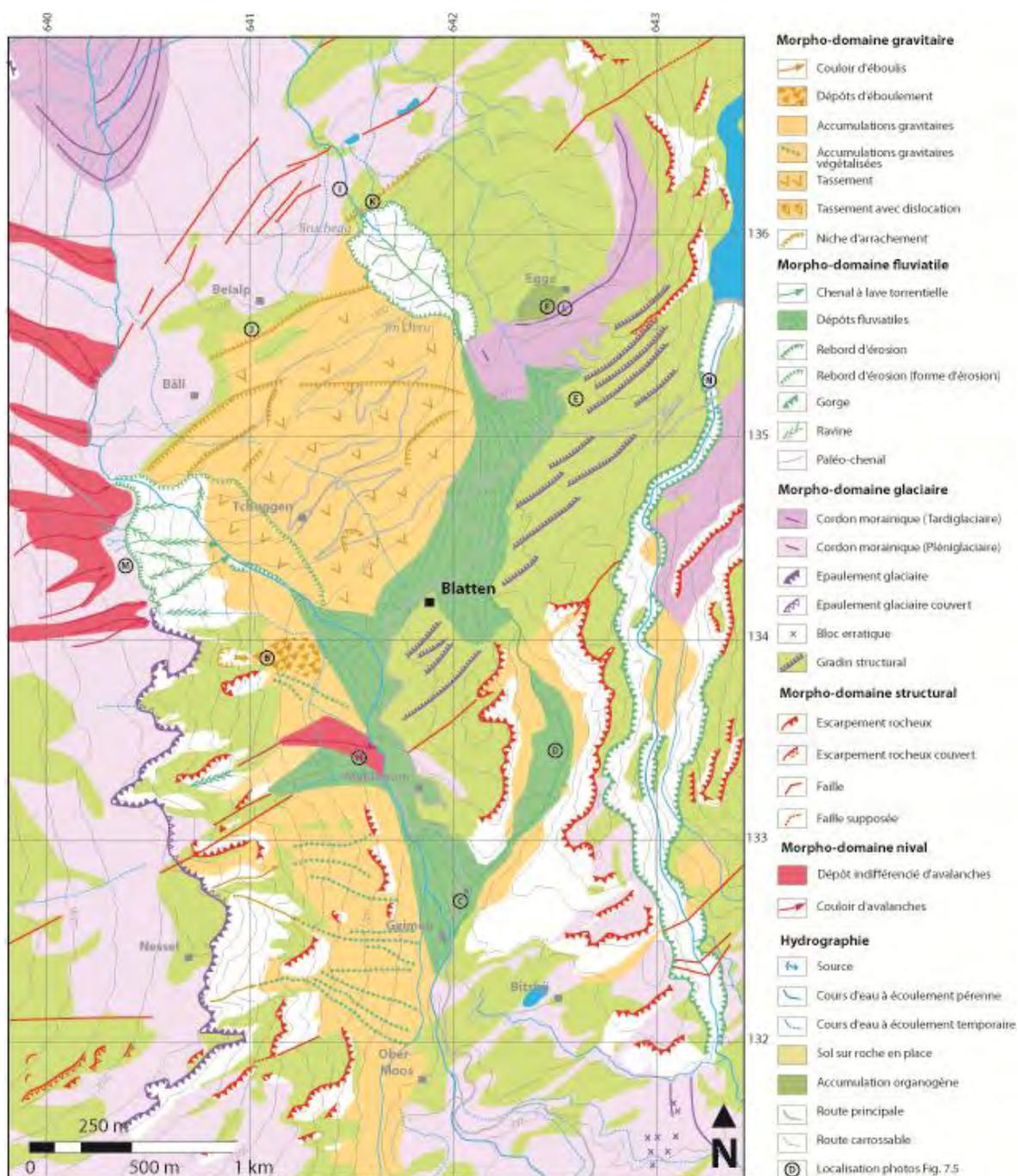
<sup>7</sup> Communication personnelle d'Albrecht Steck du 24 mai 2007.

<sup>8</sup> Sous ces derniers, des reliques de permafrost semblent subsister, dont la dégradation cyclique permet à de nombreux blocs de se détacher.

<sup>9</sup> Ce devait également être le cas pour le Kelchbach, qui a formé une ravine à la même altitude que le Bruchi mais dont la morphologie laisse penser qu'elle est actuellement inactive.

<sup>10</sup> Littéralement « vallon aveugle ».

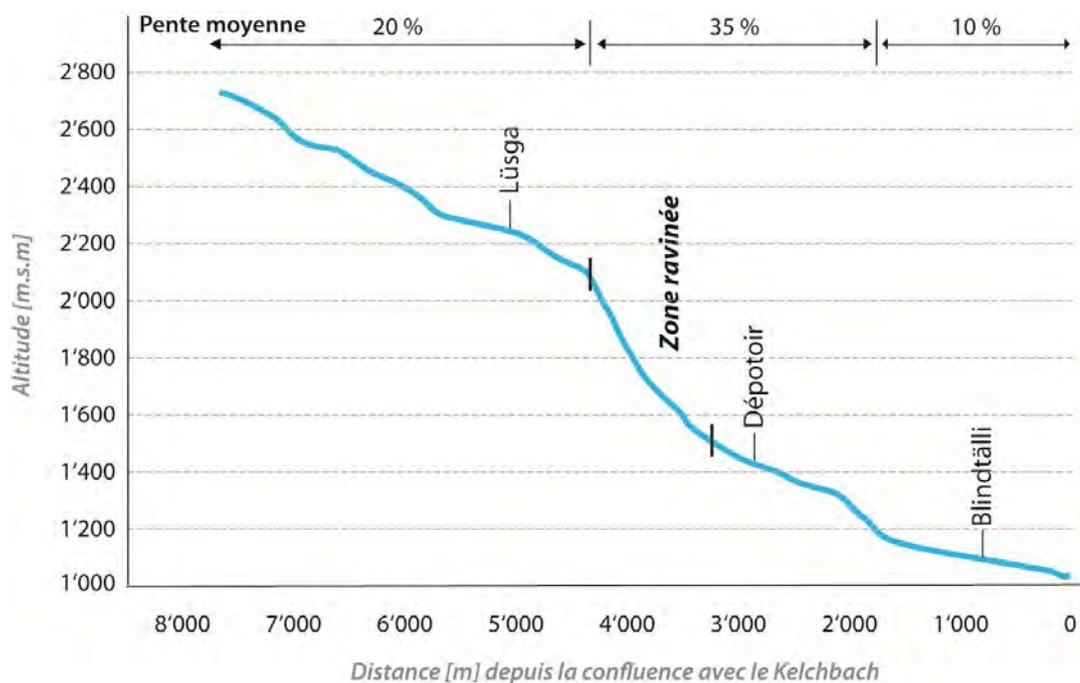




**Figure 7.5** Formes géomorphologiques visibles dans la zone d'étude (bassins versants du Bruchi et du Kelchbach). A) Front du glacier d'Aletsch, vue depuis l'Hotel Belalp ; B) Niche d'arrachement et dépôt d'éboulement en rive droite du Kelchbach ; C) Bloc erratique à proximité de Geimen ; D) Ancien chenal du Bruchi, dans le Blindtälli ; E) Erosion glaciaire en gradins dans la région de Blattjini ; F) Accumulation organogène en amont du cordon morainique latéral droit (Tardiglaciaire) du glacier d'Aletsch ; G) Lambeaux d'un glacier de paroi (Unnerbächgletscher) en amont de Bäll et dalle gneissique polie ; H) Couloirs d'avalanches et dépôts rocheux d'avalanche en rive droite du Kelchbach ; I) Routes et remblais du village de Bäll et installations de remontées mécaniques ; J) Double crête marquant la limite supérieure d'un tassement, Belalp ; K) Vue vers l'aval depuis le sommet du bassin de réception du Bruchi ; à l'arrière-plan se distingue le vallon en auge du Blindtälli ; L) Cordon morainique latéral droit du glacier d'Aletsch et village de Egga à l'arrière-plan ; M) Epaulements glaciaires à l'arrière-plan (vue en direction du SW), et double crête (limite supérieure d'un tassement) au premier plan ; N) Gorges de la Massa et barrage du Gebidem ; O) Cône de déjection (confluence entre le Kelchbach et le Bruchi).

**Figure 7.6** Carte géomorphologique de la vallée du Bruchi. D'après la légende de l'IGUL. Equidistance des courbes de niveau : 100 mètres.

Le Bruchi prend sa source à près de 2'800 m dans la combe orientale du cirque glaciaire situé sous la pointe du Hohstock (3'226 m) et draine un bassin versant très allongé de 8.1 km<sup>2</sup> (longueur de 8 km et largeur moyenne de 1 km) en amont de sa confluence avec le Kelchbach à Blatten (traitillé noir, Fig. 7.1-B)<sup>11</sup>. La longueur totale des différents chenaux du Bruchi est de 17.6 km en considérant la **totalité de son bassin versant jusqu'à sa confluence avec** le Kelchbach, soit une densité de drainage de 2.3 km/km<sup>2</sup>, et de 12.3 km/km<sup>2</sup> dans son bassin versant réduit en amont du dépotoir (Teyssiere et Candolfi, 2006 et 2009). Le profil longitudinal du Bruchi (Fig.7.7) présente différentes morphologies et caractéristiques topographiques. Dans sa partie amont et quelques centaines de mètres à l'aval de sa source, le cours d'eau méandre sur des pâturages de faible pente à la surface desquels affleurent des gneiss moutonnés ainsi que quelques zones humides. Entre Zer nirorou Hittu et Lüsga, le Bruchi présente un réseau hydrographique complexe de type rectangulaire.



**Figure 7.7** Profil longitudinal du Bruchi. Modifié d'après Teyssiere et Candolfi (2006).

La morphologie du Bruchi dévoile les composantes caractéristiques typiques d'un système torrentiel, bien que le bassin de réception – d'où provient la majeure partie de la charge solide – soit spatialement décalé vers l'aval et situé sur la partie centrale du torrent. Le Bruchi s'écoule parallèlement à de nombreux petits affluents dont certains n'ont pas d'exutoire et disparaissent dans les couches morainiques. Des circulations souterraines ont été vérifiées sur le terrain par la présence de résurgences temporaires au sommet de la zone ravinée. Elles seront décrites par la suite. Le Bruchi est un affluent du Kelchbach<sup>12</sup> avec lequel il conflue à la hauteur du hameau de Geimen (1'035 m). Le Kelchbach débouche ensuite dans la plaine du Rhône à l'aval de Brigue en traversant le village de Naters, en amont duquel le cours d'eau a taillé de profondes gorges de raccordement.

Les précipitations les plus influentes sur le système torrentiel, notamment en raison de sa configuration en entonnoir favorisant un temps de concentration relativement faible, sont les précipitations convectives. Comme il n'existe aucune mesure continue des débits dans le Bruchi, Teyssiere et Candolfi (2003) ont estimé le débit de la crue centennale (HQ<sub>100</sub>) entre 22.5 et 26 m<sup>3</sup>/s, pour une précipitation donnée de 70 mm/h. Le débit s'élève à 40 m<sup>3</sup>/s pour une crue extrême en entre 12 et 15 m<sup>3</sup>/s pour un crue dont le temps de retour est de 20 ans.

<sup>11</sup> Par la suite, nous parlerons essentiellement du bassin versant drainé par le Bruchi en amont de son cône à Rischinen - Blatten b. Naters, dont la superficie est de 4.3 km<sup>2</sup>.

<sup>12</sup> Ou Chelchbach.

### 7.2.4 Description géomorphologique détaillée du système torrentiel

Le torrent du Bruchi est un système torrentiel à l'allure atypique. Le bassin de réception fournissant l'essentiel de la charge sédimentaire (grossière) du torrent est situé à mi-longueur du torrent et correspond à une zone ravinée située entre 1600 et 2000 m d'altitude et d'une superficie d'environ 1 km<sup>2</sup>. Celle-ci est transportée périodiquement par des laves torrentielles qui semblent se déclencher principalement à la confluence des trois chenaux d'écoulement que présente le Bruchi à l'aval de Bruchegg, comme le suggère l'observation de différentes niche d'érosion à cet endroit. Une fois déclenchées, les laves torrentielles parcourent un chenal étroit d'une longueur d'environ 1 km avant d'atteindre un cône de déjection, à l'apex duquel a été créé un dépotoir. D'une pente moyenne de 5.7° (Fig. 7.7), ce cône sur lequel s'est développée une forêt de conifères (*Picea abies* (L.) Karst. et *Larix decidua* Mill.) s'étend de 1380 à 1520 m (Bollschweiler et al. 2007). Les multiples niches d'érosion ouvertes dans les fortes pentes gneissiques compliquent l'accès dans la grande zone ravinée qui fait l'objet de notre étude ; l'absence sectorielle de végétation permet toutefois d'apprécier la dynamique des différents processus mis en jeu. La localisation de cette ravine est à relier au retrait du glacier d'Aletsch consécutif à la dernière glaciation würmienne, qui provoqua de nombreuses instabilités de terrain, aux tassements profonds qui fracturent et désintègrent les assises gneissiques et aux multiples niches d'érosion régressives du torrent.

#### 7.2.4.1 Alimentation en matériaux

Le matériel sédimentaire provient indifféremment des deux rives du torrent par :

- des coulées de débris<sup>13</sup> (*debris slides*) plus ou moins chenalisées qui incisent la surface de glissements de terrain et qui se déclenchent lors de précipitations intenses. Les pentes très raides des niches d'arrachement et leur surface génèrent un ruissellement de surface important dont la concentration en pied de paroi est suffisante pour inciser les accumulations de dépôts meubles ;
- des ravines – surtout dans la partie sommitale du bassin de réception – où les écoulements concentrés parviennent à mobiliser par gravité le matériel accumulé depuis la précédente purge;
- des glissements de terrain, dont les niches d'arrachement évoluent parfois rapidement par érosion régressive, au détriment d'infrastructures communales (Fig. 7.11) ;
- des corridors d'éboulis alimentant directement le chenal d'écoulement;
- de la désagrégation des parois de gneiss fracturées sous les effets combinés de la cryoclastie et du ruissellement superficiel, dont les éléments aboutissent dans le chenal d'écoulement du Bruchi par la simple action gravitaire ou par l'action fluviale (purge de ravines secondaires ou déstabilisation de tabliers ou cônes d'éboulis) ;
- de la chute d'éléments stockés dans des cônes d'éboulis et, plus rarement dans des dépôts d'éboulement, principalement en amont du bassin versant ;
- des avalanches empruntant certains creux de versants tels que couloirs d'éboulis, ravines ou glissements de terrain en y effectuant une véritable action de ramonage (Tricart et Cailleux, 1962) car elles peuvent enlever tous les débris qui s'y trouvent, même parfois les plus gros<sup>14</sup>, d'autant plus qu'en mettant le sol à nu en hiver, elles l'exposent à la gélifraction ;
- de l'érosion de dépôts fluviaux stockés temporairement en bordure du chenal sous forme de levées naturelles ou de terrasses (Fig. 7.8-A) ;
- de l'érosion du chenal, qui mobilise lui-même les produits d'érosion des différentes formes décrites précédemment (Fig. 7.8-D et F).

<sup>13</sup> Nous privilégions ce terme à celui de lave torrentielle puisque ces phénomènes ne surviennent pas au sein d'un chenal hydrographique préexistant.

<sup>14</sup> Grâce à la forte pente et à leur compétence illimitée.



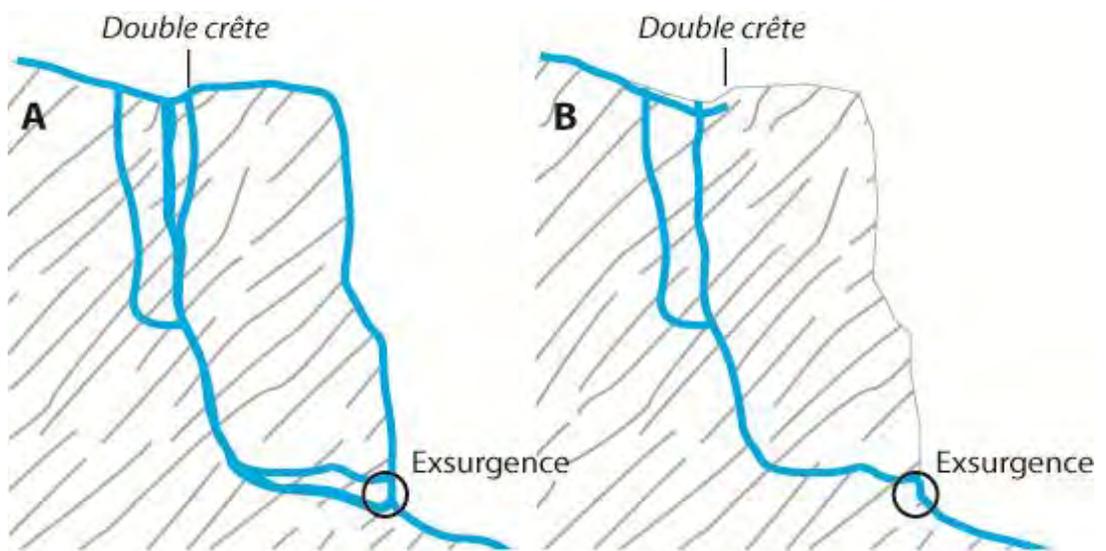
**Figure 7.8** Aperçu photographique des formes et processus observables dans la zone ravinée. A) levée naturelle en rive gauche ; B) zone d'épandage d'événements torrentiels, vue de l'amont du dépotoir ; C) niche d'arrachement et glissement de terrain en rive gauche du Bruchi ; D) vue en direction du Nord du sommet de la zone ravinée ; E) anomalie de croissance d'un conifère sur le versant situé en rive gauche du Bruchi ; F) vue en direction du Nord d'une section du chenal plus étroite.

#### 7.2.4.2 Déformation gravitaire profonde de versant

La présence d'une déformation gravitaire profonde de versant, signalée précédemment et marquée sur le terrain d'étude par une crête longitudinale d'orientation WSW-ENE ainsi que par des fissures pouvant atteindre 3 à 4 mètres de profondeur et 1.5 m de large au lieu-dit Bruchegg (Schmid, 2003), est étroitement liée au caractère sporadique local de l'écoulement du Bruchi. Elle influence également la charge sédimentaire du torrent. En effet, en amont de la double crête, l'écoulement du Bruchi est visible par intermittence quelques dizaines de mètres à l'aval du lieu-dit Bruchegg (641.547/136.115), alors que des traces de sources sont visibles en contrebas dans les tables d'éboulis et au travers de certaines anfractuosités du bedrock (Fig. 7.9-C et D). Au printemps, lors de la fusion nivale, par contre, le débit du Bruchi est largement supérieur au taux d'infiltration et permet au cours d'eau de présenter un écoulement de surface visible (Fig. 7.9-B), divisé en trois bras et masquant les pertes locales observables plus tard au cours de l'été. Le fonctionnement du Bruchi à cet endroit peut être comparé au fonctionnement d'un cours d'eau karstique classique (Fig. 7.10).



**Figure 7.9** Clichés photographiques mettant en évidence la relation entre le tassement général du versant (également appelé déformation gravitaire profonde de versant et dont la limite supérieure est mise en évidence sur les photographies à l'aide d'un traitillé blanc (A, E et F)) et le fonctionnement hydrologique du Bruchi, au sommet de sa niche d'érosion (B). Les ronds blancs (B, C) et noir (D) indiquent des résurgences visibles depuis le sommet de la niche d'arrachement.



**Figure 7.10** Esquisse du profil hydrogéologique du Bruchi en fonction des saisons : A) mai-juin-juillet ; B) août-avril.

Ces circulations hydrogéologiques ont un rôle très important sur l'altération des assises gneissiques – déjà passablement fracturées par les mouvements profonds de versants constatés sur tout le versant – notamment sous l'effet des cycles de gel-dégel relativement fréquents dans cette tranche d'altitude (cf. ch. 8). D'autres résurgences alimentant le Bruchi sont également visibles à proximité du chenal d'écoulement, plus à l'aval. La mesure de quelques paramètres physico-chimiques montre la similarité entre les eaux du Bruchi et l'une d'entre elles, située en rive gauche (641.889/135.735). Les valeurs de conductivité mesurées correspondent, selon la classification de Nisbet et Verneaux (1970), à un état modéré, caractéristique des cours d'eau de moyenne altitude (Tabl. 7.2).

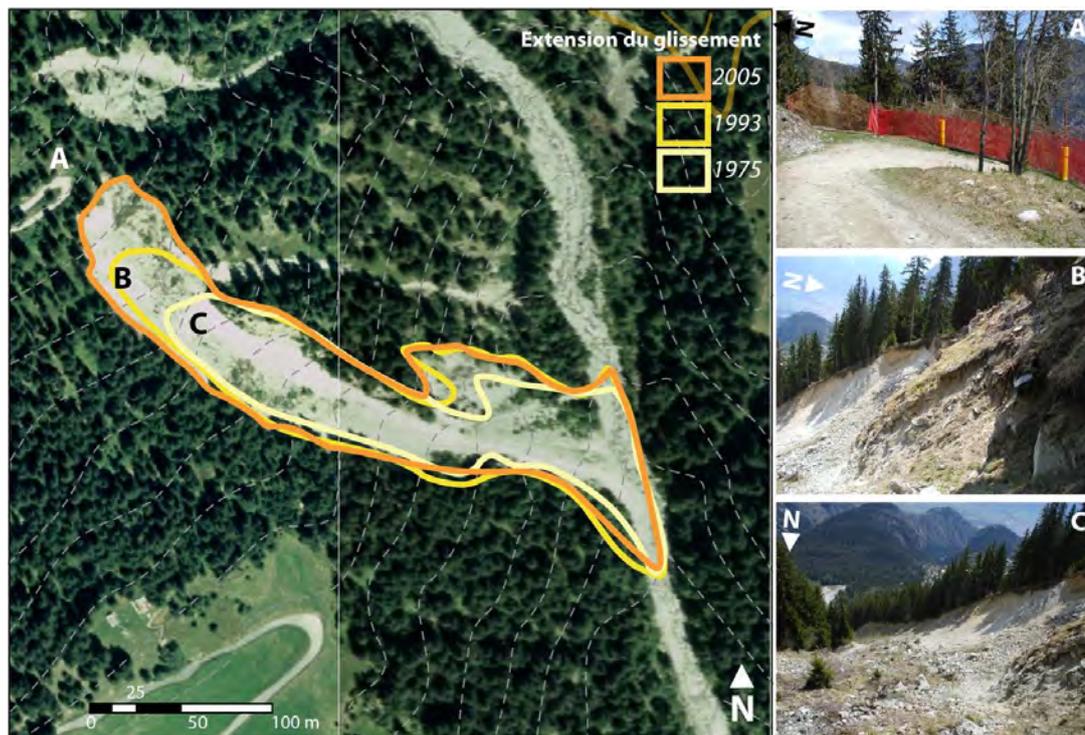
**Tableau 7.2** Paramètres physico-chimiques mesurés sur une résurgence en rive droite et dans le Bruchi en amont de cette dernière.

Paramètres	Source / résurgence (641.889/135.735)	Bruchi (amont de la confluence avec la source)
Conductivité [ $\mu$ S]	160	137
Température [ $^{\circ}$ C]	7.2	6.3
pH	7.8	7.6

## 7.2.5 Evolution morphogénétique du système

### 7.2.5.1 Zone ravinée (bassin de réception)

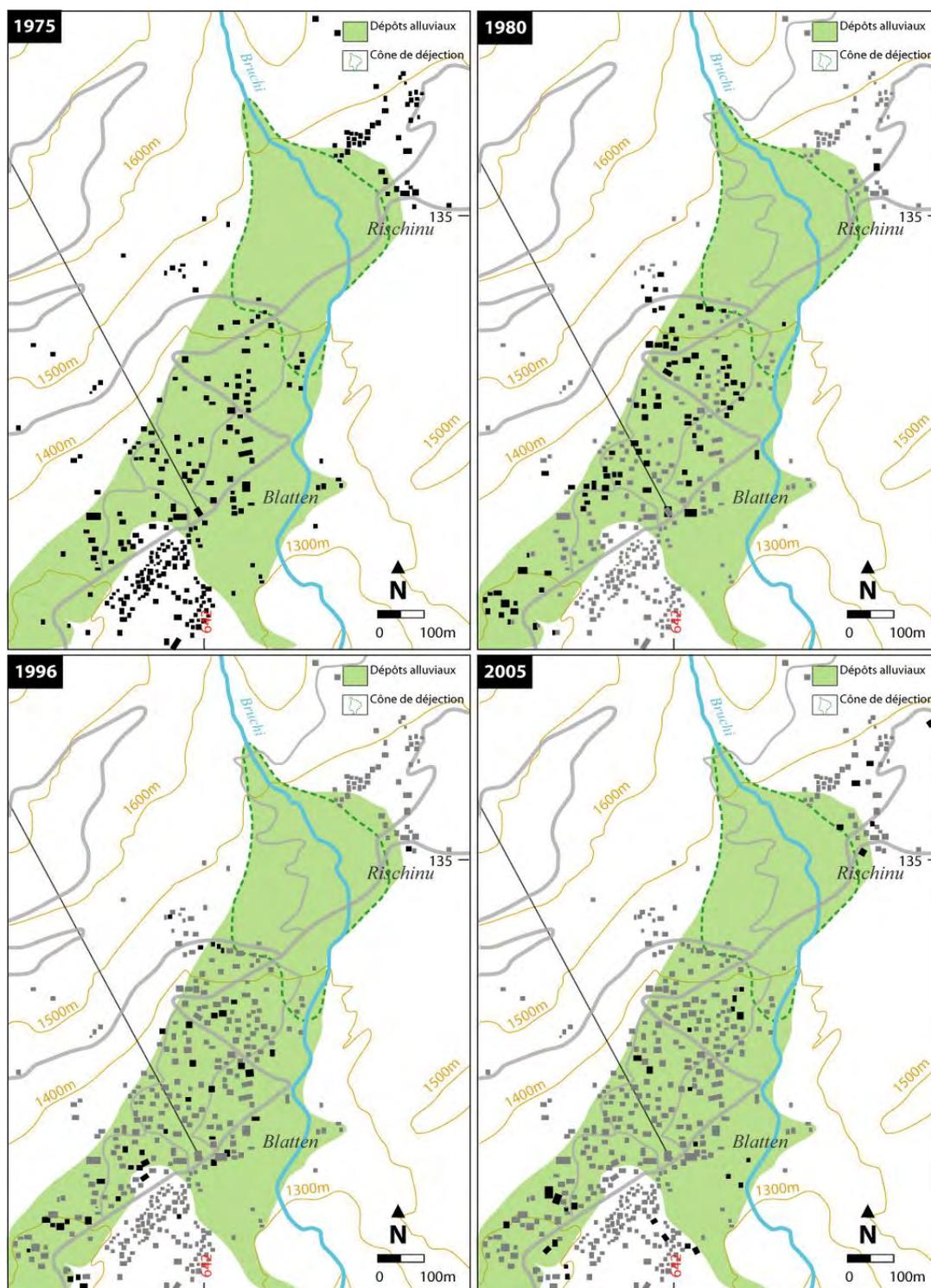
Bollschweiler (2003) a analysé l'évolution morphologique du bassin de réception, sur la base de clichés photographiques et à l'aide du logiciel Idrisi pour les périodes 1936/1940 – 1974 et 1974 – 1999. L'analyse des premiers jeux de photos (1936/1940 – 1974) montre clairement une extension spatiale asymétrique des zones érosives du bassin de réception, plus particulièrement marquée en direction de l'est (et donc de la rive gauche), à l'exception du secteur aval, juste en amont de l'apex, où des phénomènes d'aggradation sont visibles et déportent le torrent en direction de l'ouest. La plupart des niches d'érosion situées en rive droite montrent une augmentation de la couverture de la végétation, principalement au NW du système (Bollschweiler, 2003). Si l'analyse pour la période 1974-1999 est rendue plus compliquée à l'aide de cette méthode en raison des changements anthropiques – utilisation agricole du sol – intervenus, les résultats montrent toutefois une inversion des tendances : durant cette période, les phénomènes érosifs se sont accrus en rive droite alors qu'en rive gauche, la couverture végétale a augmenté en bordure des zones d'érosion. L'évolution la plus importante est celle d'une niche d'arrachement d'un glissement (Fig. 7.11) en rive droite, dont le retrait correspond à environ 70 mètres en une trentaine d'années, ce qui a nécessité l'installation de mesures de sécurité, notamment par la pose de filets de protection (Fig. 7.11-A).



**Figure 7.11** Evolution du glissement de terrain et de sa niche d'arrachement en amont de *Im Obru* (rive droite du Bruchi) de 1975 à 2005, à partir de l'analyse des cartes topographiques (1975 et 1993) et des photographies aériennes (2005). Swisimage © 2005 (DV023268). A, B et C sur la carte correspondent aux photos de droite. Modifié d'après Theler et Reynard (2008a).

#### 7.2.5.2 Evolution du cône de déjection

Sur la base des extraits représentés à la fig. 7.12, on remarque des changements majeurs à partir de la fin des années 1970, avec notamment la construction d'une route sur le cône de déjection et l'urbanisation marquée de la partie SW du cône (Fig. 7.12). L'activité anthropique est en effet la plus évidente dans la partie inférieure du cône de déjection, où la surface du cône a été fortement modifiée pour la construction de résidences secondaires.



**Figure 7.12** Evolution du village de Blatten et des environs du milieu du XIXe siècle à 2005. (Sources : cartes topographiques nationales (OFT)). Les polygones noirs indiquent les bâtiments construits depuis la période précédente.

## 7.2.6 Activité torrentielle

### 7.2.6.1 Evénements passés

Les archives sur des événements passés du Bruchji sont rares et lacunaires : l'activité torrentielle a été recensée pour la période 1905-1907 et pour quatre événements principaux après 1987 par Bollschweiler (2003) (Tabl. 7.3).

**Tableau 7.3** Evénements torrentiels récents recensés dans le Bruchi depuis 1987 (D'après Bollschweiler et al. 2007).

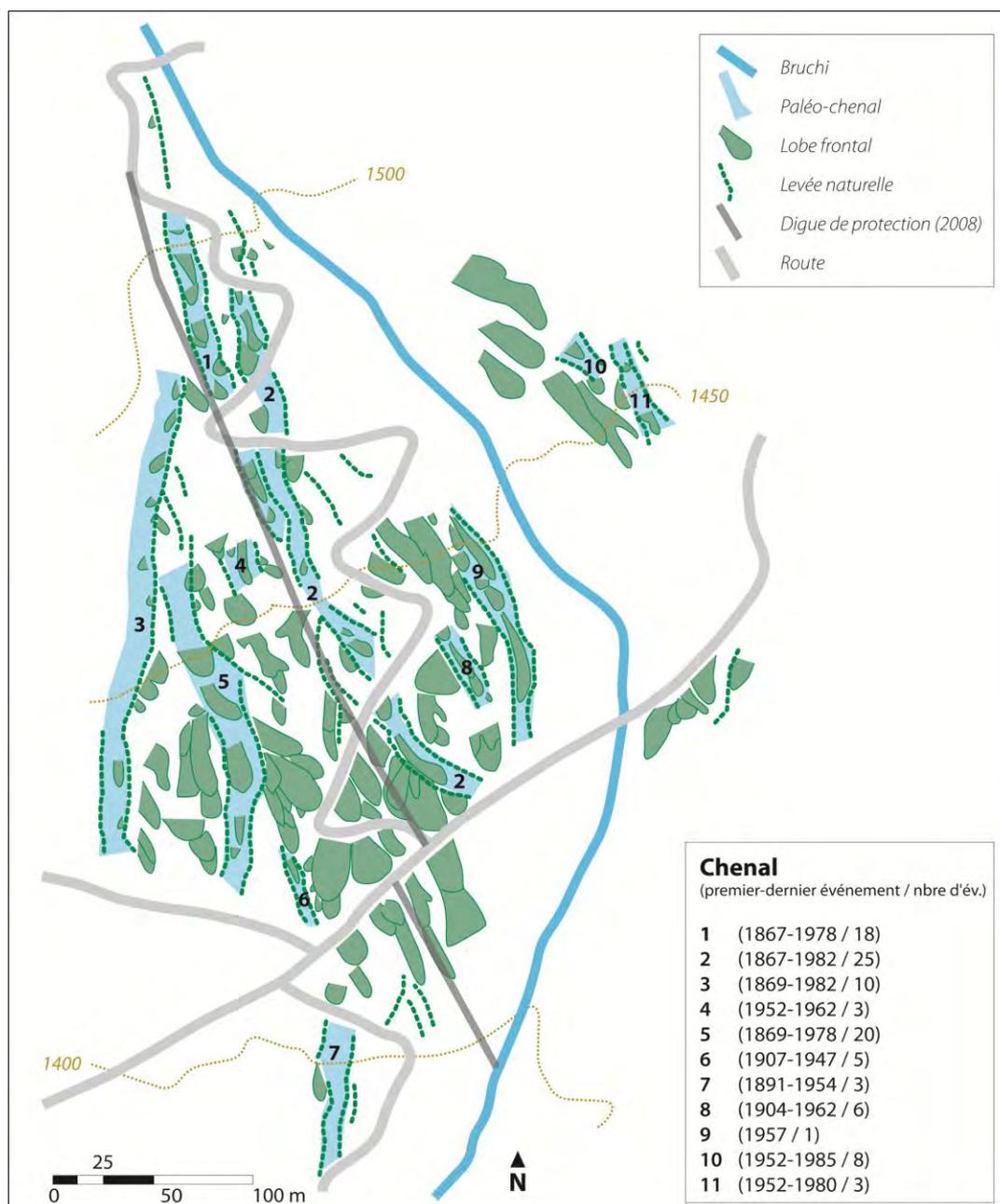
Année	Evénements recensés
1987	Le 24 août, une crue simultanée du Bruchi et du Kelchbach occasionne des inondations et des dégâts sur les berges à Naters.
1990	Suite à un événement, un projet d'ouvrages de protection est présenté le 17.12.1990, qui prévoit de protéger le village de Blatten en aménageant des immeubles, un bassin d'accumulation et des plantations dans la région du Bruchji. Le projet est estimé à 1.68 mios de francs.
1994	Au mois d'août, le bassin d'accumulation doit être vidé à la suite d'un événement. En novembre, on constate que les dépôts ligneux dans le lit du torrent pourraient provoquer des inondations à Blatten. La zone située à 1'700 m d'altitude au-dessus du « <i>Obru Erich</i> » (rive droite) est reconnue comme zone de glissement.
1995	Le 30 mai, une lave torrentielle d'un volume d'environ 25'000 à 30'000 m <sup>3</sup> remplit le bassin d'accumulation, inonde la route, emporte le pont et érode fortement le lit du torrent en aval du bassin d'accumulation. Le 1er juillet, des habitants du Blindtälli ont dû être secourus.
1996	Un petit pont en-dessous du cône est emporté par le Bruchi.
2001	Le 4 juillet 2001, une lave torrentielle se déclenche après de violents orages. Le bassin se remplit de matériaux (10'000 à 11'000 m <sup>3</sup> environ) qui ont débordé pour ensuite encombrer la route en direction de Rischinen. Le pont intermédiaire au-dessus de la route a été emporté et n'a plus été reconstruit depuis (seul un petit chemin pédestre peu fréquenté traversait ce pont). L'événement a également inondé le pont situé à 1'560 m, qui a résisté. Dans un virage légèrement en-dessous de ce pont, des matériaux ont quitté le chenal pour se déposer dans la forêt. Le chenal actuel s'est principalement modifié dans le tronçon situé en dessous du bassin d'accumulation, où il n'est pas endigué, contrairement au tronçon situé au dessus. Entre les tronçons corrigés, une quantité considérable de matériaux a transité. Aucune victime ni dégâts ne sont à déplorer. Cependant, la route Blatten-Rischinen a dû être évacuée et le bassin d'accumulation vidé.

D'après les témoignages, le Bruchi s'écoulait jadis plus à l'ouest, plus près du village, comme le démontre une carte géomorphologique du cône de déjection levée par Bollschweiler (2003) au 1 : 1'000, qui a permis de combler une partie de ces lacunes en inventoriant 53 segments de levées naturelles (Fig. 7.13) et 164 lobes de faible amplitude, principalement localisés dans la partie centrale du cône (Bollschweiler et al. 2007). Les analyses des cernes de 802 échantillons provenant de 401 troncs d'arbres<sup>15</sup> poussant sur le cône ont permis la reconstitution d'une quarantaine d'années d'événements entre 1867 et 2005 (Fig. 7.27). Au total, 11 chenaux actifs par le passé ont été identifiés et leur activité définie. Les laves du Bruchji montrent ainsi cinq différents schémas de comportement spatial (Bollschweiler et al. 2007), qui sont résumés dans le tableau 7.4.

**Tableau 7.4** Comportement spatial et événements recensés dans le Bruchi. Synthèse de Bollschweiler (2003) ; Bollschweiler et al. (2007) et Teyssie et Candolfi (2003 et 2009). Les numéros des chenaux se réfèrent à la figure 7.13

Type	Comportement spatial des laves torrentielles
A	Laves torrentielles affectant la partie ouest du cône et concernant principalement le chenaux n°3 et 5, sur la base de 18 événements (1869-1978).
B	Laves torrentielles affectant la partie centrale du cône et concernant principalement les chenaux n°1 et 2, sur la base de quatre événements (1867, 1919, 1923 et 1927).
C	Laves torrentielles affectant la partie est du cône et concernant principalement le chenal actuel, sur la base de huit événements (1945-1996).
D	Laves torrentielles affectant les parties ouest et est du cône et concernant principalement le chenaux n°3 et actuel, sur la base de cinq événements (1952, 1954, 1966, 1975 et 1982).
E	Laves torrentielles affectant tout le cône et ne concernant pas de chenaux particuliers, sur la base de cinq événements (1935, 1941, 1943, 1959 et 1962).

<sup>15</sup> Au total, 960 anomalies de croissance ont été analysées.



**Figure 7.13** Carte géomorphologique détaillée (1 : 1'000) représentant les levées naturelles, les lobes ainsi que les principaux paléo-chenaux identifiés. D'après Bollschweiler et al. (2007 : 5 et 8), modifié.

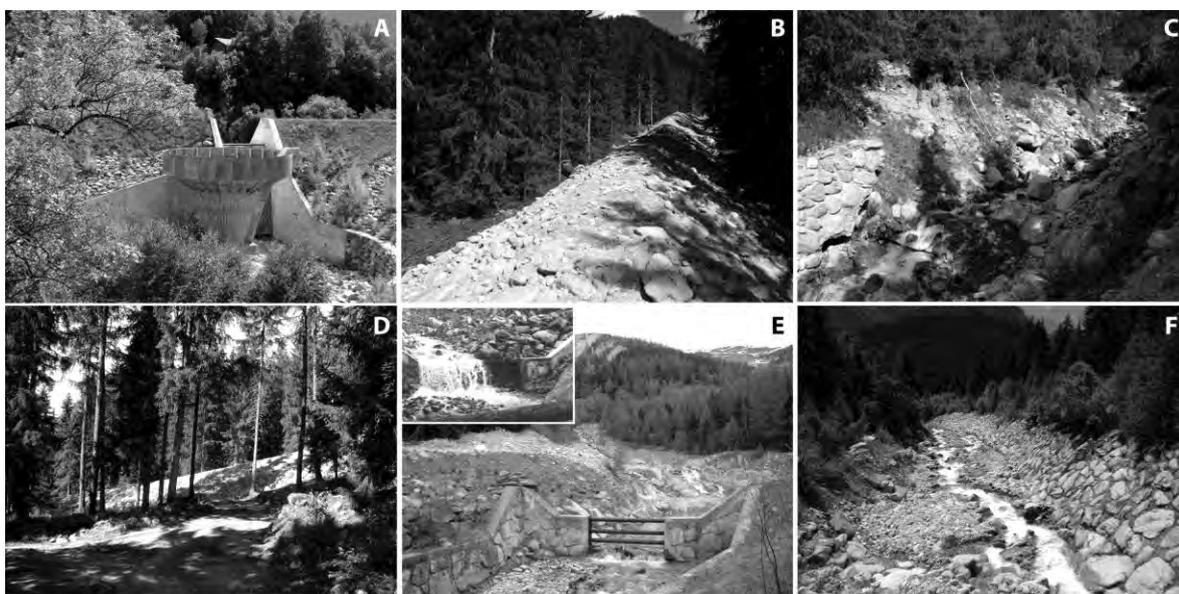
#### 7.2.6.2 Événements potentiels

Le volume maximal d'une lave torrentielle qui se produirait dans le Bruchi a été estimé par Schmid (2003) entre 70'000 et 100'000 m<sup>3</sup>, en considérant la mobilisation de tout le matériel accumulé dans la partie supérieure du bassin de réception<sup>16</sup> sur une épaisseur de 1 à 1.5 m. Ce cas est donc difficilement envisageable pour différentes raisons que nous détaillerons par la suite, dans le chapitre sur la cartographie dynamique. Un événement d'un temps de retour centennal serait susceptible de transporter entre 30'000 et 50'000 m<sup>3</sup> (Teyssiere & Candolfi, 2006 et 2009). Schmid (2003) estime à 10'000 m<sup>3</sup> la charge sédimentaire mobilisable par le Bruchi en amont de la ravine, sur tout le bassin versant. Ces éléments feront l'objet d'une discussion dans les chapitres 8 et 9.

<sup>16</sup> Il faudrait rajouter à ce volume 10'000 à 15'000 m<sup>3</sup> de matériel érodé dans la partie supérieure du bassin versant, en amont de Bruchegg (Schmid, 2003).

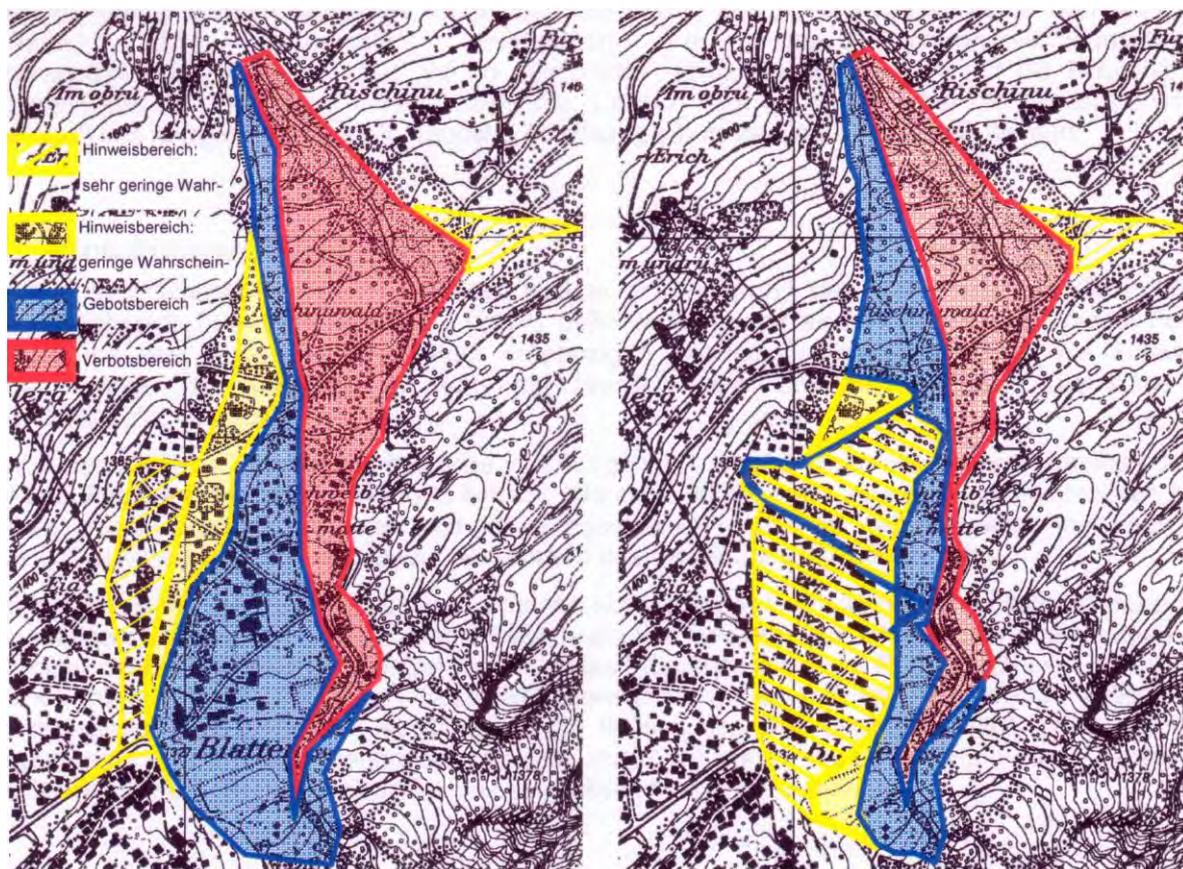
### 7.2.7 Ouvrages et mesures de protection et cartographie des dangers

Pour prévenir d'éventuels dégâts aux infrastructures provoqués par des laves torrentielles, des mesures de protection ont été prises dans les années 1970 : un barrage, un bassin de rétention (Fig. 7.14-E) et un renforcement des berges (Fig. 7.14-C et F) du chenal principal ont été réalisés. Le bassin de rétention et le barrage ont été respectivement élargis et surélevés (à l'aide des matériaux déposés) à la suite d'événements survenus le 4 juillet 2001, qui ont provoqué une incision du chenal d'écoulement d'un mètre à l'aval du bassin de rétention (Teyssière & Candolfi, 2001). Les informations concernant les volumes de sédiments prélevés dans le dépotoir sont rares : 25'000 m<sup>3</sup> en 2008 mais aucune évacuation n'aurait été réalisée durant les dix années auparavant<sup>17</sup>. En 2008, une nouvelle digue a été construite à l'ouest du chenal actuel, sur le cône (Fig. 7.14-B et D), dont la capacité de rétention des matériaux charriés a fait l'objet de modélisations hydrologiques et hydrauliques (Teyssière et Candolfi, 2009) afin d'optimiser ce type d'aménagement dans d'autres contextes torrentiels. Une modification de la carte des dangers (Fig. 7.15) a été réalisée en 2006 (Teyssière et Candolfi, 2006).



**Figure 7.14** Ouvrages de protection contre les crues et les événements de charriage réalisés sur le Bruchi (et Kelchbach). A) Tulipe ; B et D) Nouvelle digue réalisée en 2008, cartographiée sur la fig. 7.13 ; C) Erosion de berge en rive droite et en rive gauche (F) suite à l'événement de juillet 2001 (photo prise depuis le pont à l'altitude de 1'520 m) ; E) Dépotoir et barrière à sédiments réalisée (1976-1978) ; en médaillon état suite à la lave du 04.07.09.

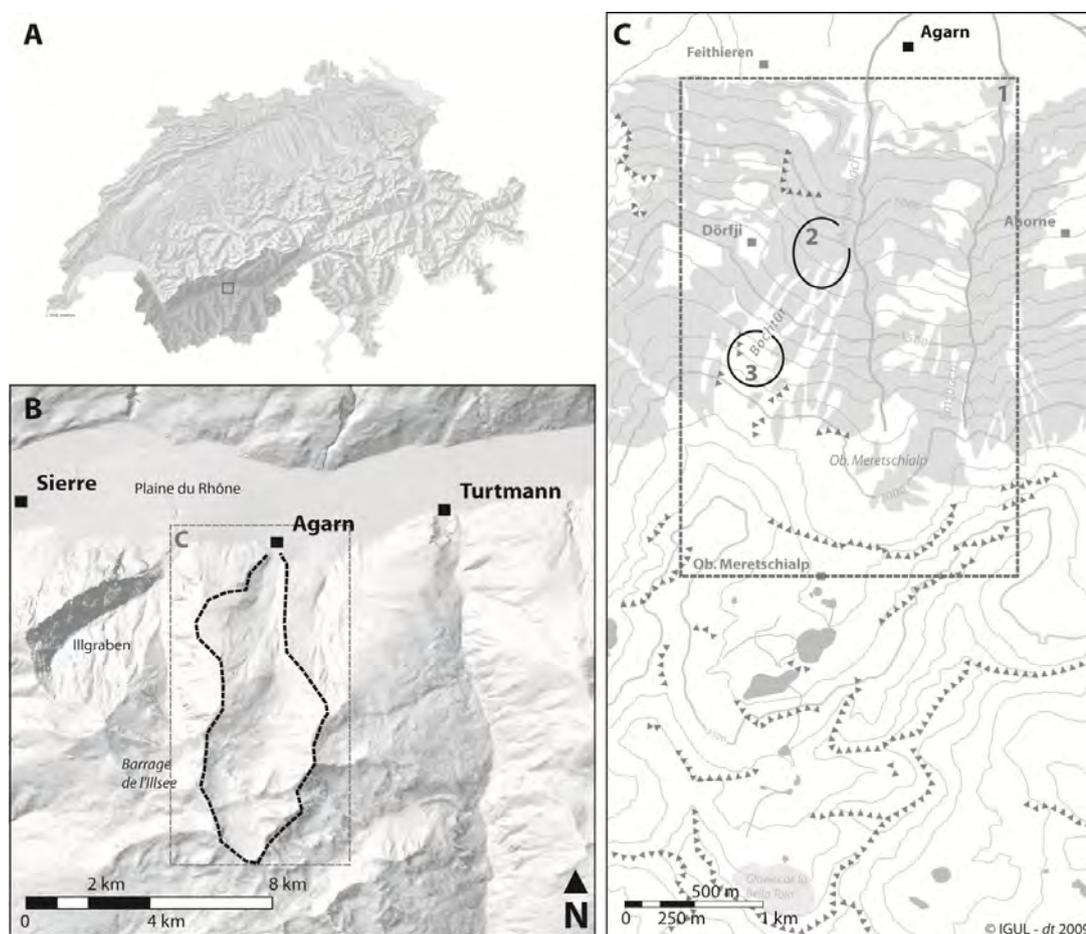
<sup>17</sup> Comm. pers. d'E. Abgottspon du 19.01.09.



**Figure 7.15** Extraits de la carte des dangers du Bruchi (cône de déjection) avant (à gauche) et après la réalisation des mesures du plan de protection dont fait partie la digue reportée sur la figure 7.13. Tiré de Teyssiere & Candolfi (2006). Le secteur de Geimen (confluence du Bruchi et du Kelchbach) ne figure pas sur cette illustration.

### 7.3 Meretschibach

Le Meretschibach est situé en rive gauche de la plaine du Rhône, au sud du village d'Agarn (Fig. 7.16). Ce torrent conflue avec le Rhône à 620 m d'altitude et draine un bassin versant caractérisé par une zone d'érosion portant le nom de Bochtür. Orientée globalement au NNE, cette zone d'environ 24 ha s'étend sur le flanc NNW du Meretschhorn (2'567 m).



**Figure 7.16** A et B) localisation du bassin versant (B : en traitillés noirs) du Meretschibach ; C) carte de localisation des différentes zones du bassin versant étudié ; 1) secteur où un levé géomorphologique détaillé a été réalisé (Fig. 7.19) ; 2) périmètre au sein duquel des prélèvements ont été réalisés sur des conifères pour des analyses dendrogéomorphologiques ; 3) périmètre où ont été réalisées les mesures au GPS différentiel.

#### 7.3.1 Contexte climatique local

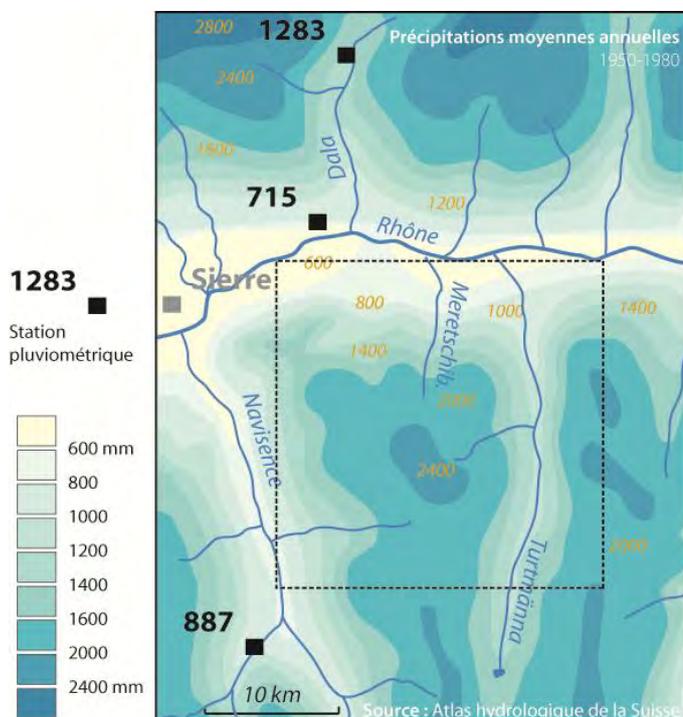
##### 7.3.1.1 Données Météosuisse

La carte de la Fig. 7.17 présente les hauteurs de précipitations moyennes annuelles calculées sur la base des données couvrant la période 1951-1980 publiées par l'Atlas hydrologique de la Suisse. Les précipitations atteignent dans la région une moyenne annuelle de 800 à 1200 mm par an (T & C et GEO7, 2002). Les stations de mesure à proximité du site d'étude sont celles de Turtmann (622 m), Grächen (1'617 m), Sierre (565 m) ainsi que Varen (750 m), où la moyenne annuelle atteint 612 mm. La pluviométrie annuelle des trois premières stations (Tabl. 7.5) varient selon les années respectivement entre 646 et 678, 512 et 630, 583 et 694 mm.

**Tableau 7.5** Précipitations moyennes – stations pluviométriques et climatologiques de Turtmann (622 m), Grächen (1'617 m), Sierre (565 m) et Varen (750 m) – relevées à proximité du site de Bochtür (PH : précipitations hivernales ; PP : précipitations printanières ; PE : précipitations estivales ; PA : précipitations automnales ; Pan : précipitations annuelles). Source : Reynard (1999)

N°	Lieu	Période	PH [mm]	PP [mm]	PE [mm]	PA [mm]	PAn [mm]
7290	Turtmann	1971-82	183	158	163	174	678
7290	Turtmann	1971-80	171	148	165	163	646
7220	Grächen	1864-03					528
7220	Grächen	1901-40	113	156	161	161	591
7220	Grächen	1966-93	125	160	168	170	623
7220	Grächen	1901-60					512
7220	Grächen	1971-80					630
7220	Grächen	1981-90	140	184	144	160	629
7360	Sierre (552 m)	1864- 1903					571
7360	Sierre	1901-40	147	129	154	145	575
7360	Sierre	1931-60	175	98	167	150	590
7360	Sierre	1901-60	162	117	160	148	587
7360	Sierre	1971-80					672
7360	Sierre	1981-90					693
7320	Varen	1864-03					622
7320	Varen	1901-40	145	134	158	143	580
7320	Varen	1931-60	169	102	170	144	585
7320	Varen	1901-60					583
7320	Varen	1971-80					694

Le WSL possède également plusieurs pluviomètres répartis tout au long de l'Ilgraben et de son bassin versant. Ces données, qui ont notamment été traitées par Pfammatter (2004), montrent des précipitations moyennes annuelles de 680 mm pour la station ILL1 (2'220 m), 737 mm pour la station ILL2 (1'550 m) et 795 mm pour la station ILL3 (795 m). Ces données peuvent difficilement être extrapolées au site de Bochtür en raison de l'effet sous le vent provoqué par l'importante paroi du Gorwetschgrat, créant une diminution des précipitations avec l'altitude.



**Figure 7.17 A** Précipitations annuelles moyennes [en mm] sur la région de Bochtür (valeurs corrigées). Source : Atlas hydrologique de la Suisse.

## 7.3.1.2 Données récoltées par la station

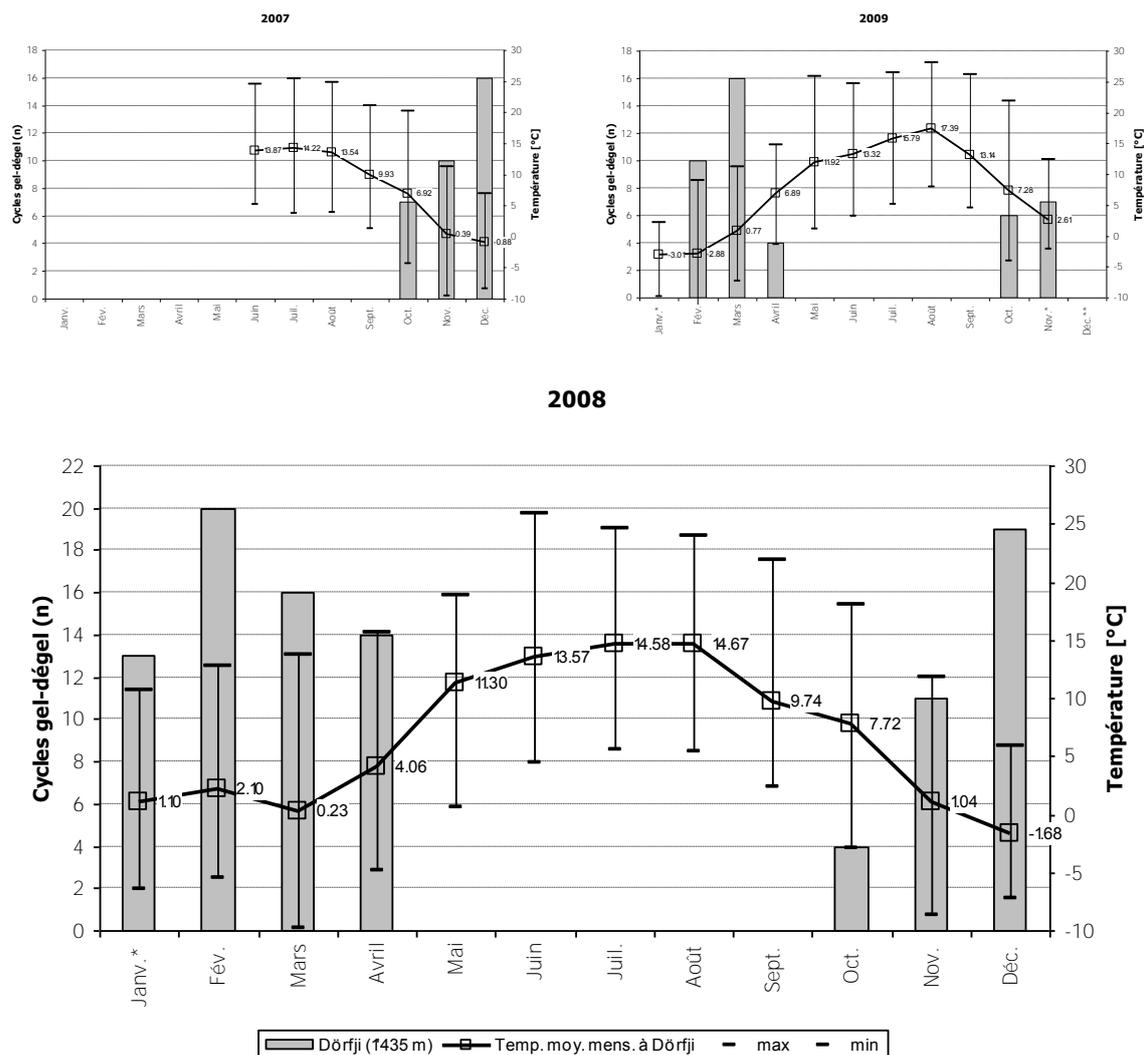
La station n'étant dotée que d'un pluviographe, la quantité totale de précipitations tombée au cours des différentes années de mesures n'est pas calculable. Les données de températures enregistrées par la station de Dörfji (1'435 m) montrent une température moyenne annuelle de 6.54 °C (températures maximale de 25.8°C en juin et minimale de -9.8°C en mars). En extrapolant les données aux altitudes 1'900 et 2'100 m – soit grossièrement aux limites aval et amont de la zone d'érosion étudiée – à l'aide des gradients de Bouët<sup>18</sup> (1985), les moyennes annuelles sont respectivement de 3.81 et 2.64°C. L'analyse des données<sup>19</sup>, enregistrées à un pas de temps d'une heure<sup>20</sup>, a permis de calculer le nombre de cycles de gel-dégel météorologiques à l'altitude de la station (Fig. 7.18). Un tri dans les données a d'abord été effectué, en supprimant toutes les données enregistrées à un pas de temps de 10 minutes, lors d'événements pluvieux. De manière globale, les cycles présentent une certaine variabilité interannuelle au niveau de leur périodicité mensuelle. Pour l'année 2008 où les mesures sont complètes, ces cycles existent entre les mois d'octobre et d'avril (7 mois) et sont au nombre de 97, avec une nette prédominance en février (20), mais moins marquée cependant durant l'année 2009 (16) (Fig. 7.18). Les gradients verticaux moyens de températures de Bouët (1985) ne permettent d'estimer que les températures moyennes mensuelles et annuelles. Malgré l'altitude, presque similaire des deux stations, le nombre de cycles gel-dégel est supérieur de 50% à Egga. Ceci s'explique par la situation d'adret de la station d'Egga.

<sup>18</sup> Soit pour la tranche altitudinale 1'500-4'000 m (en °C/100 m) :

Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	<b>Annuel</b>
0.54	0.56	0.58	0.61	0.63	0.63	0.63	0.61	0.59	0.57	0.55	0.54	<b>0.59</b>

<sup>19</sup> Les données des années 2007 (enregistrement des mesures à partir de juin) et 2009 (enregistrement des données jusqu'au 17 novembre) sont incomplètes.

<sup>20</sup> Ce pas de temps est ramené à 10 minutes dès que l'intensité horaire d'un épisode pluviométrique dépasse 5.2 mm.



**Figure 7.18** Températures mensuelles moyennes mesurées à la station de Dörfji pour les années 2007 (juin à décembre), 2008 et 2009 (janvier à mi-novembre) et nombre de cycles gel-dégel calculés pour ces différentes périodes au niveau de la station de Dörfji (1'435 m).

### 7.3.2 Contexte tectonique et géologique

Situé dans les domaines du Pennique moyen et inférieur, le versant étudié touche trois grandes unités tectoniques distinctes (Fig. 7.19 et 7.20), **soit d'aval en amont la Zone de Sion-Courmayeur**, la Zone Houillère<sup>21</sup> et la nappe de Siviez-Mischabel (Steck et al. 1999b ; Steck et al. 2001 ; Gabus et al. 2008 a et b). Du point de vue lithologique, ces différentes unités comprennent respectivement (Gabus et al. 2008a) :

- pour la Zone de Sion-Courmayeur, des flyschs calcaro-gréseux (Couches de St-Christophe appartenant à l'Unité du Roignais-Versoyen) plus ou moins grossiers en pied de versant, surmontés par des lentilles gypseuses, des dolomies, des calcaires marmorisés et des cornieules d'âge triasique appartenant toutes à l'Unité de la Pierre Avoi ;
- pour la Zone Houillère, des quartzites blancs et des quartzites sériciteux verts (Formation du Bruneggjoch) ;

<sup>21</sup> Les calcaires affleurant dans la région des Pontis (Val d'Anniviers) avaient été initialement placés au sein d'une unité tectonique indépendante, la nappe des Pontis. Il s'avère que ces calcaires constituent en réalité la couverture de la Zone Houillère, découpée par de nombreuses failles (Gabus et al. 2008a). La nappe des Pontis est encore représentée sur la carte tectonique spéciale (Steck et al. 1999a).

- des gneiss albitiques et des gneiss oellés de Randa (roches intrusives et filonniennes du Permien) ainsi que des paragneiss à rubans de quartz et des amphibolites massives ou rubanées (Ensemble de l'Ergishhorn) mais également des quartzites appartenant à la Formation du Bruneggjoch<sup>22</sup>).

Le Pennique est la partie interne des Alpes la plus déformée et la plus complexe de la chaîne alpine (Labhart et Decrouez, 1997). Ainsi, les masses tassées ou en tassement affectent la majorité des lithologies de ce domaine tectonique, plus particulièrement les versants taillés dans les flyschs calcaro-gréseux de la Formation du Col de Chassoure (Fig. 7.19), surtout s'ils sont exposés au Nord, où l'influence du pergélisol est plus sensible (Gabus et al. 2008a).

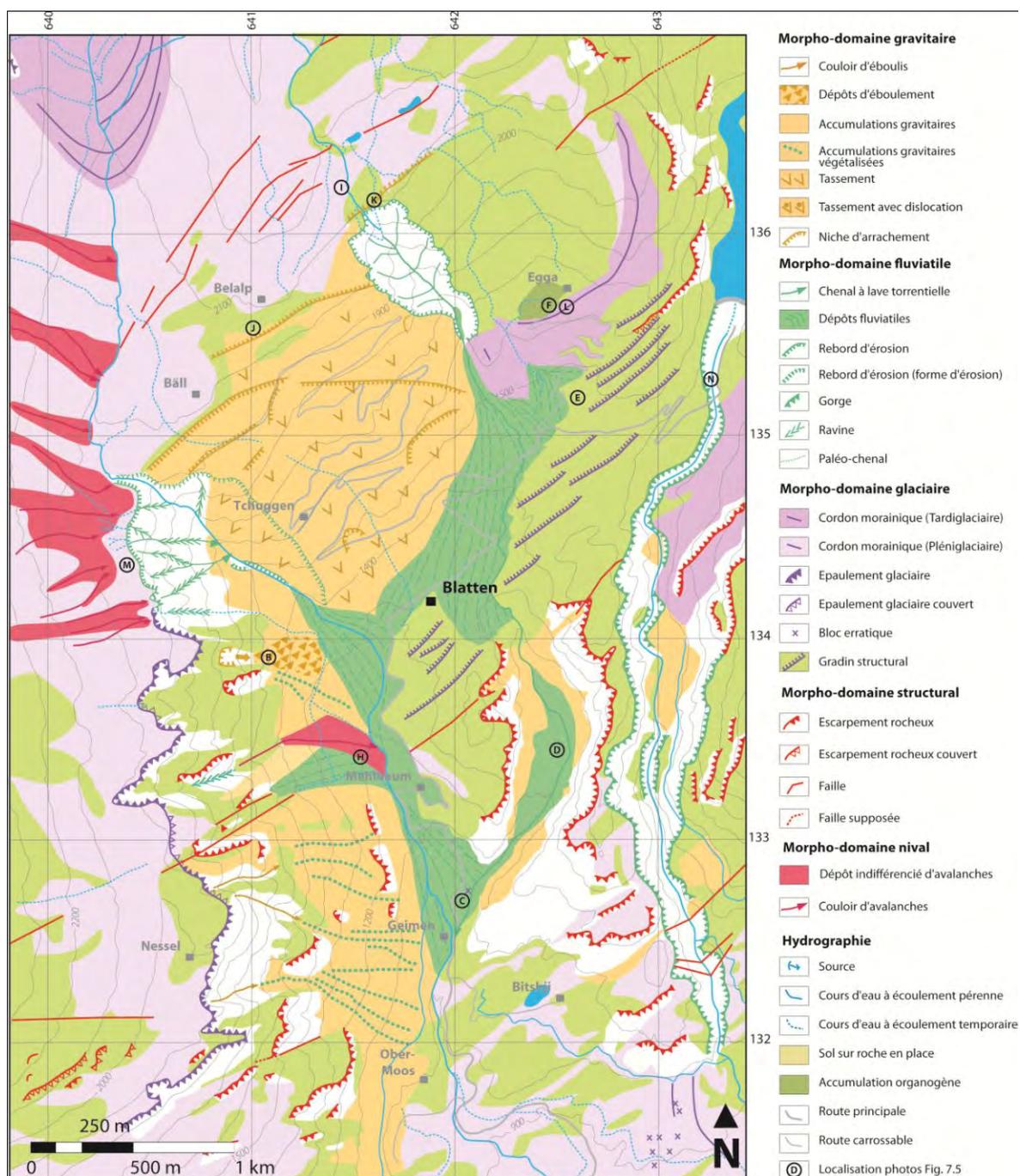


Figure 7.19 Géologie régionale du site de Bochtür. D'après Gabus et al. (2008b), modifié et simplifié.

<sup>22</sup> Pour éviter de surcharger en couleurs la carte (Fig. 7.19), nous n'avons pas distingué la formation du Bruneggjoch intégrée dans la nappe de Siviez-Mischabel et celle appartenant à la Zone de Sion-Courmayeur.

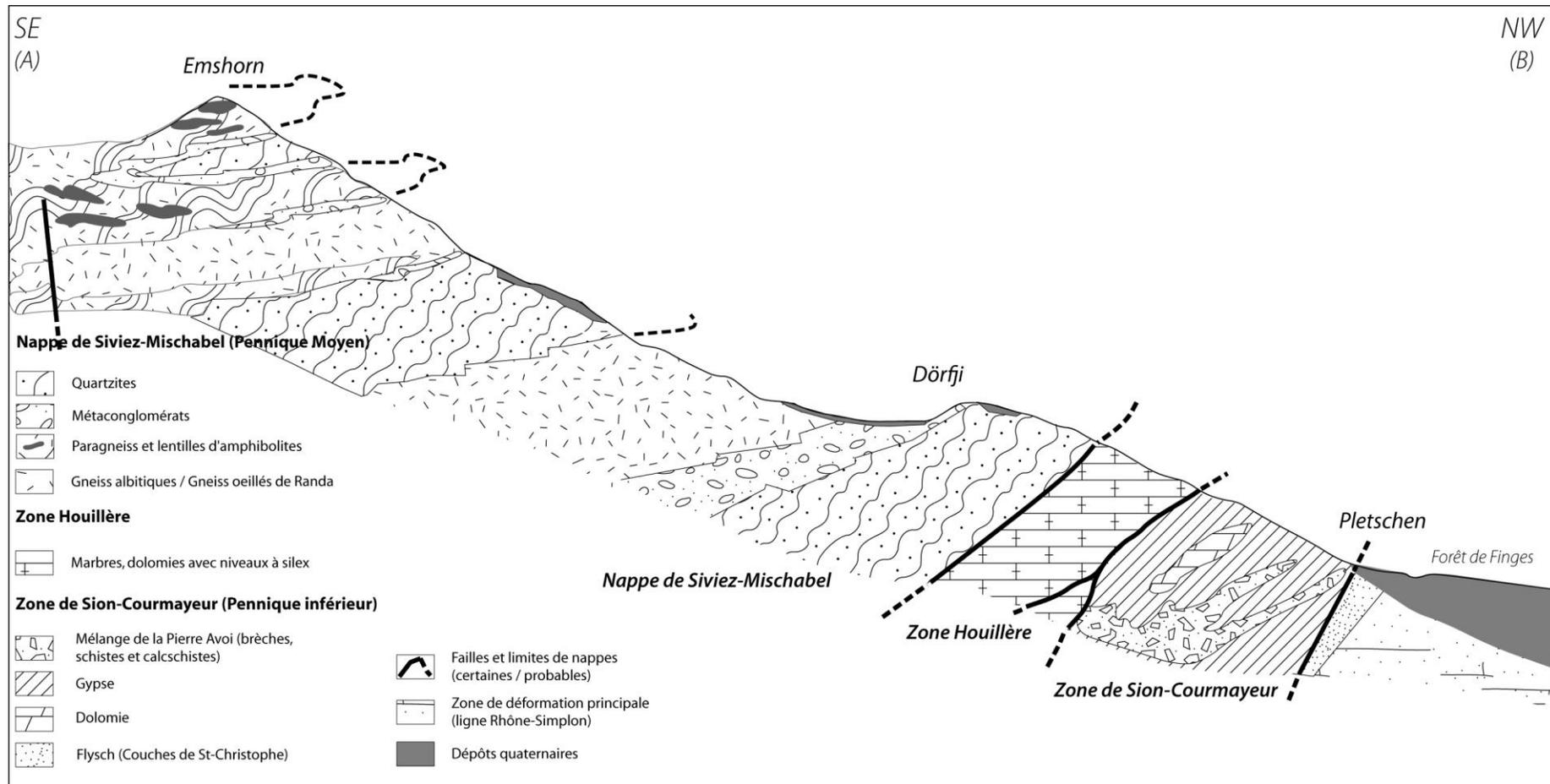


Figure 7.20 Coupe géologique simplifiée entre l'Emshorn et Pletschen. D'après Gabus et al. (2008b), modifié.

### 7.3.3 Contexte géomorphologique régional

Délimité grossièrement à l'ouest par le cirque d'érosion de l'Ilgraben et à l'est par l'Emsbach, le versant au sein duquel s'insère le site de Bochtür est caractérisé par de nombreuses instabilités gravitaires affectant principalement les lithologies quartzitiques et schisteuses (Gabus et al. 2008a) et un modelé glaciaire typique, principalement dans la partie supérieure du versant.

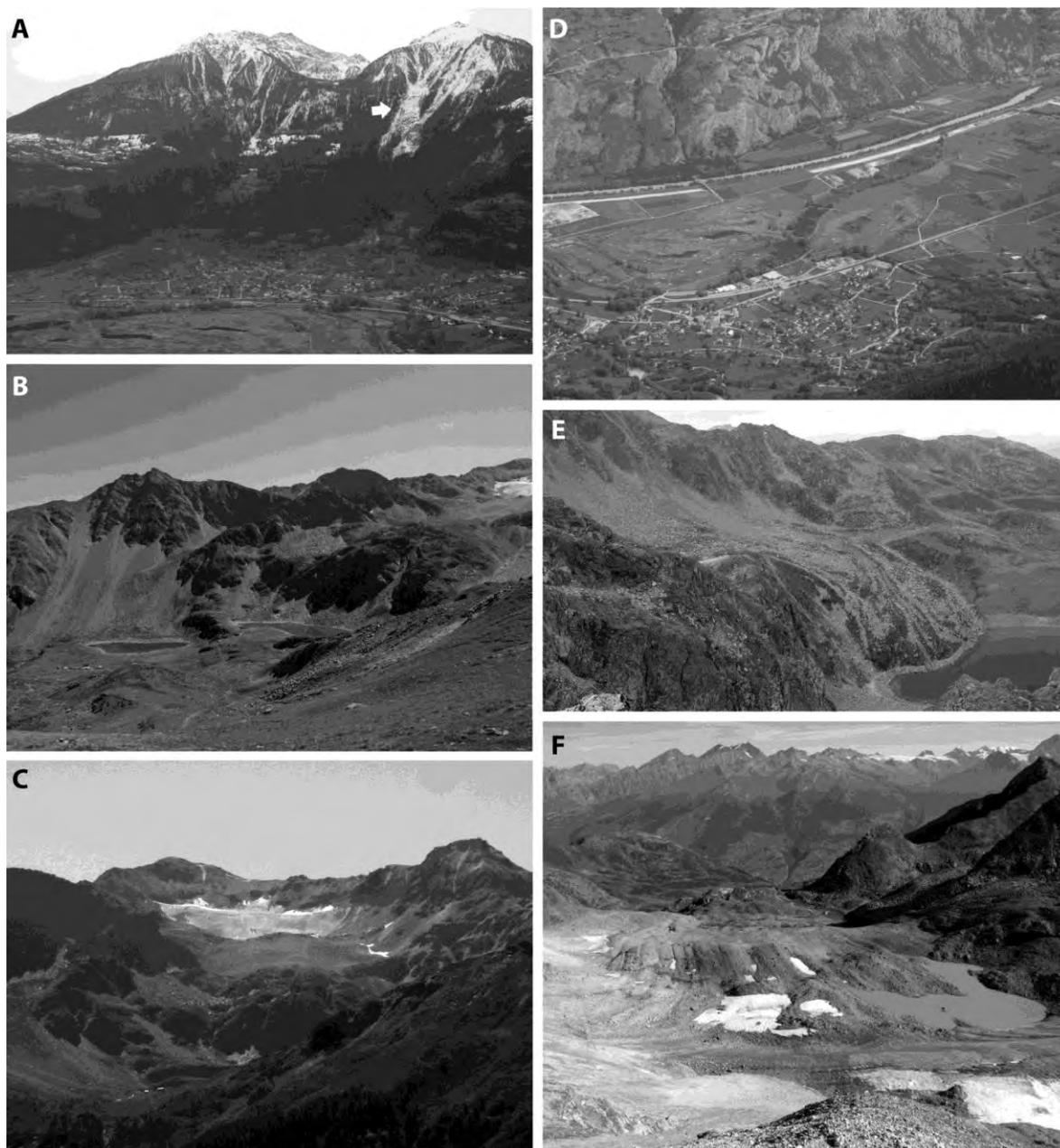
Le site domine la plaine alluviale et un paléo-méandre rhodanien<sup>23</sup>, forme encore active dans les années 1860 vers la fin du Petit Age Glaciaire (Laigre, 2009) dont l'existence est soulignée par une succession d'étangs à l'est de Gampinen (Fig. 7.21-D) au sein d'une zone aménagée pour la pratique du golf.

En amont, le bassin versant du Meretschibach s'ouvre dans le vallon suspendu de l'Oberer Meretschialp à la forme en auge typique (Fig. 7.21-A), surplombé par la Bella-Tola (3'025 m), au-dessus d'un verrou transversal souligné par les escarpements rocheux de *Falltschuggen* à l'est et de *Meretschiarb* à l'ouest (escarpements couverts), lesquels donnent naissance à la cascade du Meretschi. Plusieurs lacs d'ombilic sont présents dans le vallon, dont les plus étendus sont ceux de l'Unterer (2307 m)- et de l'Oberer (2361 m)-Meretschisee (Fig. 7.21-B et E). Tous ces lacs subsistent à l'amont de petits verrous transversaux de direction E-W, qui se succèdent horizontalement à partir de la cote 2'200 m. En amont de l'Oberer-Meretschisee, un troisième verrou, où pointe le *Gletscherhügel* et à la surface duquel sont bien conservées les traces du passage glaciaire, délimite la zone des délaissés morainiques holocènes et plus récents et celle des cirques glaciaires et des accumulations gravitaires. Des délaissés morainiques jalonnent toute la zone de l'Oberer Meretschialp. Ces moraines sont à lier à l'existence de plusieurs appareils glaciaires d'orientation variée. Le vallon de l'Ob. Meretschialp est dominé par le glacier de cirque de la Bella Tola (Fig. 7.21-C), au front duquel s'étendent un lac proglaciaire et une plaine d'épandage fluvio-glaciaire (Fig. 7.21-F). Un imposant bastion morainique hérité du Petit Age Glaciaire domine ces formes. Les formes liées aux processus gravitaires sont nombreuses. En rive droite du Meretschibach, à Asp, les dépôts d'éboulement sont particulièrement volumineux et de grande étendue. Leur origine est ancienne et issue d'une zone tassée dans les gneiss albitiques de Siviez-Mischabel. Toujours en activité, cette zone a nécessité récemment des mesures de protection pour l'alpage d'Ober Asp (Gabus et al. 2008a).

Les formes périglaciaires sont bien développées dans ce secteur : un glacier rocheux inactif ou fossile prenant naissance dans les éboulis que surplombe le Schwarzhorn plonge dans la partie occidentale de l'Oberer Meretschisee (fig. 7.21-E). Des cordons morainiques sont également bien préservés à Unter Meretschialp, où un vallum est visible mais localement masqué par des voiles d'éboulis. Autour du Brunethorn, certains glaciers rocheux fossiles semblent dériver d'éboulis. D'après Gabus et al. (2008a), la distinction entre moraine locale du Tardiglaciaire et glacier rocheux fossile n'est pas toujours évidente, car les anciens petits appareils glaciaires auraient pour la plupart évolué en glaciers rocheux. D'après la carte géologique levée par Gabus et al. (2008b), du plaquage morainique de la dernière glaciation (Würm ou stades antérieurs à l'Egesen) recouvre la plupart des zones de pâture situées à Dörfji, Ober Merschler et à Unter Meretschialp, sur lequel est préservé un important vallum morainique. Les petits glaciers de cirque issus du flanc nord des reliefs élevés (Schwarzhorn, Brunethorn) sont vraisemblablement descendus assez bas : moraines d'UnterAsp

<sup>23</sup> Dans cette zone, des paléo-formes témoignent d'une dynamique fluviale qui a connu d'importantes évolutions depuis les années 1840. En effet, à cette date, le lit du Rhône présente un méandre fonctionnel particulièrement développé au niveau de la localité d'Agarn, avec une longueur d'onde proche de 2 km et une amplitude de l'ordre de 850 m (indice de sinuosité  $I_s$  de 2,8). En 1860, ce méandre est toujours actif mais son chenal connaît toutefois un élargissement et une migration latérale. Avec la correction du Rhône, le méandre d'Agarn est déconnecté du lit principal du Rhône qui présente alors un lit totalement rectiligne de Tourtemagne jusqu'à la confluence de l'Ilbach avec le fleuve. Cette zone de méandrage s'est probablement mise en place sous la contrainte de la formation du cône de l'Ilgraben, qui a progressivement contraint l'écoulement naturel du fleuve et favorisé une déviation du tracé conduisant ainsi à la mise en place forcée d'un méandre. La métamorphose observée durant la deuxième moitié du XIXe siècle s'explique par les interventions humaines parmi lesquelles les travaux d'aménagement de cours d'eau ont conduit à l'isolement du méandre, puis à la formation d'un bras mort (Laigre, 2009).

jusqu'à 750 m, de Ober Meschler et Werrawald jusqu'à 1'200 m, de Unt. Meretschialp jusque vers 1'730 m, cordon morainique du Tardiglaciaire récent (Egesen peut-être) au-dessus de 2'000 m. A proximité de l'Unterer Meretschisee subsistent des accumulations organogènes sur du till de fond imperméable. Des dolines sont localement présentes dans les formations gypseuses dominant le village de Feithieren. La partie qui nous intéresse dans cette étude est la zone déprimée entre les hameaux de Unt. Meschler à l'ouest et d'Ober Asp dénommée Bochtür (Fig. 7.22).



**Figure 7.21** Aperçu géomorphologique général du bassin versant. A) Vue générale du versant depuis la plaine du Rhône du site (à droite, flèche signalant la zone d'érosion de Bochtür) et épaulement d'Oberems (à gauche) ; B) Vue en direction de l'ESE des lacs de l'Unterer- et de l'Oberer Meretschisee (© S. Morard, 2008) ; C) Vue du glacier de la Bella Tola en direction du Sud (© S. Morard, 2008) ; D) Ancien méandre du Rhône à Leukerfeld (juillet 2007, © C. Lambiel) ; E) Glacier rocheux fossile du Meretschiritzen terminant dans l'Oberer-Meretschisee ; F) Marge proglaciaire du glacier de la Bella Tola (© S. Morard, 2008).

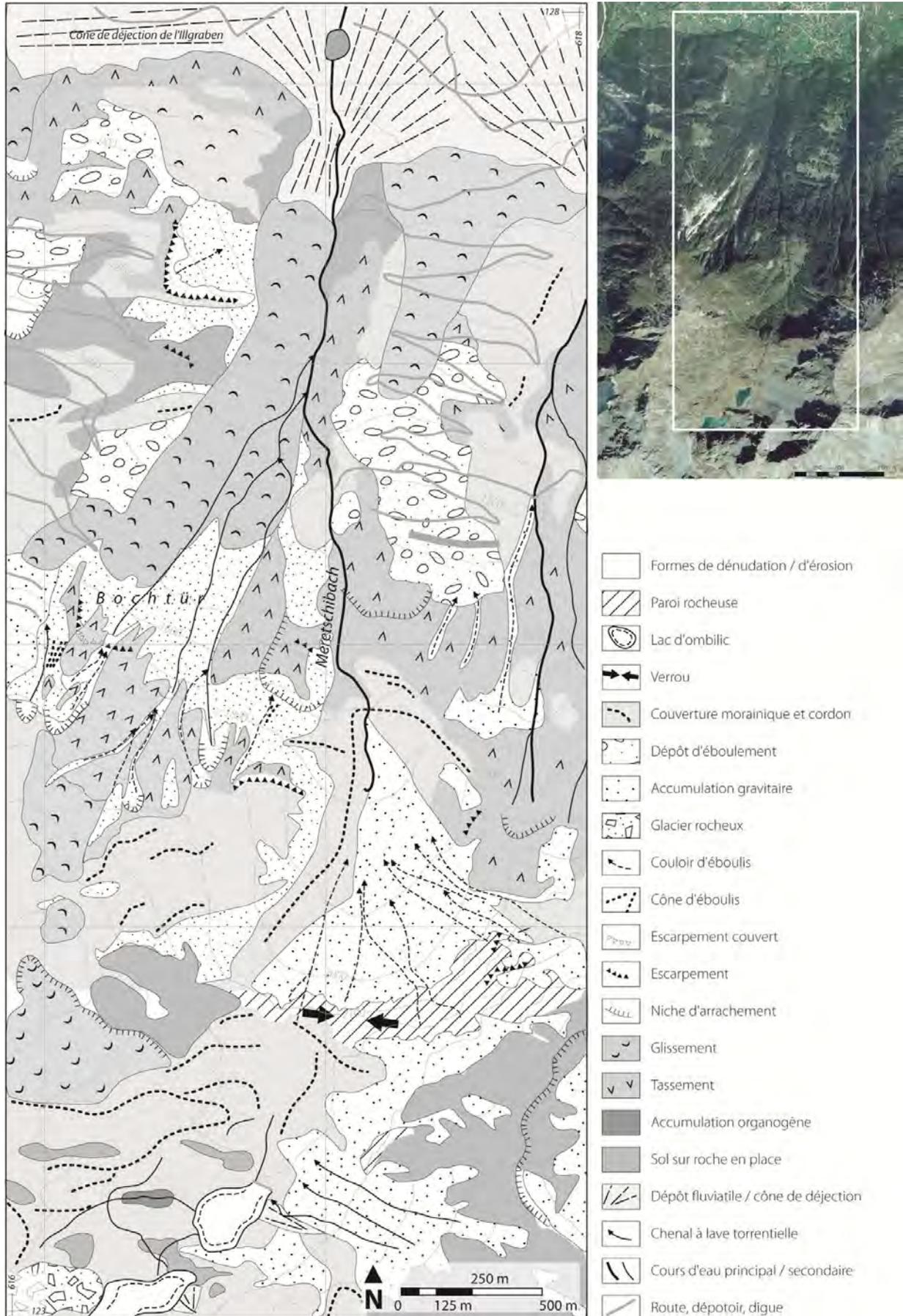


Figure 7.22 Carte géomorphologique générale du versant sur lequel s'insère la zone d'érosion de Bochtür.

### 7.3.4 Hydrographie et hydrologie du Meretschibach

Le Meretschibach est caractérisé par un écoulement temporaire qui atteint son pic en période de fonte nivale, au printemps. Le fonctionnement hydro(géo)logique du Meretschibach, qui prend sa source à l'altitude de 1'890 m environ, est certainement lié au réseau hydrographique présent plus en amont dans le vallon suspendu de l'Ob. Meretschialp où sont présents plusieurs plans d'eau sans émissaire apparent. Les écoulements superficiels du Meretschibach ne présentent pas une continuité spatiale avec le réseau hydrographique présent dans ce vallon. Ceci s'explique par la présence de deux captages hydroélectriques dans les lacs de l'Ob. et l'Unt. Meretschisee<sup>24</sup> - surélevés par deux digues – prélevant la totalité des émissaires. La source du torrent est à situer à l'altitude de 1'880 m (Unt. Meretschialp) (617.142/124.479). Le bassin versant drainé par le torrent, sans la partie supérieure et en amont du dépotoir (Fig. 7.23-C), a une superficie de 5 km<sup>2</sup> dont 1.4 km<sup>2</sup> pour la seule zone de Bochtür. Au droit du prélèvement du lac inférieur, le débit d'étiage  $Q_{347}$  est de 12 l/s (OFEV, 2007). Les valeurs de débits calculées par Geotest et Teyssie et Candolfi (1998) sont de :

- 2.5 m<sup>3</sup>/s pour un événement pluvieux fréquent d'un temps de retour de 2.33 ans ;
- 6.5 m<sup>3</sup>/s pour une précipitation d'un temps de retour de 30 ans ;
- 8.5 m<sup>3</sup>/s pour un événement pluvieux d'un temps de retour d'une centaine d'années.

La pente moyenne du torrent est de 21°, avec les valeurs les plus faibles sur le cône de déjection (8°) et les plus élevées (33.7°) dans la partie supérieure du torrent.

### 7.3.5 Description géomorphologique détaillée du système torrentiel

Le Meretschibach draine un bassin versant torrentiel atypique d'un point de vue géomorphologique. Le bassin de réception où se prépare la charge sédimentaire correspond à une zone d'érosion (« Bochtür ») située à l'ouest du chenal du Meretschibach et partiellement connectée d'un point de vue sédimentaire avec ce dernier (Fig. 7.23-A). La superficie de la zone d'érosion, d'une pente moyenne de 33° et d'orientation NE, est d'environ 24 ha, s'étendant entre 2'100 et 1'600 m environ. Cette zone correspond à la partie sommitale et aux niches d'arrachement d'un glissement de terrain se prolongeant jusqu'en pied de versant sous la forme d'un cône de déjection, dont les dépôts sont coalescents avec ceux de l'Ilgraben à l'ouest et de l'Emsbach à l'est. Ce glissement paraît de toute évidence ancien et ne semble plus actif à son front (Gabus et al. 2008a).

En dehors des levées et des lobes façonnés par des événements d'origine torrentielle, la croissance des jeunes arbres n'enregistre pas d'instabilités, démontrant que la crise morphodynamique est ancienne. Le cône est aujourd'hui entièrement anthropisé et vraisemblablement inactif. En amont, divers indices géomorphologiques (Fig. 7.23-G à J) indiquent plutôt un tassement de versant avec dislocation, partiellement recouvert de végétation, dont les vitesses de déplacement moyennes annuelles sont d'une vingtaine de centimètres<sup>25</sup>. Si des tabliers d'éboulis se sont localement formés, notamment au pied de l'arête rocheuse du Meschlertotz (2'106 m), les formes géomorphologiques dominantes de ce secteur sont de vastes couloirs dont la largeur atteint plusieurs dizaines de mètres, dénués de toute végétation et incisés dans le substratum disloqué, par lesquels transitent les matériaux sous l'effet de processus nivaux, fluviaux et gravitaires. Trois rigoles d'érosion fluviale particulièrement bien visibles entaillent ces couloirs à partir d'une altitude d'environ 1'900 m et atteignent le chenal entre 1'160 et 860 m.

La prospection de la zone aval du site de Bochtür, en zone forestière, permet d'appréhender la complexité des processus géomorphologiques à l'origine des formes observables, dont la morphologie superficielle globale est chaotique. Les nombreuses anomalies de croissance visibles sur

<sup>24</sup> Ces deux captages – VS066 (616.700/123.050 ; 2'332 m) et VS067 (616.435/122.777 ; 2'354 m) – dérivent les eaux captées vers la centrale d'Oberems (Turtmanntal) et sont propriété des Forces Motrices de l'Ilensee-Turtmann AG (ITAG) (OFEV, 2007).

<sup>25</sup> Cf. chapitre 8.

les arbres donnent une idée du mouvement de versant généralisé qui a affecté par le passé la partie aval du site, sous la forme d'un glissement de terrain. Le volume plurimétrique de certains blocs de quartzites, souvent colonisés par des lichens explique l'occurrence d'éboulements anciens alors que certains éléments sont piégés par des conifères à l'aspect juvénile (Fig. 7.23-F). La présence de ces blocs de taille moins importante résulte de chutes de blocs individualisés depuis les escarpements qui délimitent le glissement de terrain. Un écroulement, dont certains blocs ont atteint les zones de pâturage de Talmatten quelques centaines de mètres au-dessus du village d'Agarn (616.930/126.476), s'est produit en 1961. Sa niche d'arrachement supposée se situe à Meschlertotz, près de 1'300 m en amont (Geotest, 1990). Il est intéressant de noter que cet éboulement a eu lieu la même année que celui intervenu dans le chenal de l'Illgraben (Schlunegger et al. 2009).

Le secteur décrit peut être atteint périodiquement par des avalanches (dernier événement recensé en 2001 (Szymczak et al. 2009)) se déclenchant dans la région de Bochtür, bien que la plupart des dépôts rocheux associés à ces transports restent piégés plus en amont. Le transport de matériel est essentiellement le fait d'avalanches humides printanières<sup>26</sup> se produisant en période de dégel sous l'effet de l'alourdissement de la masse neigeuse par l'eau, ou encore lors de redoux, lorsque la pluie succède à des chutes de neige. Ce type d'avalanches a été observé grâce aux photographies répétitives du site de Bochtür, notamment à la fin du mois d'avril (cf. ch. 8). La présence de formes concaves vers l'aval et bombées, associées à la présence de blocs, correspond à des lobes frontaux de laves torrentielles. Plusieurs chenaux délimités par des levées naturelles, pour la plupart végétalisées par des espèces arborescentes, sillonnent la forêt et sont le prolongement de certaines ravines visibles plus en amont sur le site de Bochtür. Certains de ces chenaux ont été empruntés plus ou moins récemment par des coulées de débris (Fig. 7.23-E et cf. ch. 8). Ces phénomènes peuvent parfois atteindre le chenal du Meretschibach. La succession verticale de ces différentes formes géomorphologiques s'observe également sur la végétation. Dans la partie sommitale du glissement où les phénomènes d'ébouilisation dans les lithologies calcaires et quartzitiques dominant, celle-ci est éparse ou rabougrie, voire absente. Plus à l'aval, le glissement est recouvert d'une végétation pionnière constituée de vernes de feuillus, traversée par diverses rigoles d'érosion. Enfin, là où la dynamique est moins active prend place une forêt de conifères témoignant de la relative stabilité du terrain.

---

<sup>26</sup> Le déclenchement des avalanches est beaucoup plus fréquent au printemps, lorsque la couverture neigeuse est encore importante et que la température moyenne est supérieure à 0°C (Tricart, 1962).



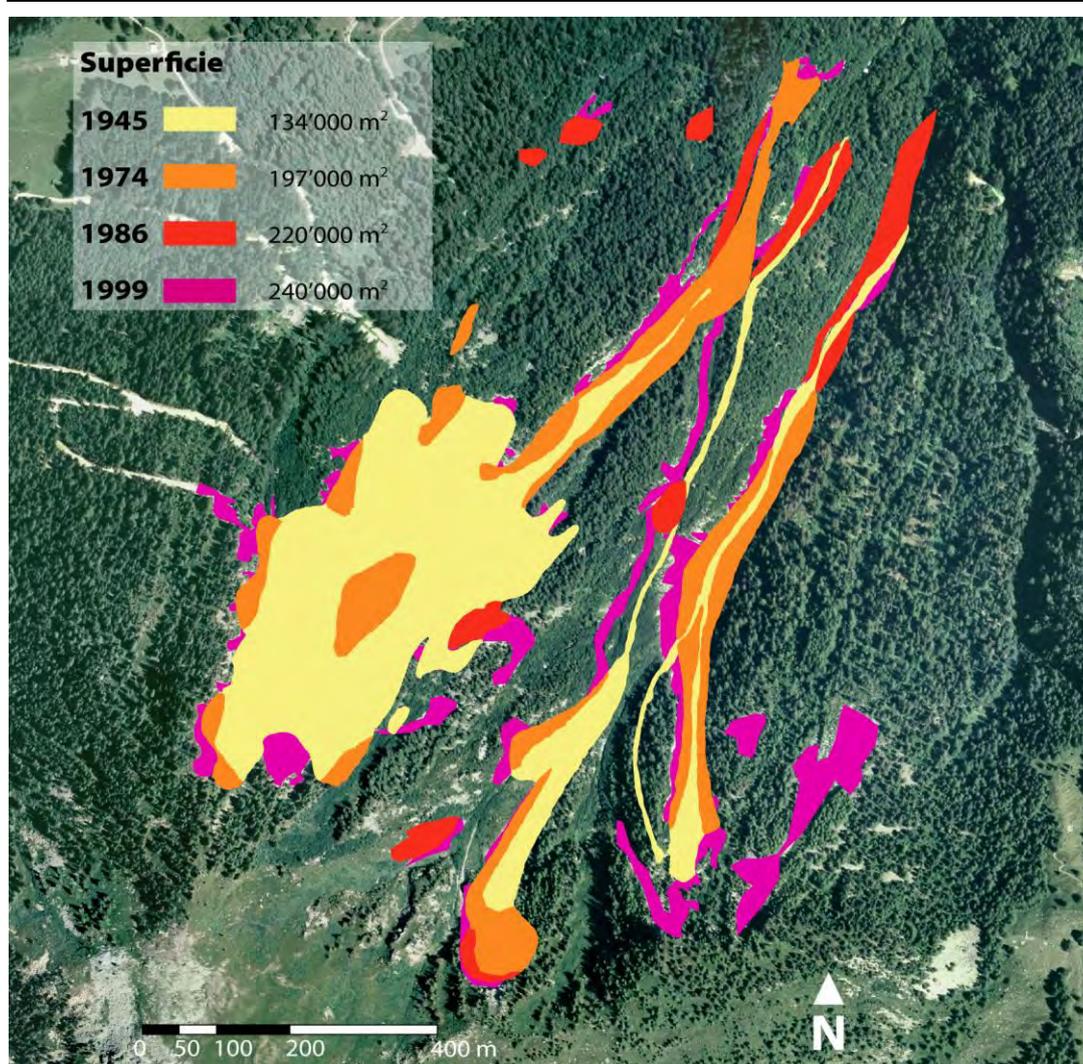
**Figure 7.23** Aperçu géomorphologique détaillé du site de Bochtür. A) Vue générale de la zone d'érosion en direction du SSE (© S. Morard) ; B) Vue en direction du chenal du Meretschibach (616.036/126.483) ; C) Dépotoir du Meretschibach (juin 2008) ; D) Niche d'arrachement de glissement de terrain sur la route de Meschleralp, en amont d'Ober Meschler (616.094/125.430) ; E) Chenal actif dans la partie aval de Bochtür (616.798/125.905) ; F) Bloc enchevêtré dans des épicéas (à droite) ; G) et J) Fracturation des quartzites ; H) Vue en direction de l'est d'une des niches d'érosion (616.153/124.875) (© C. Lambiel, juillet 2007) ; I) Vue de la même niche d'érosion (© C. Lambiel, juillet 2007).

### 7.3.6 Evolution morphogénétique de la zone d'érosion

Ce versant a été soumis à de nombreux et différents processus géomorphologiques et présente les caractéristiques classiques de l'évolution finale d'une chaîne orogénique par la présence juxtaposée de trois processus majeurs : tassement, glissement, et laves torrentielles. La zone d'érosion de Bochtür a connu de nombreuses modifications depuis le retrait glaciaire et plus récemment au cours du dernier siècle. Des témoignages relatent qu'une partie du secteur servait encore de zone de pâturage pour les chèvres<sup>27</sup> au début du siècle passé avant que de nombreuses instabilités du versant n'entraînent progressivement un recouvrement par les éboulis de tout le secteur. Des formes de dénudation du bedrock en amont desquelles s'ouvrent des niches d'arrachement sont également apparues. Depuis 1945, l'extension des zones d'érosion se poursuit à un rythme de 1'500 à 2'200 m<sup>2</sup> par an jusqu'en 1999 (Tabl. 7.6 et Fig. 7.24).

**Tableau 7.6** Evolution de la superficie de la zone d'érosion de Bochtür. D'après Geotest (1990), modifié.

Année	Superficie de la zone d'érosion	Augmentation depuis la dernière observation	Augmentation annuelle
1945	~ 133'800 m <sup>2</sup>		
1974	~ 196'800 m <sup>2</sup>	~ 63'000 m <sup>2</sup>	~ 2'200 m <sup>2</sup>
1986	~ 220'000 m <sup>2</sup>	~ 23'600 m <sup>2</sup>	~ 2'000 m <sup>2</sup>
1999	~ 240'000 m <sup>2</sup>	~ 20'000 m <sup>2</sup>	~ 1'500 m <sup>2</sup>



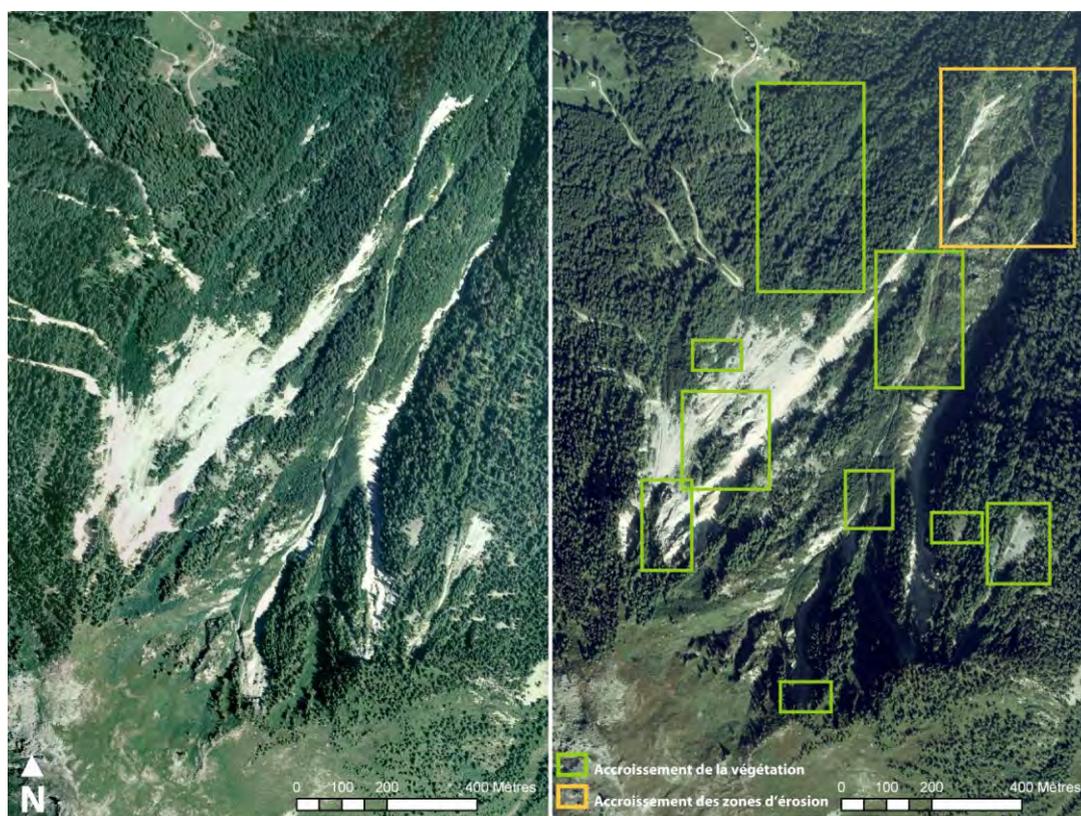
**Figure 7.24** Evolution de la zone d'érosion (1945-1999). Complété d'après Geotest (1990). Le cours du Meretschibach est visible sur la droite de la photo, en zone forestière. Swissimage © 2005 (DV023268).

<sup>27</sup> Les demandes formulées auprès de la commune d'Agarn pour obtenir des clichés photographiques sont restées vaines.

Les dernières analyses ponctuelles effectuées par Geotest (2004) à l'aide de GPS et sur la base d'ortho-photos montrent cependant une dynamique plus complexe :

- entre 1991 et 1999 (Fig. 7.24), une augmentation locale des hauteurs en raison de l'accroissement de la végétation alors que des phénomènes d'érosion induisent par endroits des « diminutions » de topographie jusqu'à 3.8 m ;
- entre 1999 et 2003 (Fig. 7.25), une augmentation des surfaces d'érosion de 3'700 m<sup>2</sup> et une augmentation des zones de végétation de (1'700 m<sup>2</sup>), pour un volume total érodé de 13'700 m<sup>3</sup>.

La comparaison des orthophotos de 1999 et 2005 (Fig. 7.25) montre globalement une diminution des zones sujettes à l'érosion. Dans les parties NW et SE des clichés, des voiles d'éboulis visibles en zone forestière ont été complètement colonisés par la végétation et n'apparaissent plus en 2005. Cette tendance s'observe également dans les niches d'arrachement dont le retrait est resté stable, ainsi qu'au centre de Bochtür. En revanche, la partie aval, au NE des photos, montre des changements dans le type de végétation et des chenaux plus visibles.



**Figure 7.25** Comparaison des orthophotos de 1999 (à gauche) et 2005 et mise en évidence des modifications géomorphologiques principales. Swissimage © 2005 (DV023268).

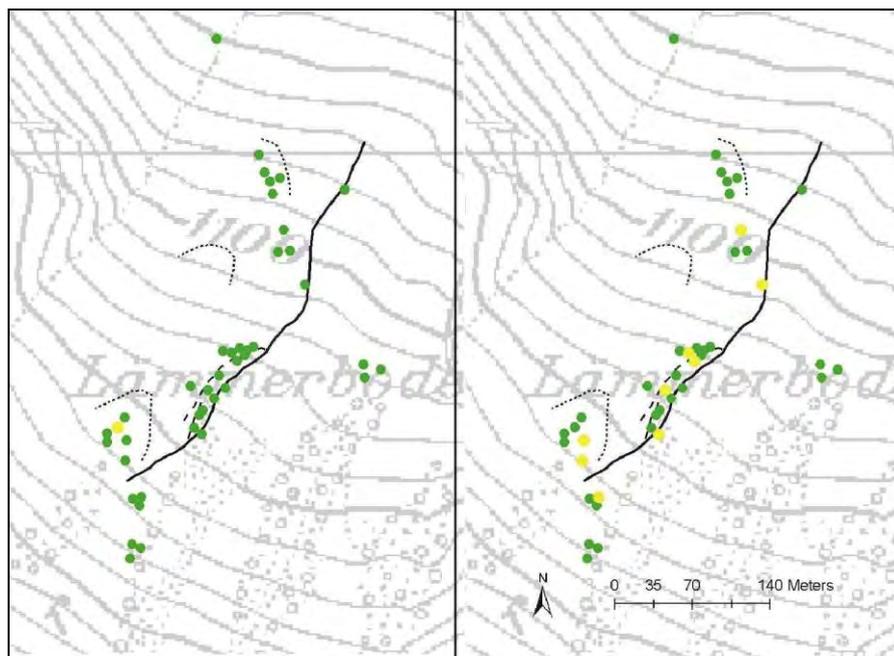
### 7.3.7 Activité torrentielle

Les données récentes sur les événements torrentiels survenus dans le Meretschibach sont relativement lacunaires car elles ne comprennent que six événements depuis 2000 : deux lors des **intempéries d'octobre 2000, le 31 juillet 2002, le 21 mai 2003, le 19 août 2003 et le 29 juillet 2008** (Szymczak et al. 2009). Au cours du mois de juin 2008, des analyses dendrogéomorphologiques ont été menées sur des conifères situés sur des lobes frontaux et des levées naturelles bordant un chenal actif – le dernier événement remontant à juin 2008, soit durant la campagne de terrain – ainsi que des chenaux abandonnés présents dans la partie médiane du système, à une altitude comprise entre 1'260 et 1'080 m, à proximité du lieu-dit Lämmerboden (Garavaglia, 2010). Parallèlement à ce travail, des levés ont été réalisés en 2008 par Szymczak et al. (2009), principalement dans la ravine

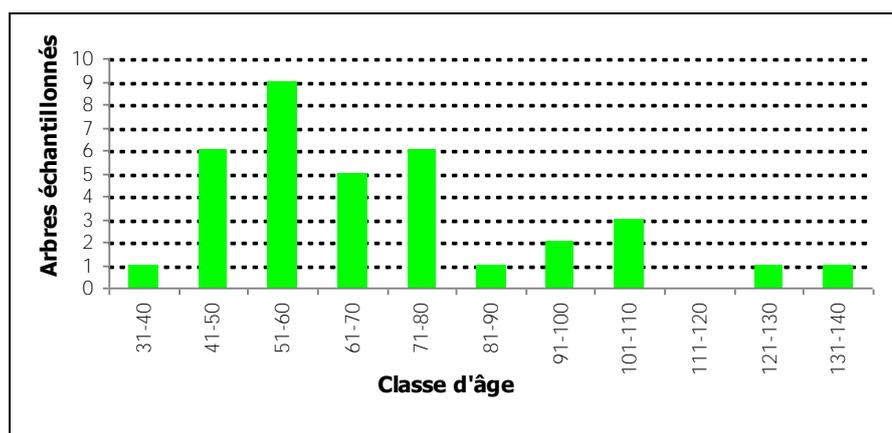
d'alimentation occidentale du Meretschibach (en provenance directe du site de Bochtür) et à proximité de ce dernier entre 1'000 et 750 m d'altitude au sud du lieu-dit Talmatten. Nous fournirons une synthèse de ces recherches.

#### 7.3.7.1 Evénements passés et résultats des analyses dendrogéomorphologiques (Lämmerboden, juin 2008)

Les 38 épicéas (*Picea abies* (L.) Karst) échantillonnés sont situés pour la plupart dans la classe 51-60 ans (Fig. 7.27), la moyenne<sup>28</sup> se situant à 66.3 ans. Aucun arbre n'est plus jeune que 30 ans ni n'est compris entre 111 et 120 ans. Le plus jeune est situé sur un ancien lobe (Fig. 7.26) et les plus vieux (133 ans) sont situés le long du chenal.



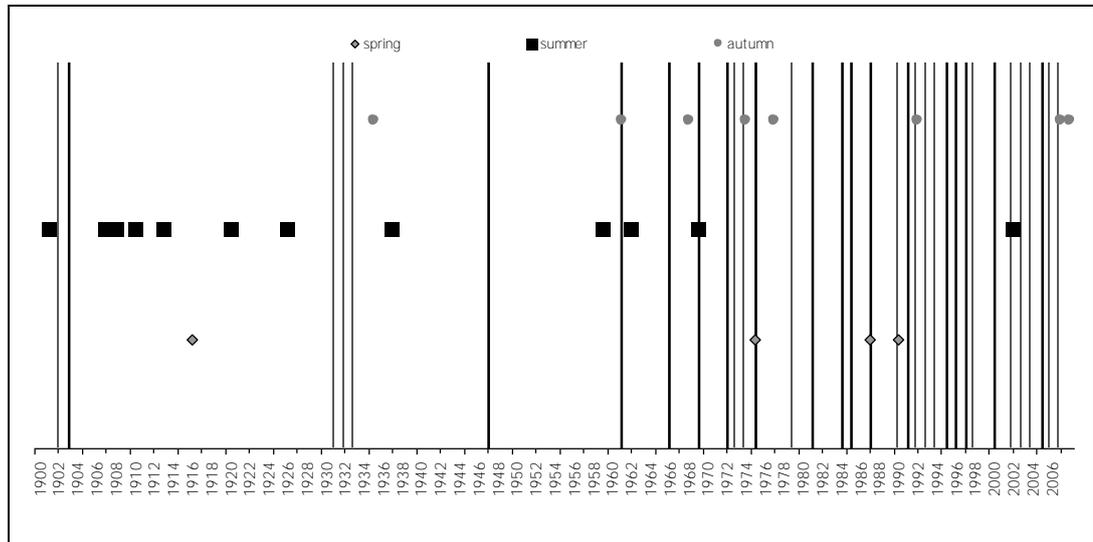
**Figure 7.26** Distribution des arbres échantillonnés et formes géomorphologiques (trait plein : chenal à laves torrentielles actif ; traitillés : chenal inactif ; pointillés : lobes frontaux). **A gauche, l'arbre le plus jeune (37 ans) est en jaune (ancien lobe) ; à droite les arbres dont la classe d'âge est comprise entre 51 et 60 ans sont indiqués en jaune.**



**Figure 7.27** Classes d'âge des arbres échantillonnés.

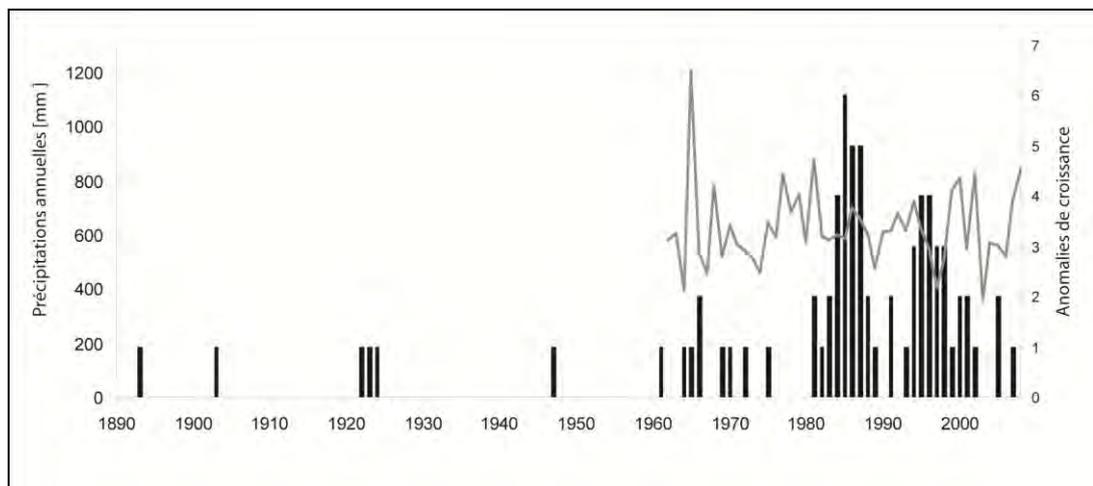
<sup>28</sup> Cette moyenne ne comprend pas les arbres non endommagés, carottés afin d'avoir des cernes de référence.

Les anomalies de croissance relevées dans les différentes carottes ont permis de reconstituer 73 événements qui se produisent pour la plupart dans le même chenal actif, les autres chenaux étant inactifs principalement en raison de la colonisation et de la densité de la végétation dans les zones supposées de déclenchement. Les événements torrentiels identifiés couvrent une période de 114 ans (1893 à 2007). La fréquence des événements semble croître à partir des années 1960, avec un pic à la fin des années 1980 (Fig. 7.29). La fréquence des événements auscultés est en outre plus importante en période estivale (Fig. 7.28). La présence de dépôts torrentiels masquant la base de nombreux troncs laisse supposer la présence de cicatrices et de traces d'impacts plus anciennes.



**Figure 7.28** Occurrence des événements recensés en fonction des saisons.

L'analyse des précipitations moyennes annuelles (Fig. 7.29) n'a pas permis de corréler des épisodes pluviométriques et des événements passés. Toutefois, il pourrait être intéressant d'analyser les précipitations journalières ainsi que les températures au regard du déclenchement de la lave torrentielle observée en juin 2008 (ch. 8).



**Figure 7.29** Précipitations annuelles (mm) enregistrées à la station météorologique de Sion (1865-2007) et anomalies de croissance des cerneaux.

L'analyse des prélèvements effectués sur 93 arbres de différentes espèces dans la région de **Talmatten** a permis de reconstituer 20 événements torrentiels et trois avalanches survenus entre 1930 et 2008 (Szymczak et al. 1999). Une comparaison des résultats obtenus avec ceux de l'Ilgraben (Stoffel et al. 2008) et de l'Emsbach (Kolenko, 2004), tous deux sujets à la production de laves torrentielles, a par ailleurs permis de corréliser une partie des événements survenus : durant onze années, des laves torrentielles se sont produites simultanément dans le Meretschibach et l'Ilgraben. **Durant les intempéries d'octobre 2000, les trois torrents montrent une activité torrentielle** malgré des caractéristiques topographiques et géomorphologiques du bassin versant différentes. Il a été possible de **corréliser l'occurrence de la plupart des événements de type lave torrentielle** survenus dans le Meretschibach avec les données pluviométriques de la station météorologique de Sierre, pourtant distante de plusieurs kilomètres du site et ne reflétant pas les caractéristiques climatiques locales du bassin versant (Szymczak et al. 2009).

### 7.3.7.2 Fonctionnement du système

La mise en relation des données pluviométriques et celles des événements torrentiels, associée à la **présence d'un stock sédimentaire très important** « stocké » sur le site de Bochtür, indique que le comportement torrentiel du système correspond au type *supply-unlimited system*<sup>29</sup> (ou *transport-limited system*) (Sterling et Slaymaker, 2007 ; Brayshaw et Hassan, 2009). **L'occurrence de laves** torrentielles ou coulées de débris est donc directement liée aux événements hydrométéorologiques les plus intenses, qui commandent la production du transport torrentiel<sup>30</sup>.

### 7.3.7.3 Événements potentiels

Des estimations de volumes potentiellement transportés par des coulées torrentielles ont été réalisées par Geotest et Teyssière & Candolfi (1998). Le scénario le plus vraisemblable correspond à une lave torrentielle déclenchée par un événement pluviométrique **d'un temps de retour entre 10 et 30 ans** qui transporterait entre 5'000 et 10'000 m<sup>3</sup> de matériaux, **avec une probabilité d'occurrence par année de 4% ou d'au moins 97% en 100 ans**. Cependant, un événement pluviométrique d'une intensité et d'une durée exceptionnelles touchant tout le bassin versant pourrait déclencher une lave torrentielle d'environ 23'000 m<sup>3</sup> dans le chenal principal auxquels **s'ajouterait un volume identique** en provenance du site de Bochtür. **La probabilité qu'un tel événement hydrométéorologique (temps de retour de 100 ans) survienne chaque année est de 1% et dans les 100 prochaines années de 63%**. Suite aux événements d'octobre 2000 et à l'occurrence d'événements torrentiels au sein du Meretschibach, ces valeurs (maximales) ont été légèrement revues à la hausse (Teyssière & Candolfi, 2002) :

- **5000 m<sup>3</sup>** pour un événement fréquent ; en appliquant une formule permettant de corréliser le volume total et le pic de débit maximal (Rickenmann, 1995 et 1999 et cf. ch. 5) ;
- **15'000 m<sup>3</sup>** pour un événement vraisemblable (temps de retour d'environ 30 ans) ;
- **60'000 m<sup>3</sup>** pour un événement qualifié de possible (temps de retour d'environ 100 ans), dont le 80% proviendrait de Bochtür ;
- **120'000 m<sup>3</sup>** pour un événement extrême.

L'estimation détaillée des valeurs issues du premier rapport (Geotest et Teyssière et Candolfi, 1998) figure dans le tableau 7.7. Celles-ci **sont issues d'une sectorisation des ravines en tronçons homogènes d'un point de vue de la production de matériaux sur lesquels ont été appliquées à la fois** des formules de calcul de Rickenmann (1995) et des tables développées par le groupe de travail

<sup>29</sup> Cf. chapitre 5.

<sup>30</sup> Comme nous l'avons évoqué au chapitre 5, on constate dans ce genre de système une bonne corrélation entre les transports solides torrentiels et les événements hydrométéorologiques **d'une part, et, d'autre part, un transport de matériaux plus fréquent mais de moindre intensité**. Dans de tels bassins, la charge sédimentaire dérive généralement de chenaux ou ravines directement creusées dans des stocks de matériaux meubles ou dans un substratum fortement fracturé, **comme l'illustre parfaitement le contexte géomorphologique du site d'étude**.

pour l'hydrologie opérationnelle<sup>31</sup> (AOH, 1996a et b), présentées au chapitre 5. Les auteurs indiquent que des comparaisons ont également été effectuées avec des événements survenus dans des contextes géologiques et/ou topographiques similaires (Illgraben, Mont-Dolent, Gerental, Dorfbach, Ritigraben).

**Tableau 7.7** Potentiel d'érosion et volume de matériaux mobilisable estimés le long du chenal du Meretschibach et du sous-bassin versant drainant la zone d'érosion de Bochtür. Tiré de Geotest et Teyssiere et Candolfi (1998), modifié.

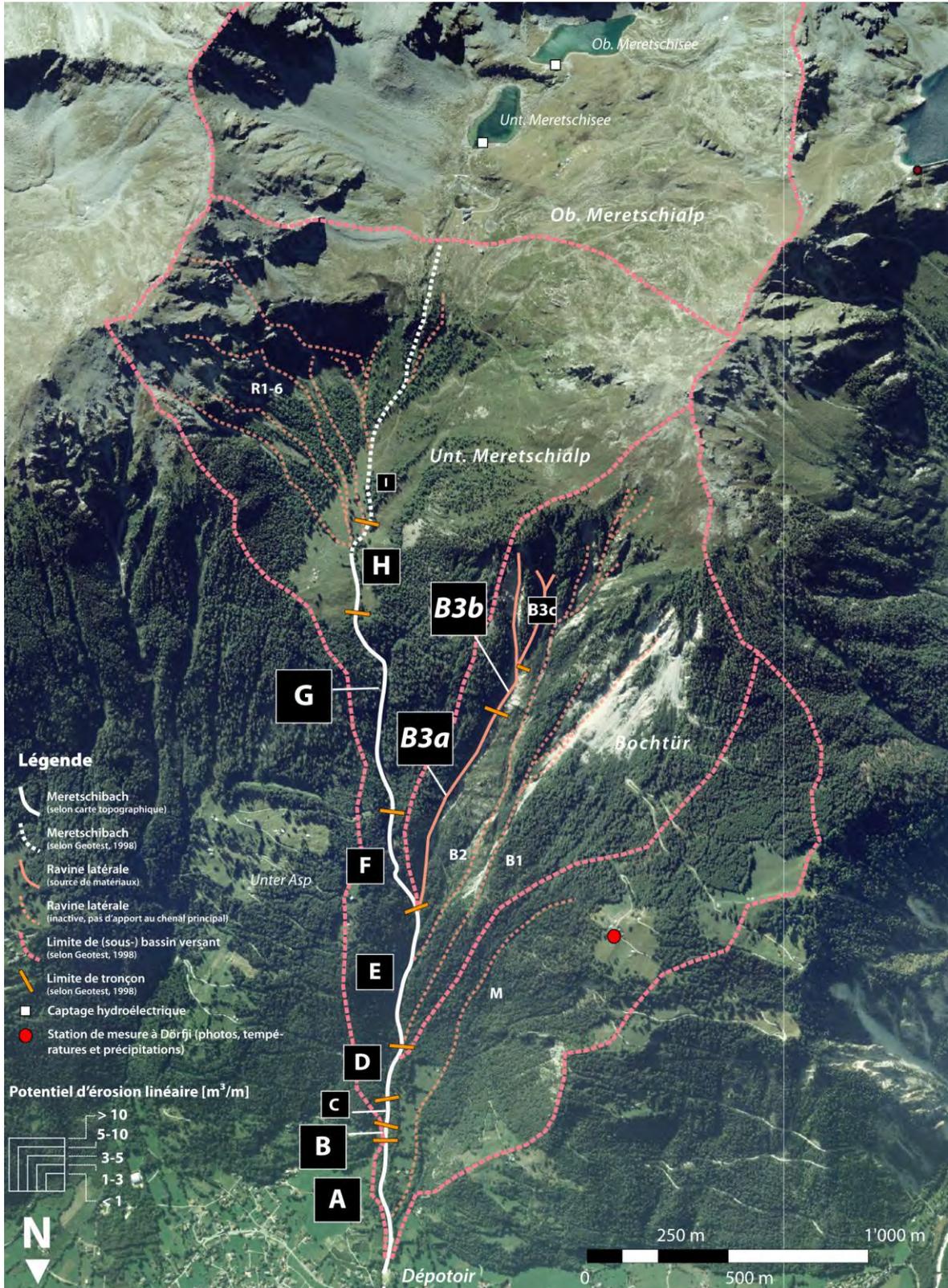
Tronçon	Limites [alt.]	Longueur [m]	Potentiel d'érosion [m <sup>3</sup> /m]	Volume [m <sup>3</sup> ]
<i>Ravine principale</i>				
I	2'270-1'895	1'155	0.8	925
H	1'895-1'805	315	4	1'260
G	1'805-1'320	785	10-20	11'780
F	1'320-1'130	370	4.5-5	1'750
E	1'130-870	505	4-5	2'270
D	870-800	235	4-5	1'060
C	800-775	90	2.5-3	240
B	775-760	70	6	420
A	760-665	455	8	3'640
<b>Total</b>		<b>3'980</b>		<b>env. 23'350</b>
<i>Bochtür</i>				
B3c	2'020-1'730	400	3	1'200
B3b	2'100-1'615	565	20	11'300
B3a	1'615-1'130	795	10-15	9'940
<b>Total</b>		<b>1'760</b>		<b>env. 22'440</b>
			<b>Total</b>	<b>46'000</b>

Il ressort de ce tableau que les tronçons du Meretschibach les plus productifs en termes de production spécifique sont le tronçon A, en amont du dépotoir et saturé en matériaux (Fig. 7.23-B) et G, plus en amont, où la pente du chenal est très élevée et s'incise d'abord dans des dépôts morainiques, puis dans une partie de versant fortement disloquée.

Une représentation cartographique (Fig. 7.30) permet de visualiser l'importance relative des différents tronçons du réseau hydrographique en termes de productivité sédimentaire. Logiquement, la partie supérieure, hydrologiquement déconnectée en raison des installations hydroélectriques captant les émissaires des lacs, n'a pas été prise en considération dans les calculs de volumes, comme nous le verrons dans le chapitre 8.

Le sous-bassin versant drainant la zone d'érosion de Bochtür peut fournir des apports en matériaux beaucoup plus élevés puisqu'avec un réseau de ravines d'une longueur totale deux fois moins importante, la quantité de matériaux charriés est sensiblement identique. En revanche, la non-prise en compte des ravines B1 et B2 – qui s'explique par le fait que seules les parties sommitales de ravines sont sujettes à l'érosion alors que les zones aval sont en zone forestière (Geotest et Teyssiere & Candolfi, 1998) et n'assurent donc plus un transport des matériaux –, de même que la délimitation des sous-bassins versants, paraissent plus surprenants et seront sujets à discussion dans le chapitre 9.

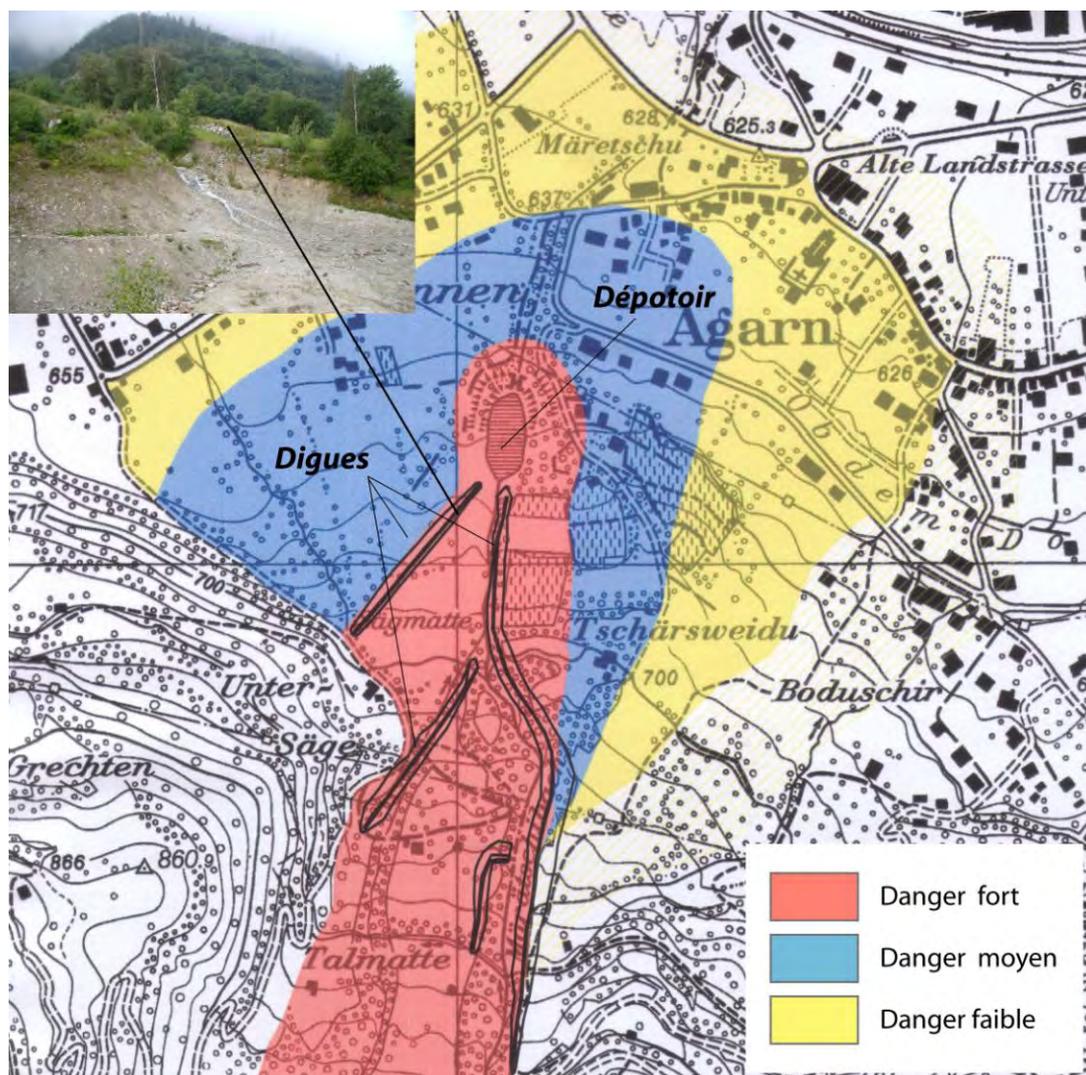
<sup>31</sup> Pour rappel, cette méthode permet d'obtenir un ordre de grandeur qualitatif de la production de matériaux dans des petits bassins versants (1-10 km<sup>2</sup>) pour trois types de lithologies principaux (flysch, calcaire et cristallin) et se base sur les paramètres suivants : pente moyenne de la rigole principale (> 11°), existence de tronçons sur la rigole principale avec une pente < 11°, type de transport, quantité de matériaux meubles à proximité de la rigole, existence d'un passage dans des gorges, et possibilités de rétention des matériaux. En faisant correspondre la charge sédimentaire prévisionnelle avec différentes productivités spécifiques [m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>], un ordre de grandeur quantitatif peut ainsi être obtenu en tenant compte des caractéristiques géologiques des bassins versants.



**Figure 7.30** Cartographie du potentiel de productivité en matériaux (volume potentiellement mobilisable) déterminé le long du chenal du Meretschibach et du sous-bassin versant drainant la zone d'érosion de Bochtür. Les taux de productivité sont représentés de manière proportionnelle. D'après Geotest et Teyssiere & Candolfi (1998), modifié. Swissimage © 2005 (DV023268).

### 7.3.8 Cartographie des dangers et ouvrages et mesures de protection

En octobre 1988, la commune de Loèche a lancé un avant-projet de plus de deux millions de francs pour assainir la zone d'érosion de Bochtür (Geotest, 1990). A la suite de deux grandes laves torrentielles durant le mois d'octobre 2000 et parce que le dépotoir situé au-dessus d'Agarn sur le Meretschibach, n'a pas eu le rôle de rétention escompté<sup>32</sup>, des digues de protection (sur chacune des rives, fig. 7.31 en zone rouge) ont été construites au sommet du cône en 2005 et 2006 (Szymczak et al. 2009). Une carte de dangers (Fig. 7.31) actualisée est en cours d'élaboration par le bureau Teyssiere et Candolfi<sup>33</sup>. En 2007, sont extraits du dépotoir situé à l'aval du Meretschibach 7'000 m<sup>3</sup> de matériaux<sup>34</sup>. Le précédent curage avait permis d'extraire 4'500 m<sup>3</sup> en 2003.



**Figure 7.31** Carte des dangers réalisée pour la commune d'Agarn (source T&C, 2006). En médaillon, vue de la partie du dépotoir (juin 2008).

<sup>32</sup> Eléments tirés du colloque JRND – Lausanne 31.08.07 (conférence de Dominique Bérod).

<sup>33</sup> Comm. Pers. de F. Heinzmann (T&C) du 06.04.10.

<sup>34</sup> Comm. pers. d'E. Abgottspon (SRCE) du 19.01.09.

## **PARTIE III**

---

Etude de deux systèmes torrentiels

## 8 Application de la méthodologie et analyse des modifications géomorphologiques

Ce chapitre présente l'application de la méthode développée (et présentée au chapitre 6) aux sites de Bruchi et de Bochtür. Une description et une explication des modifications géomorphologiques survenues sur les deux sites d'étude au cours des deux années et demie de monitoring et de mesures à l'aide du GPS différentiel, de traçages de peinture et du LiDAR sont fournies. Une analyse des données de températures et photographiques récoltées par les stations de mesure à Dörfji et à Egga est également présentée.

### 8.1 Bruchi

#### 8.1.1 Application de la méthodologie

##### 8.1.1.1 Carte géomorphologique dynamique

Les différentes étapes décrites au chapitre 6 ont été appliquées en premier lieu sur le site du Bruchi et ont abouti à une carte géomorphologique dynamique de la zone ravinée du torrent (Fig. 8.1). Cette carte met en évidence neuf sous-bassins versants directement connectés au chenal principal et participant plus ou moins activement à la dynamique sédimentaire de ce dernier (Tabl. 8.1) et totalisant une surface de contribution de 168040 m<sup>2</sup> soit 0.16 km<sup>2</sup>, ce qui représente seulement 4% environ de la superficie du bassin versant drainé par le Bruchi en amont du dépotoir (ch. 7).

**Tableau 8.1** Synthèse des principales caractéristiques géomorphologiques (stocks sédimentaires et processus travaillant ce stock) des sous-bassins versants cartographiés. En italique : levée naturelle, ne correspondant pas à un sous-bassin versant

Sous-BV	Superficie [m <sup>2</sup> ]	Stock(s) sédimentaire(s) principal	Processus principal travaillant le stock
1	21'652.05	Glissement de terrain	Ravinement
3	10'581.29	Eboulis	Eboulisation
4	14'290.19	Glissement de terrain	Ravinement
5	22'199.23	Eboulis	Eboulisation
6	18'664.39	Escarpement rocheux	Eboulisation
7	4'805.99	Escarpement rocheux	Eboulisation
8	22'652.32	Glissement de terrain	Ravinement
9	24'088.42	Escarpement rocheux – <b>dépôts d'éroulement</b>	Eboulisation
10	29'109.23	Glissement de terrain	Eboulisation
2	-	<i>Levée naturelle</i>	<i>Sapement basal / érosion de berge</i>

Des vérifications empiriques nous ont amené à « exclure » quatre sous-bassins, représentés sur la carte à l'aide de traits noirs parallèles. Ces sous-bassins déconnectés au cours d'eau totalisent une surface de 70'484 m<sup>2</sup>, principalement en raison de l'importante levée naturelle déposée par le torrent en rive gauche (zones a et b, Fig. 8.1). Celle-ci a en effet contraint le Bruchi à dévier son lit vers l'ouest (Bollschweiler et al. 2007), empêchant ainsi les sédiments provenant d'une partie de ce versant d'atteindre le chenal principal. La situation des zones c et d (Fig. 8.1) présente des similitudes avec les deux sous-bassins décrits mais leur « déconnexion » avec le Bruchi est vraisemblablement plus ancienne. La berge en rive gauche présente en effet une végétation dense et arborescente colonisant un niveau de terrasse fluviale plus ancien. Ceci démontre que les formules

de détermination du volume à partir de la surface du bassin versant sont peu adaptées dans le contexte du Bruchi

En analysant le Tabl. 8.1, nous pouvons apporter les éléments suivants quant à la dynamique sédimentaire du Bruchi :

- **Les processus gravitaires, par l'éboulement, agissent sur la plus grande partie de la surface contributive totale, soit environ 91'000 m<sup>2</sup> ; ceci s'explique en partie par les caractéristiques lithologiques et tectoniques des formations affleurantes (ch. 7) ;**
- les processus fluviaux de type ravinement drainent une surface de moins de 60'000 m<sup>2</sup>, (nous verrons par la suite que les phénomènes de charriage, sous forme de coulées de débris, **sont à l'origine des apports en matériaux remplissant le chenal**), dont un peu plus de la moitié (35'000 m<sup>2</sup>) correspond à des glissements de terrain dont la surface est libre de toute végétation ;
- **les processus fluviaux liés au sapement et à l'érosion latérale de berge agissent sur une superficie relativement restreinte, de l'ordre de quelques centaines de mètres tout au plus pour chacune des rives.**

Bien que les interfluves contribuent également à l'approvisionnement en sédiments, les processus impliqués dans ce cas d'étude peuvent être négligés à cette échelle. Comprenant surtout des zones où se produisent des écoulements superficiels pouvant être parfois concentrés, ils **n'ont pas une grande influence. L'approvisionnement en matériaux très faible de ces secteurs est confirmé par les apports négligeables d'une levée naturelle (Stock n°2, Fig. 8.1). Les résultats obtenus à l'aide du LiDAR – que nous décrirons au ch. 8.1.4 – montrent d'ailleurs que l'intensité des phénomènes érosifs sur ce dépôt est relativement faible, malgré des prédispositions très favorables (pentes, absence de végétation et matériaux meubles faiblement consolidés).**

Les apports du BV n°9 (malgré une superficie relativement importante par rapport aux autres unités (Tabl. 8.1)) sont par ailleurs moins importants que ne suggère **l'information transmise la carte géomorphologique. Une partie du stock sédimentaire disponible correspond à des dépôts d'écroulements (provenant d'imposantes parois de gneiss fracturées et plissées), constitués de blocs de diamètre plurimétrique, n'entrant pas dans le faisceau granulométrique d'une lave torrentielle (ch. 5).**

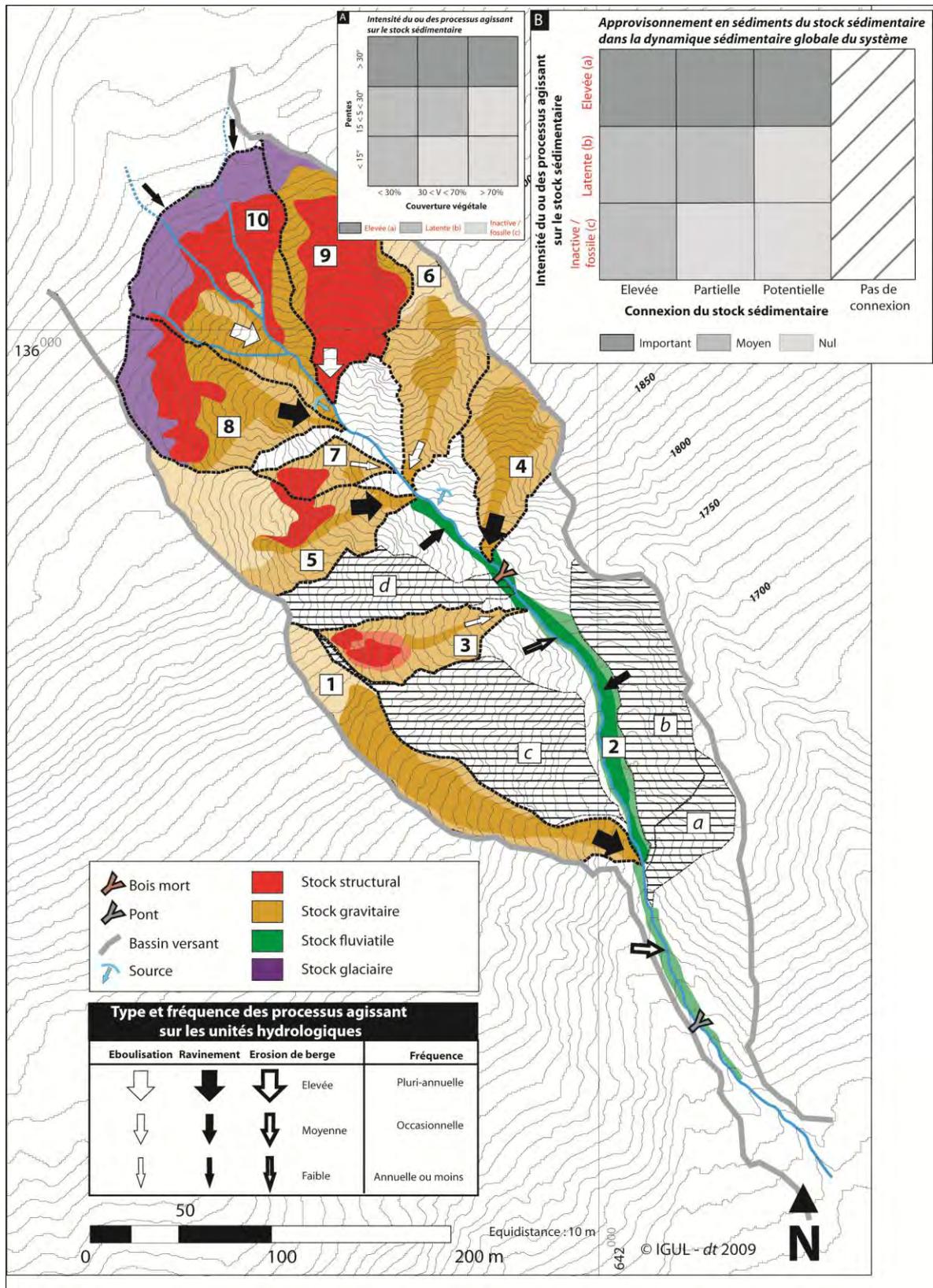
### 8.1.1.2 Cascade sédimentaire

Il existe plusieurs approches permettant de conceptualiser les transferts sédimentaires sous la forme **d'une cascade sédimentaire (ch. 5). Nous avons choisi de transposer les différentes unités cartographiées sur le modèle proposé par Otto et Dikau (2004), d'abord à l'échelle de la vallée du Kelchbach dont le Bruchi est le principal affluent (Fig. 8.2), puis à l'échelle de la zone ravinée du Bruchi<sup>1</sup> (Fig. 8.3), elle-même sous-système du bassin versant drainé par le cours d'eau.** Cet exercice nous a montré que la carte géomorphologique était une bonne base pour conceptualiser le système torrentiel, même si un double choix devait être réalisé, comportant une certaine part de subjectivité : choix de **l'importance accordée aux stocks sédimentaires présents dans le sous-bassin versant** et choix du processus principal responsable du remaniement de ce(s) stock(s) dans le chenal torrentiel. Cela implique donc une simplification du fonctionnement géomorphologique individuel de chacun des sous-systèmes.

Une telle conceptualisation est forcément sujette à discussion et comporte une lacune quantitative **au niveau des exutoires (Fig. 8.1). Nous tâcherons d'apporter des réponses par le biais des autres méthodes et outils utilisés dans cette étude.** Nous verrons cependant que la résolution de ce **problème est bien plus difficile qu'il n'y paraît, du moins au niveau des objectifs fixés au début de ce travail.**

---

<sup>1</sup> Rappelons que nous considérons cette zone comme le bassin de réception du torrent, d'un point de la fourniture de la charge solide (ch. 7).



**Figure 8.1** Carte géomorphologique dynamique du Bruchi. Les numéros font référence aux bassins versants décrits dans le Tabl. 8.1, les lettres indiquent des sous-bassins versants connectés d'après la simulation du réseau hydrographique mais qui ne participent pas à la dynamique sédimentaire du torrent. Les intensités de couleur figurant sur la carte correspondent à celles figurant dans la matrice B.

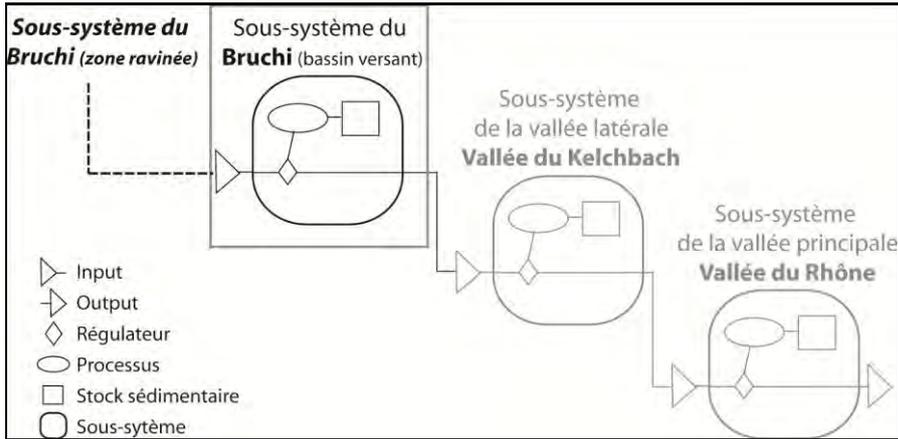


Figure 8.2 Cascade sédimentaire du sous-système « Bruchi ». Inspiré du modèle d’Otto et Dikau (2004).

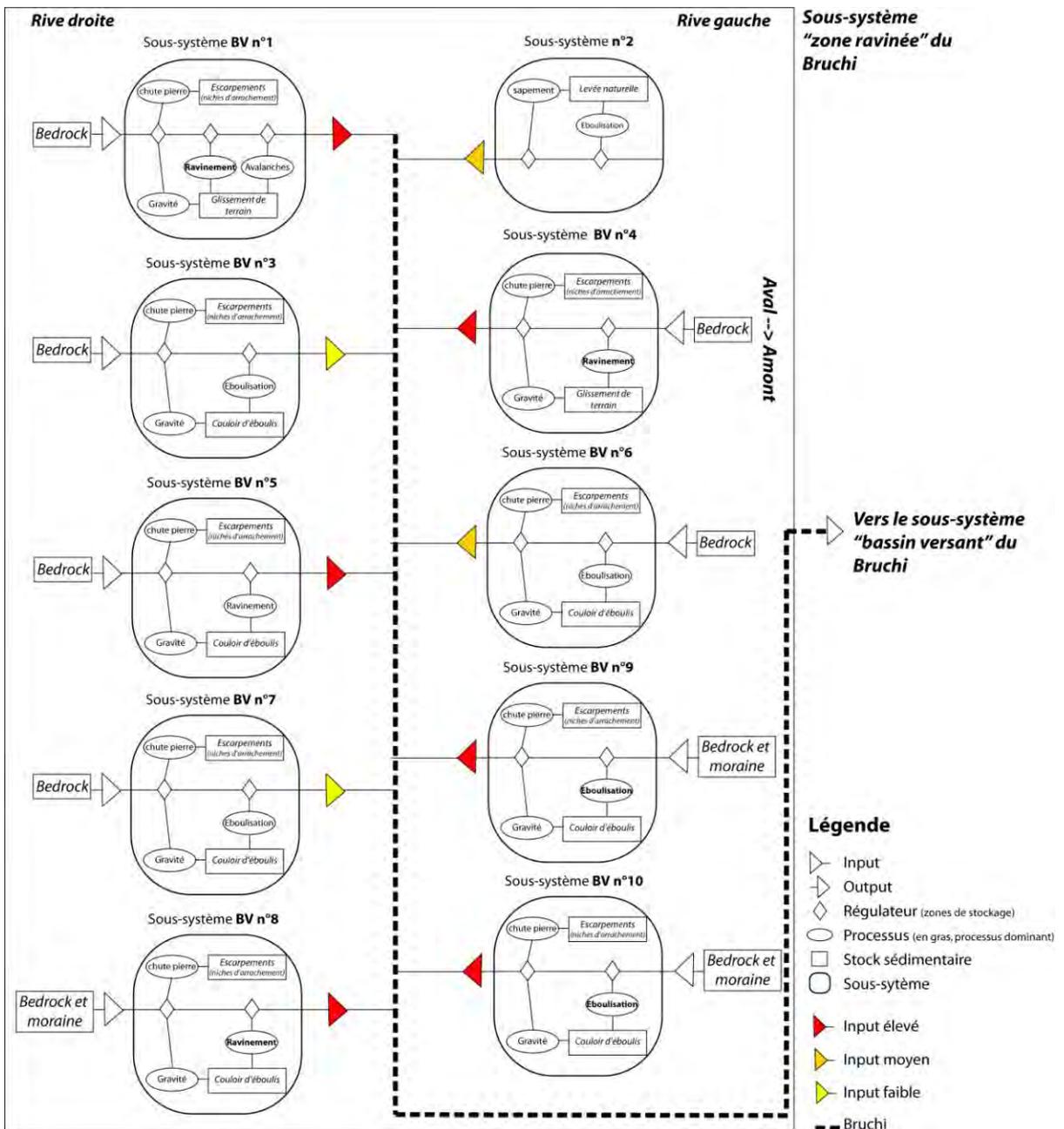
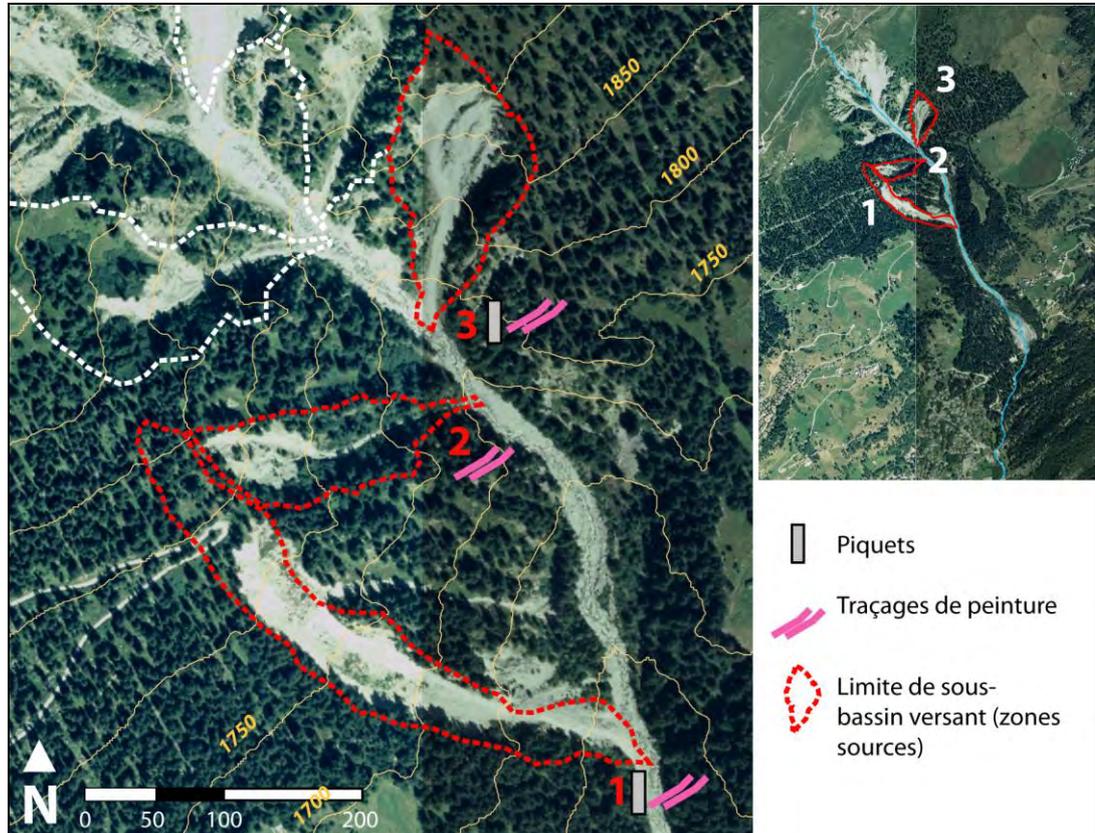


Figure 8.3 Cascade sédimentaire du sous-système de la zone ravinée. Inspiré du modèle d’Otto et Dikau (2004).

### 8.1.2 Observations géomorphologiques

Les visites effectuées dans le chenal d'écoulement ont permis d'appréhender de nombreux changements géomorphologiques sur un laps de temps relativement court, témoignant de la dynamique géomorphologique active de ce système. Une analyse sectorielle de ces modifications a été réalisée systématiquement sur trois sites (Fig. 8.4) correspondant à des zones d'alimentation en sédiments du Bruchi, sur la base d'observations (clichés photographiques), de mesures empiriques (traçages de peinture et piquets mesurant l'érosion).



**Figure 8.4** Localisation des principaux sous-bassins versants étudiés et types de mesures effectués. Swisssimage © 2005 (DV023268).

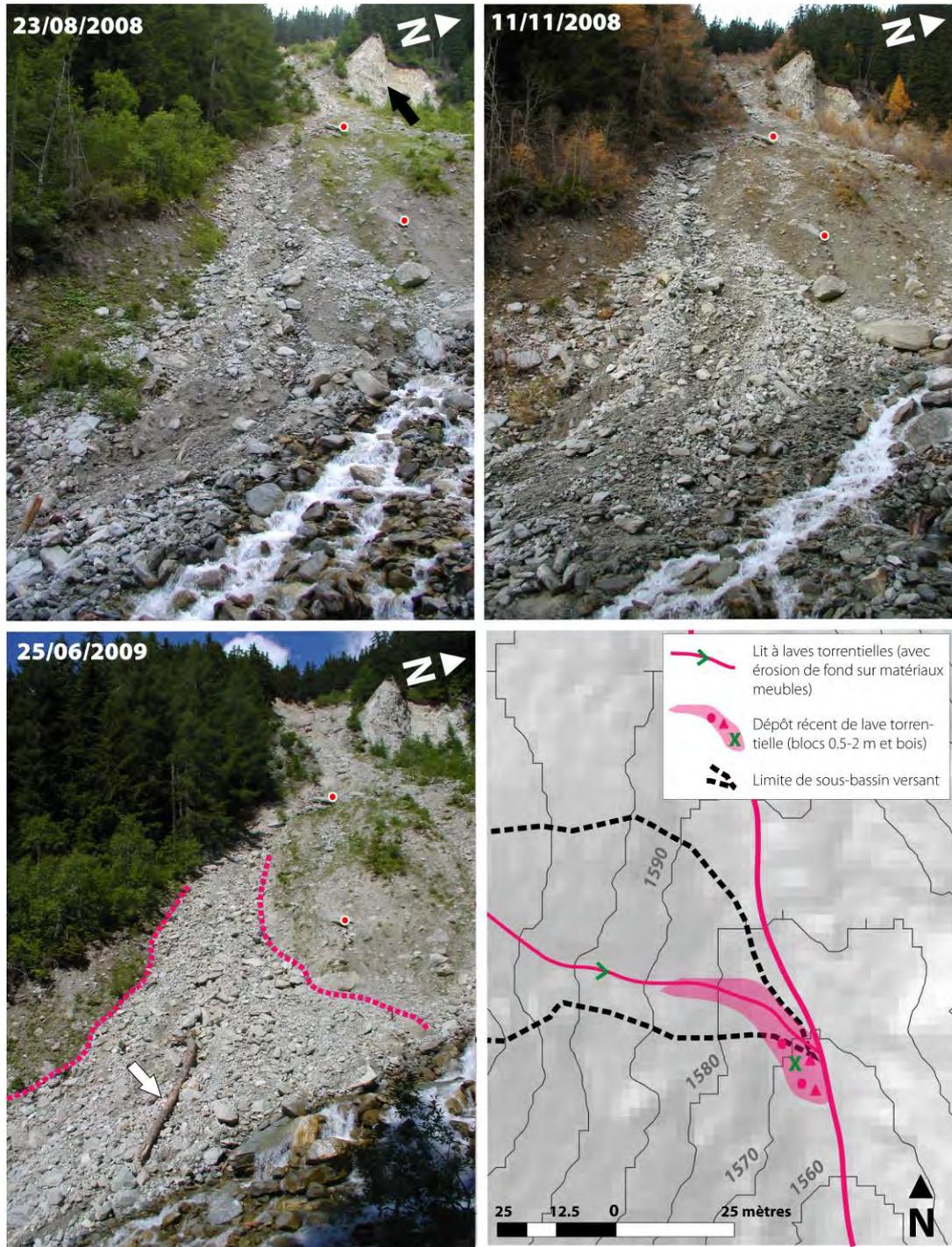
Des piquets gradués ont été installés en trois endroits sur les sites 1 et 2 le 26 juillet 2007, afin d'obtenir des estimations des taux d'érosion sur des accumulations de matériaux meubles (front et partie médiane d'un glissement de terrain, respectivement sur les sites n°1 et n°2). La démarche a consisté à planter trois piquets protégés en amont par une planche, ancrée par des chutes de fer d'une cinquantaine de centimètres environ (Fig. 8.5). Les piquets sont délimités par un « bassin versant » au sein duquel il est possible en théorie de déduire une valeur du taux de dénudation, en moyennant les valeurs observées sur chaque piquet. Le 4 septembre de la même année, seul un site était encore fonctionnel (B), mais une estimation de l'érosion s'est avérée peu concluante. Le ruissellement à la surface du bois avait provoqué une érosion prononcée des premières couches pédologiques au pied du piquet. Sur le site n°1 (Fig. 8.4), la dynamique du glissement a fait disparaître toute l'installation.



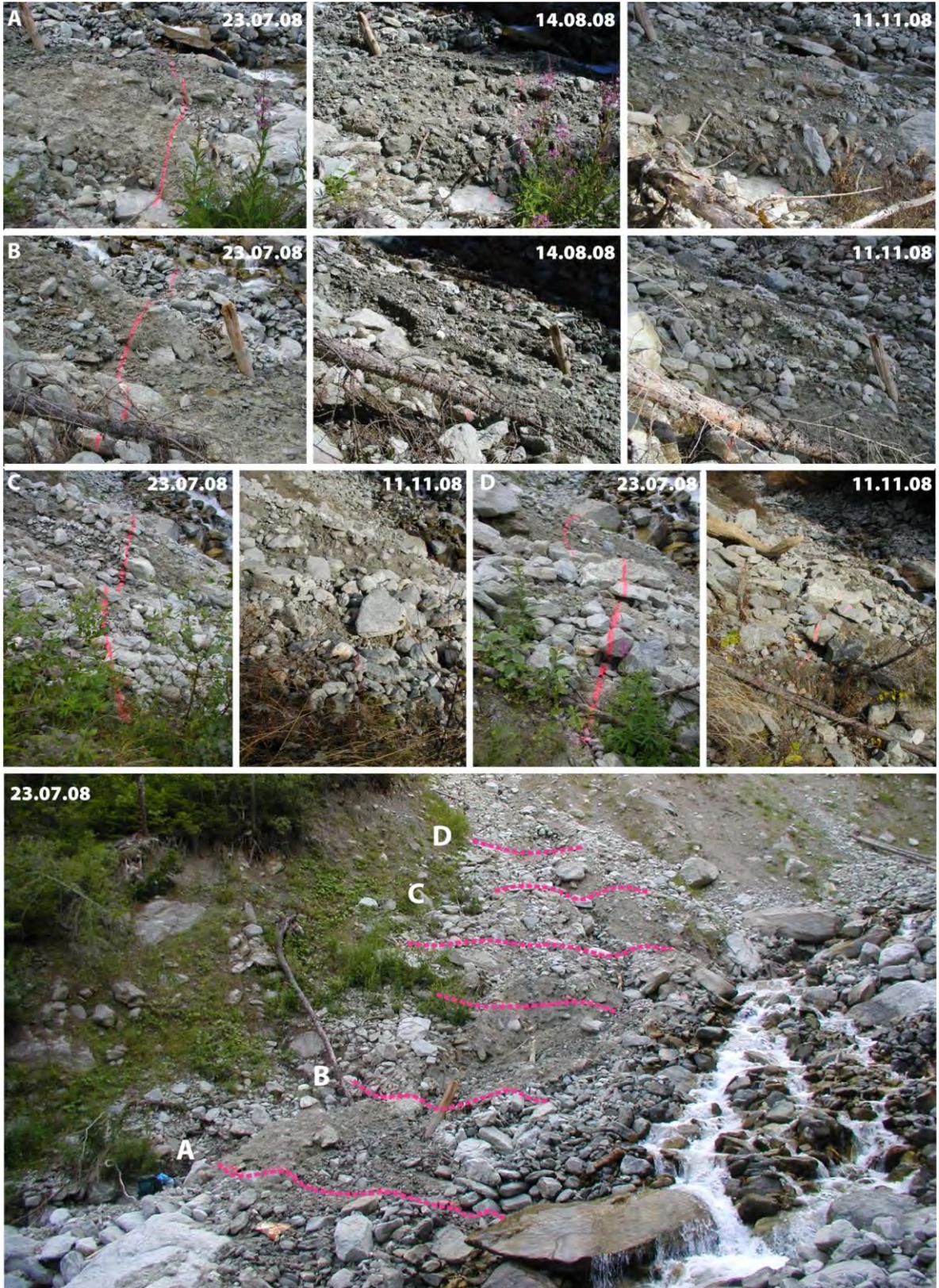
**Figure 8.5** Installation de piquets permettant de mesurer les taux d'érosion à la surface de zones de matériaux meubles. La figure en bas à gauche montre les piquets installés au front du glissement (site n°1), qui avaient disparu lors de la visite du 4 septembre. Sur le troisième site, les mouvements de terrain ont même provoqué des torsions sur les chutes de fer (A et B).

#### 8.1.2.1 Site n°1

Le premier site, situé en rive droite du Bruchi, correspond à la première zone d'alimentation latérale du chenal située la plus en aval, plus précisément à un glissement de terrain actif (décrit au chapitre 7), caractérisé par un **recul rapide de la niche d'arrachement**. Dans sa partie aval, la morphologie de cette zone source se caractérise par un **évasement d'environ 30 à 35 m de large** – sans végétation arborescente – et **d'une longueur d'environ 350 de direction SE à SSE**. Une **niche d'arrachement** secondaire est visible depuis le chenal (Fig. 8.6). Des dépôts torrentiels récents ont été observés lors de chaque visite, parfois avec la présence de dépôts ligneux (Fig 8.6), indiquant la présence de processus nivaux (avalanches). Cette activité est confirmée par la présence de débris rocheux à forte angulosité sur la berge opposée à partir de laquelle a été prise la photo. Sur le premier site, les traçages ont été effectués (Fig. 8.7) **sur la partie aval d'un glissement du terrain**, perpendiculairement à une rigole où transitent des coulées de débris. Ceux-ci montrent des signes évidents de transferts sédimentaires, principalement par des coulées de débris empruntant une rigole creusée à la surface même du glissement de terrain. **Plus aucune trace des lignes n'était visible le 4 septembre 2007.**



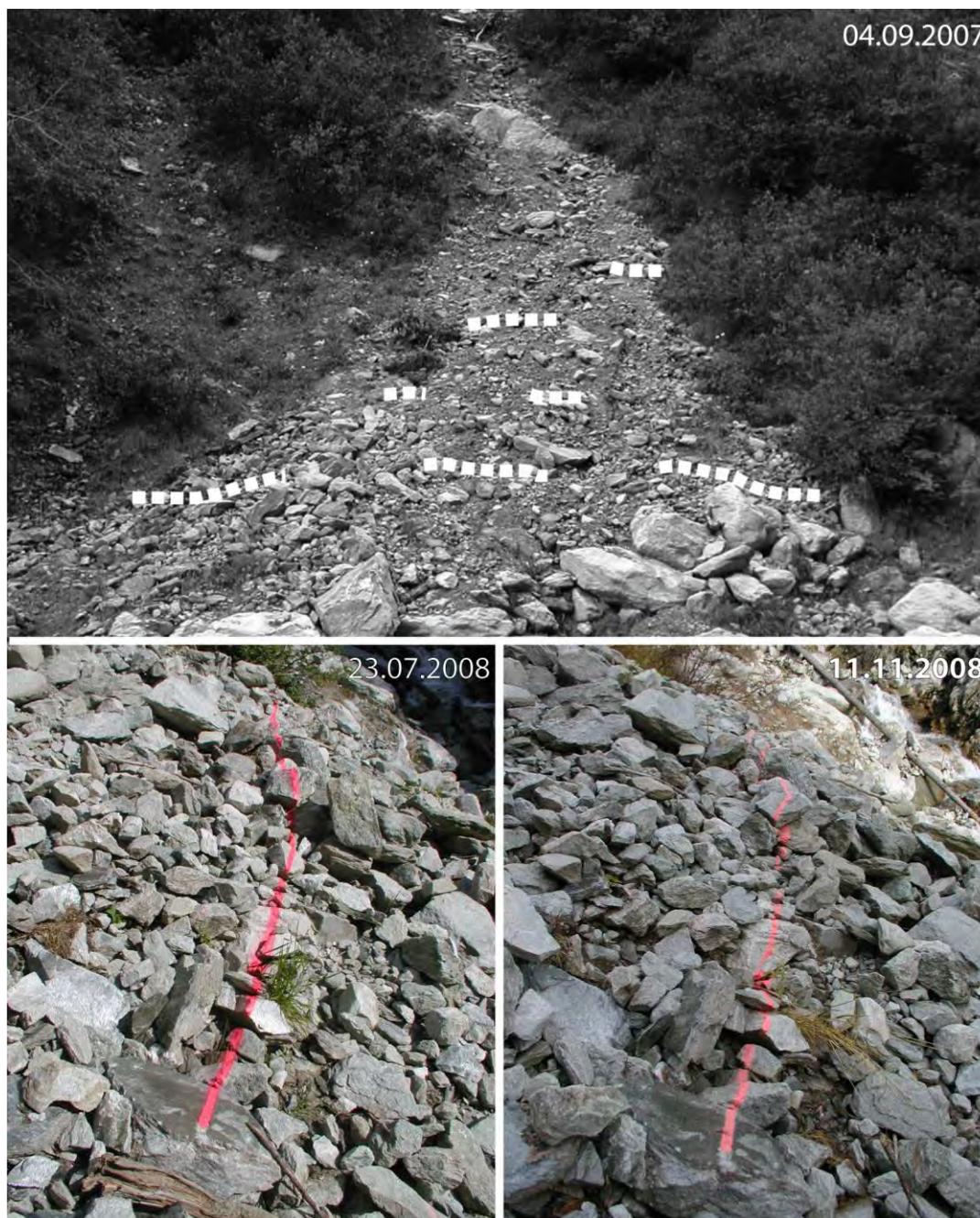
**Figure 8.6** Evolution morphologique du site n°1 entre les mois de juillet, de novembre 2008 et de juin 2009. L'événement observé en juin 2009 (coulée de débris) a été cartographié, à titre d'exemple, à l'aide de la légende des phénomènes (Kienholz et Kruppenacher, 1995 cf. ch. 4). La flèche noire (en haut à gauche) indique la niche d'arrachement secondaire du glissement. La flèche blanche indique un dépôt de bois récent et les traitillés roses délimitent la coulée. MNT-MO © 2005 Swisstopo (DV023270).



**Figure 8.7** Traçages sédimentaires effectués sur le site n°1 et comparaison à différentes périodes pour les lignes A, B (23.07, 14.08 et 11.11.08), C et D (23.07 et 11.11.08). La figure du bas présente une vue générale des traçages.

### 8.1.2.2 Site n°2

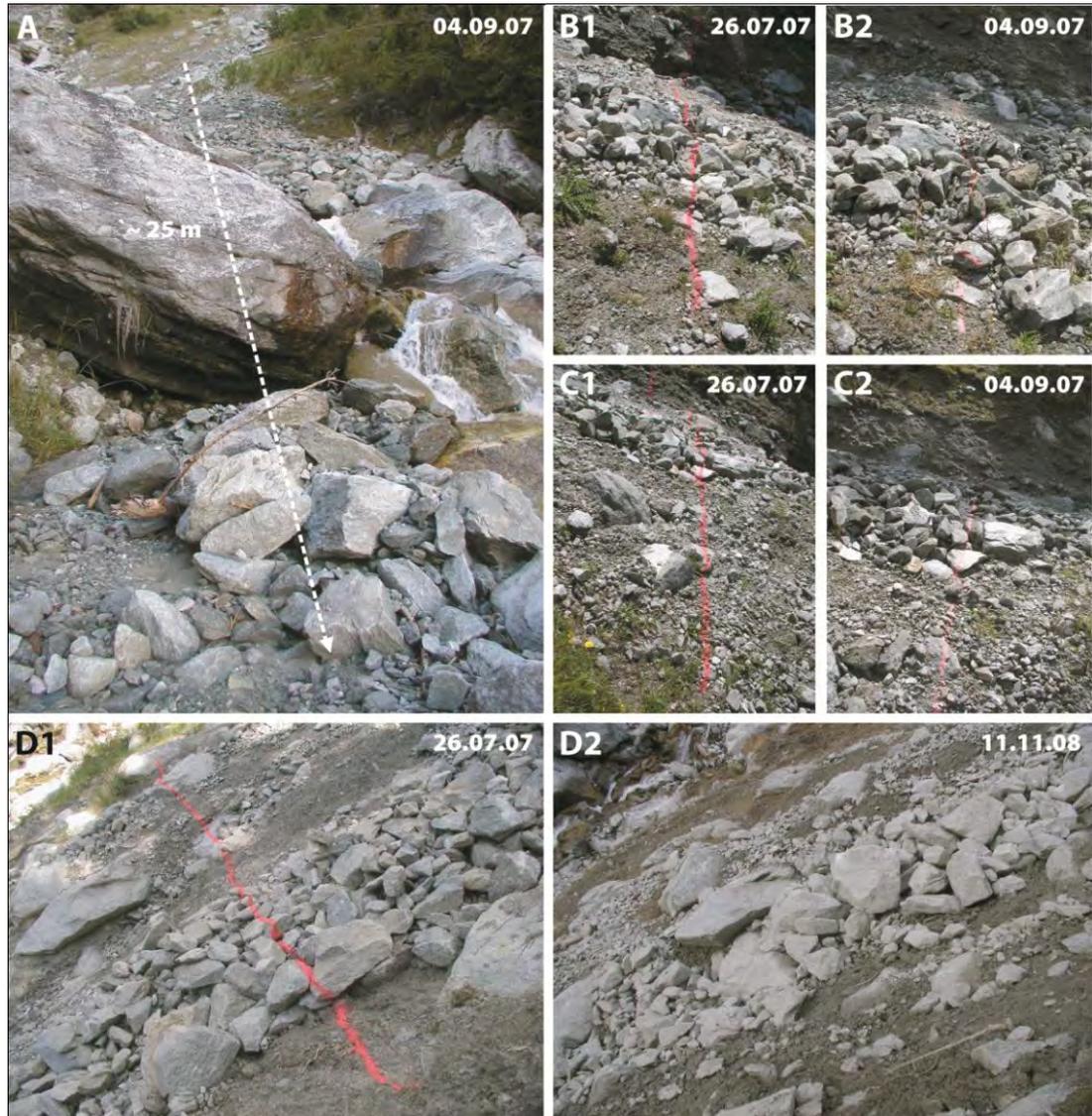
Le site n°2 correspond à un couloir **d'éboulis** relativement étroit se terminant par un petit cône (environ 15 m de largeur) **surplombant d'un mètre environ le chenal du Bruchi**, en rive droite. Sur la base des premiers traçages effectués le 26 juillet 2007, aucun déplacement significatif des éléments constituant le cône **n'a pu être mis en évidence** (Fig. 8.8), **à l'exception du déplacement de quelques blocs, de l'ordre du cm au dm**. Les observations **ont permis d'écarter l'éventuelle activité** de processus fluviaux comme des coulées de débris.



**Figure 8.8** Traçages effectués sur le site n°2 (couloir d'éboulis). La figure du haut montre la zone le 4 septembre 2007. En-dessous, évolution entre le 23 juillet et le 11 novembre 2008.

8.1.2.3 Site 3

Le troisième site, situé en rive gauche du Bruchi, présente des similarités avec le premier **puisque'il s'agit également d'un glissement de terrain d'activité** apparente, drainé périodiquement par des coulées de débris. La fréquence et la magnitude des événements semblent, de toute évidence, plus importantes. La superficie des escarpements rocheux correspondant à la **niche d'arrachement, plus étendue, est à l'origine d'un ruissellement** en pied de paroi plus important, expliquant ainsi des **phénomènes érosifs plus marqués, notamment à l'extrémité sud du glissement** (Fig. 8.9-B, à l'arrière-plan) où des **phénomènes d'érosion d'une profondeur de plusieurs dizaines de centimètres** de profondeur ont été observés. La pente moyenne de la masse glissée est également plus marquée, permettant à de très gros blocs d'**atteindre périodiquement le chenal du Bruchi**.



**Figure 8.9** Traçages sédimentaires effectués sur le site n°3 (glissement de terrain et chenal à coulées de débris) et comparaison à différentes périodes. La flèche sur la figure A **montre le déplacement d'un élément marqué d'environ 25 mètres** survenu depuis le 26 juillet. Les autres figures montrent une comparaison des traçages entre le 26 juillet et le 4 septembre 2007 (B et C) et entre le 26 juillet 2007 et le 11 novembre 2008 (D).

### 8.1.3 Photographies répétitives

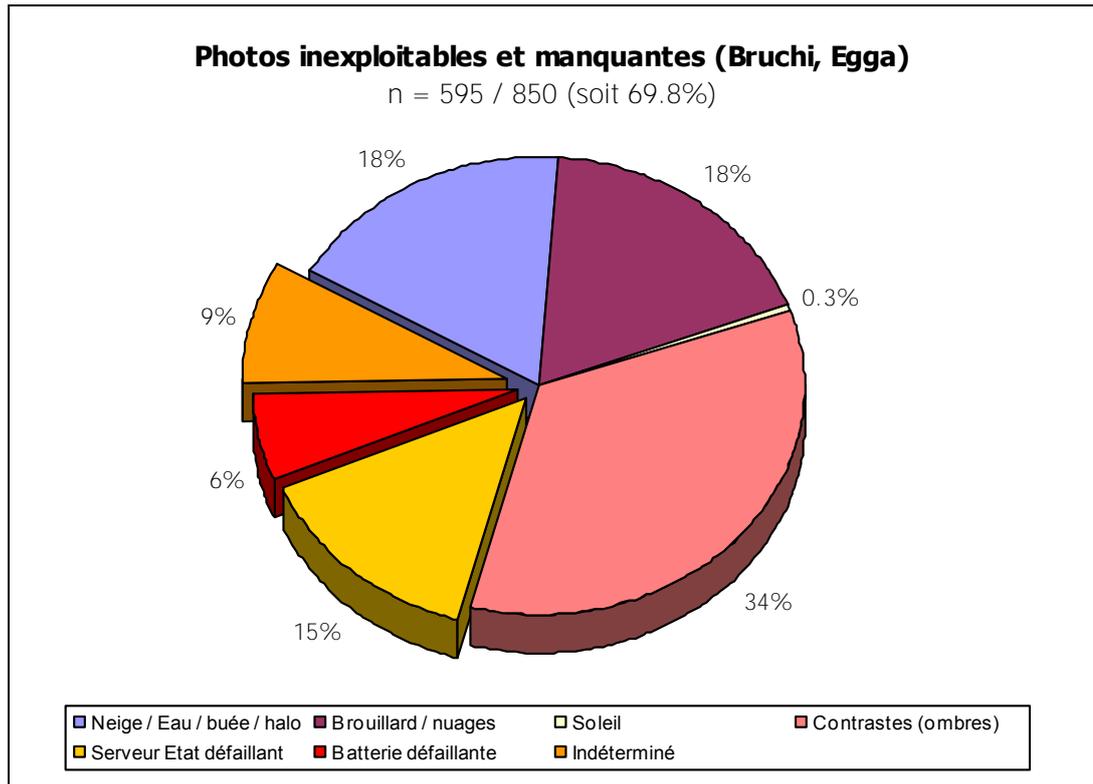
L'appareil photographique, installé en juin 2007 à proximité du hameau de Egga<sup>2</sup> (1'435m) prend un cliché en direction du NW et couvre le **sommet des niches d'érosion s'ouvrant en rive droite du Bruchi** ainsi qu'une partie de la zone disloquée fermant le bassin de réception (Fig. 8.10).



**Figure 8.10** Localisation et prise de vue de la station de Egga. Les ronds de couleur permettent de faire le lien entre l'orthophoto et le cliché pris quotidiennement.

Plusieurs problèmes et défaillances du système – que nous évoquerons dans le chapitre 9 – se sont conjugués tout au long de la campagne de mesures, **de sorte que l'exploitation des clichés photographiques pris quotidiennement n'a pas apporté les observations géomorphologiques escomptées**. De nombreux problèmes techniques, météorologiques, ou naturels (ensoleillement trop prononcé) sont survenus durant les 26 mois de mesure analysés (Fig. 8.11). Même si près de 30% des photographies sont exploitables, **les clichés n'ont pas véritablement permis d'observer des modifications géomorphologiques notoires**.

<sup>2</sup> Sur la moraine tardiglaciaire latérale droite du Glacier d'Alestch.



**Figure 8.11** Photos inexploitablees et manquantes sur la station de Egga (Bruchi).

La comparaison de deux photos de bonne qualité prises à deux années d'intervalle durant le mois d'octobre illustre ces propos (Fig. 8.12). A l'exception de la niche d'arrachement du glissement principal situé en rive droite (Fig. 8.6, rectangle blanc) dont l'évolution régressive décrite au chapitre 7 semble se poursuivre, le reste de la zone n'a apparemment subi que très peu de changements, bien que les conifères masquent une grande partie de la topographie du versant. Il n'est cependant pas possible, sur la base d'une seule photo oblique, de déterminer le volume érodé ainsi que la longueur de l'extension de cette forme.

Seuls le déplacement ou l'écroulement de quelques blocs de volume métrique au moins a pu être observé dans la partie supérieure du bassin de réception. La période de mesures relativement courte ainsi que l'absence de phénomènes météorologiques exceptionnels expliquent également la relative stabilité de tout le système. Les mesures effectuées au LidAR permettront toutefois d'observer de manière plus précise les mouvements de l'ordre du décimètre, voire du centimètre, à l'échelle d'une année.



**Figure 8.12** Evolution morphogénétique du secteur du Bruchi photographié à la station de Egga à deux ans d'intervalles (26.10.07 au 26.10.09). Le rectangle blanc indique un recul de la niche d'arrachement accompagné de la chute d'un ou plusieurs conifères. Les rectangles jaunes mettent en évidence des mouvements isolés de matériel à l'intérieur de petites ravines.

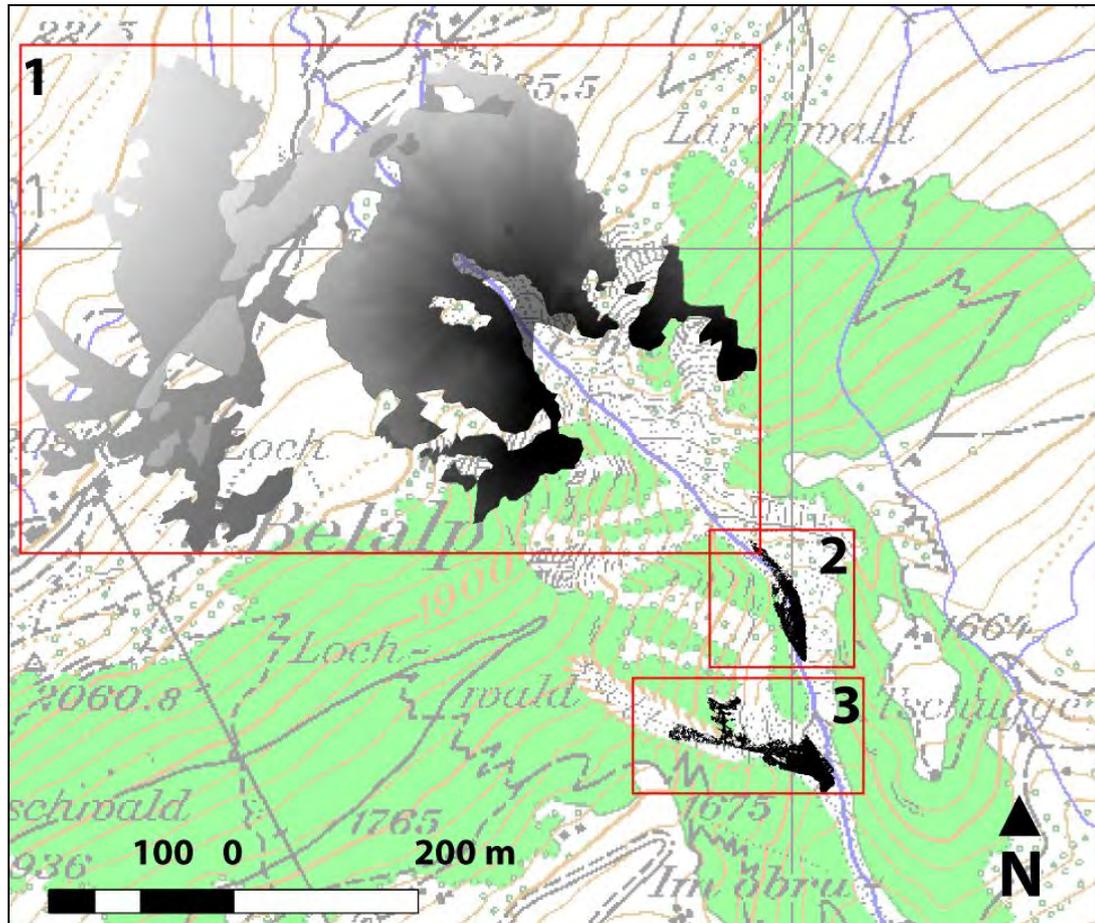
### 8.1.4 LiDAR

En collaboration avec l'Institut de géomatique et d'analyse du risque de l'Université de Lausanne (IGAR), des campagnes de LiDAR terrestre ont été entreprises. Différents scans ont été pris sur le site du Bruchi au cours de cinq campagnes de terrain. Ces mesures se sont focalisées sur :

- la partie sommitale du bassin de réception, caractérisée par un tassement du versant, des ravines et des couloirs d'éboulis (10 juin et 10 novembre 2008 et 20 août 2009)<sup>3</sup> (Fig. 8.13-1) ;
- une levée naturelle en rive gauche, d'une longueur d'environ 75 m (18 août 2008 et 19 août 2009) (Fig. 8.13-2) ;

<sup>3</sup> Les données des mois de juin et de novembre (sommet du bassin de réception) ont été traitées par S. Jaquet (2009).

- la partie médiane et le front du glissement de terrain situé en rive droite du torrent et décrit au chapitre 7 (18 août 2008 et 19 août 2009) (Fig. 8.12-3).



**Figure 8.13** Localisation des zones scannées à l'aide du LiDAR dans le bassin versant du Bruchi (1-sommet du bassin de réception ; 2-levée naturelle en rive gauche ; 3-glissement de terrain en rive droite).

#### 8.1.4.1 Bassin de réception (juin à novembre 2008)

La superposition des modèles numériques d'altitude réalisés sur un intervalle de cinq mois (périodes estivale automnale) a permis d'observer des mouvements de terrain et des transferts de matériaux vers l'aval, principalement localisés en rive gauche du torrent. Les phénomènes d'érosion majeurs sont localisés dans des zones d'accumulation gravitaire, au pied des parois rocheuses, de fortes pentes et dans les rigoles d'érosion fluviale. Les faibles taux d'érosion constatés sur certaines parties du bassin de réception peuvent s'expliquer par la période de mesure, qui a débuté à la fin du printemps, à un moment où la neige avait déjà totalement fondu. Certains cours d'eau temporaires ou coulées de neige humide (slush) n'ont alors plus mobilisé de matériaux durant cette période.

#### *Interprétation des résultats*

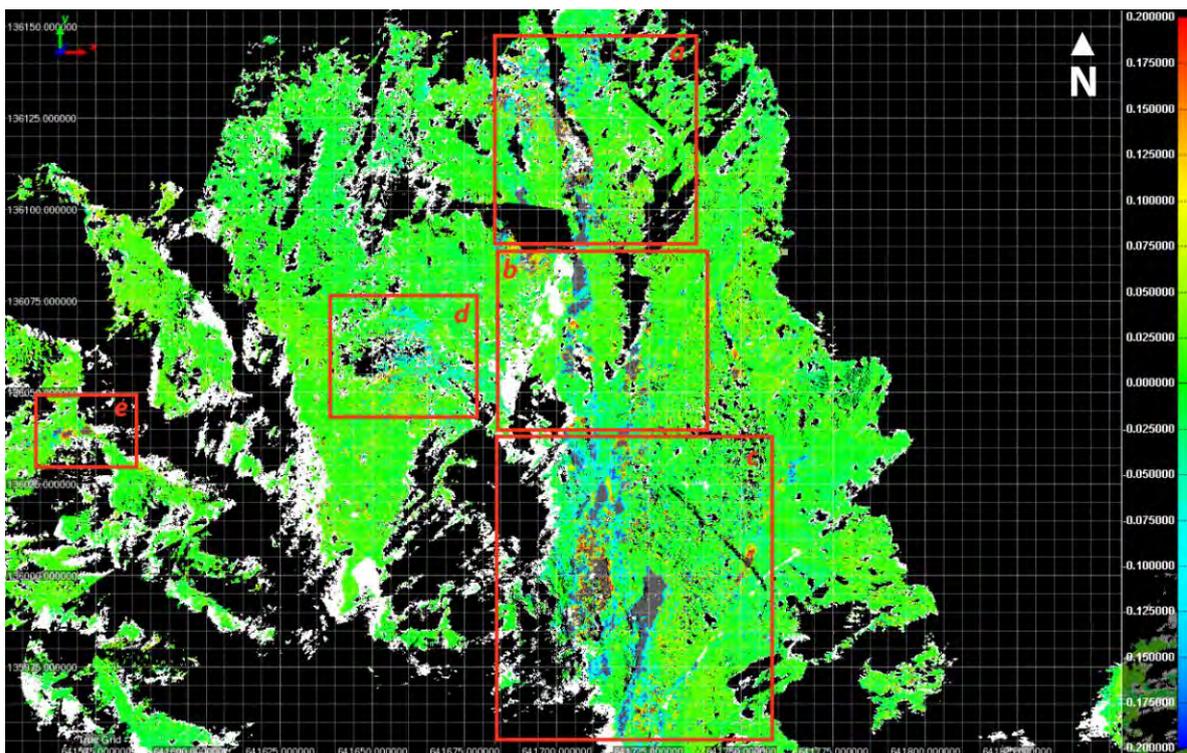
En rive gauche, les modifications géomorphologiques suivantes ont été observées (Fig. 8.13) :

- le haut du chenal de la rive gauche, situé en bordure du bassin de réception, présente une érosion forte (Fig. 8.14-a) de l'ordre de 50 cm en bordure de la rigole<sup>4</sup>. On peut observer également quelques zones d'accumulation jusqu'à 40 centimètres en plus, probablement en provenance de la ravine. En aval de la zone d'accumulation, on remarque une nouvelle zone

<sup>4</sup> Il n'y pas de données pour le centre de la rigole.

d'érosion dans la ravine d'une profondeur supérieure à 50 centimètres, sur une superficie d'environ 55 mètres carrés, ce qui correspond à environ 27.5 m<sup>3</sup> d'ablation ;

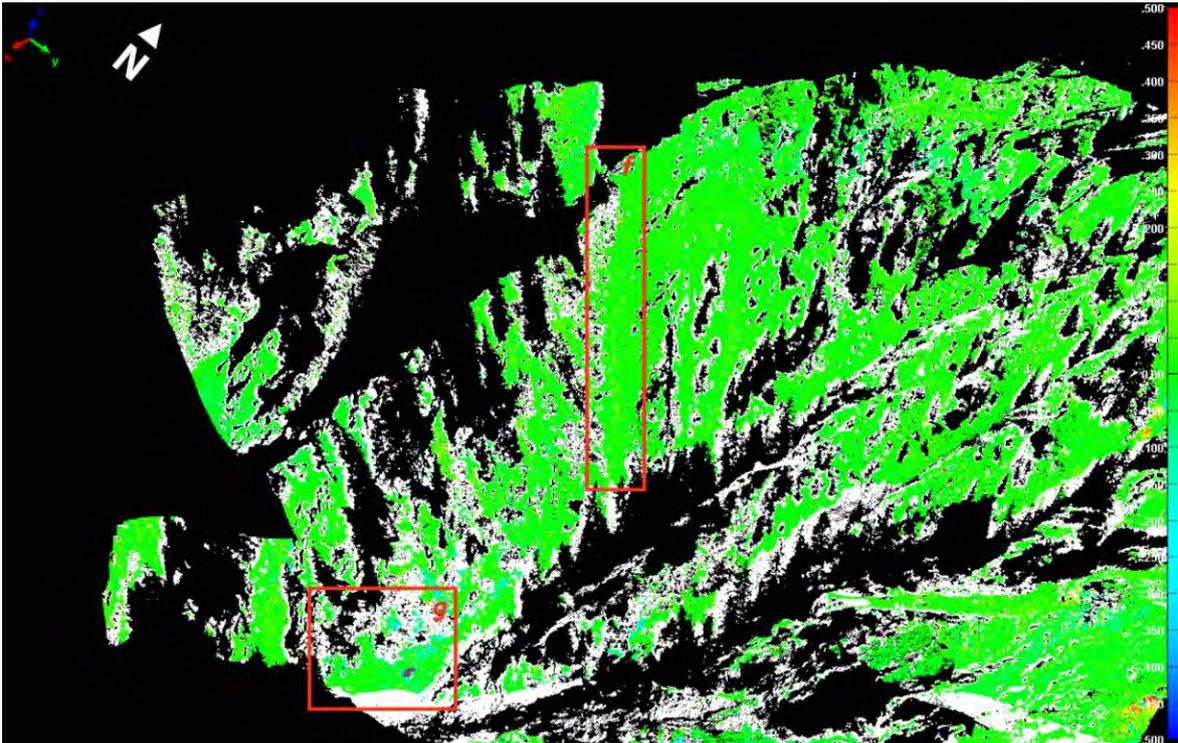
- en aval, la ravine est à nouveau marquée par l'érosion d'un volume de matériaux d'environ 120 m<sup>3</sup> (Fig. 8.14-b). La ravine ne présente toujours pas de zone d'accumulation significative. Le matériel est donc descendu plus bas. Cette zone est également marquée par un apport de matériel sur le flanc gauche de la ravine d'environ 20 m<sup>3</sup> ;
- la zone la plus à l'aval, d'une superficie d'environ 3000 m<sup>2</sup> (Fig. 8.14-c) est caractérisée par une érosion très importante d'environ 12'500 m<sup>3</sup> (1 à 1,5 mètres sur environ 100 m<sup>2</sup>). On remarque également une zone d'accumulation qui provient probablement de l'érosion en amont. Il y a un apport d'environ 60 cm au centre de la zone, provenant probablement des ravines situées plus en amont, dans le haut du bassin de réception ;
- dans la partie centrale du bassin de réception, une zone de mouvement de 450 m<sup>2</sup> environ (Fig. 8.14-d) est observable, où le matériel s'est érodé sur une épaisseur d'une dizaine de centimètres, soit 45 m<sup>3</sup> ;
- le **centre** du bassin de réception est marqué par une érosion beaucoup moins importante. Cependant, on peut noter quelques mouvements de matériel localisés. Dans la partie sommitale du bassin versant, on peut remarquer des chutes de blocs (hypothèse) et de matériaux de 1.7 mètre d'épaisseur avec une accumulation jusqu'à 50 centimètres en aval pour une superficie de 4 à 5 mètres carrés. Ce mouvement étant très localisé, il n'affecte qu'une petite zone du bassin versant (Fig. 8.14-e).



**Figure 8.14** Comparaison des MNT LiDAR de juin et novembre 2008 pour la rive gauche et le centre du bassin de réception du Bruchi (résolution de 20 cm pour mettre en évidence les zones de dépôt et d'érosion). Les couleurs jaunes à rouge correspondent à une augmentation de la topographie et donc à une accumulation alors que les teintes bleutées indiquent des pertes de surface, soit des phénomènes d'érosion. Modifié d'après Jaquet (2009). La sectorisation (a, b, c, d et e) est tirée des travaux de Jaquet (2009) et permet de mettre en évidence les principales modifications géomorphologiques observées.

La **rive droite** du bassin de réception est également marquée par plusieurs phénomènes **d'érosion** et **d'accumulation** significatifs (Jaquet, 2009) :

- la **zone d'érosion** la plus importante se trouve au bas de la ravine principale de la rive droite (Fig. 8.15-f). Cette ravine alimentée en matériaux par plusieurs ravines **d'importance** secondaire issues du flanc droit fonctionnant plutôt comme zones de transit (absence de matériel et de dépôts le long du tracé) ;
- En aval du chenal principal, la plus grande zone d'érosion est marquée par un manque de matériel d'une hauteur de près 1,5 mètre, alors que le reste de la zone est plutôt marqué par des manques de matériel de l'ordre de 40 centimètres sur environ 200 mètres carrés (80 m<sup>3</sup>) (Fig. 8.15-g).



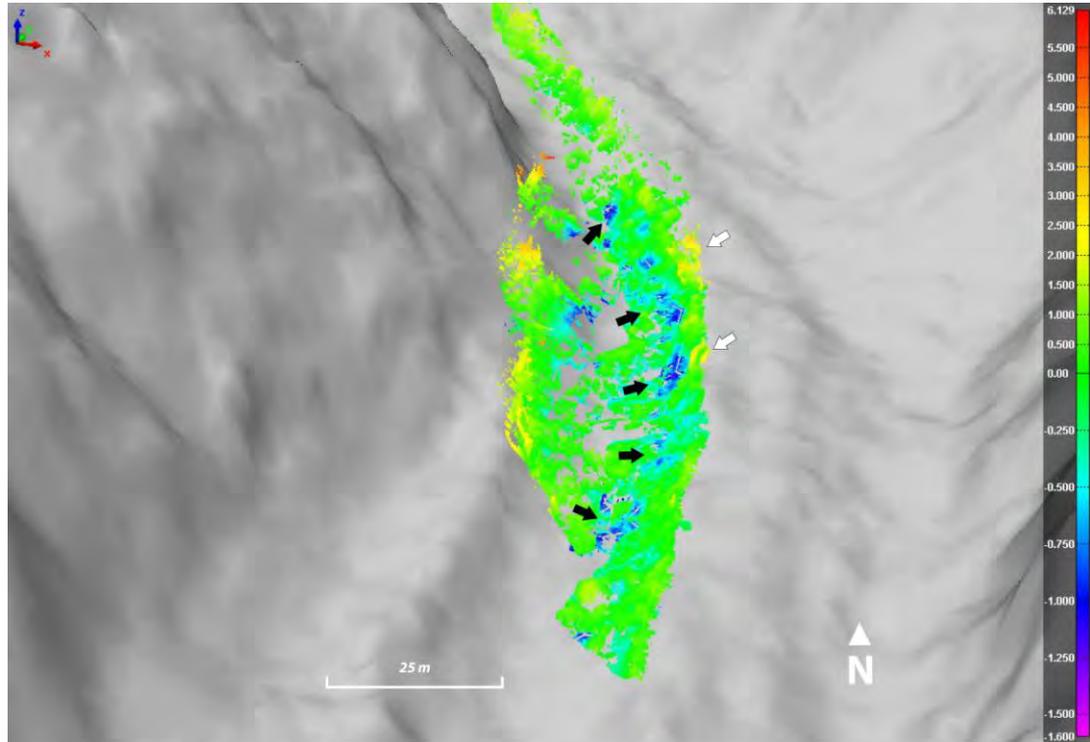
**Figure 8.15** Comparaison des MNT LiDAR de juin et novembre 2008 pour la rive droite (résolution de 50 cm)

### 8.1.4.2 Bassin de réception (novembre 2008 à août 2009)

L'alignement des données obtenues lors de la campagne de terrain 2009 n'a pu être réalisé sur la base des données récoltées lors des campagnes 2008, en raison de la disparition de ces dernières. Ceci a eu pour conséquence d'aligner (géoréférencer) le nuage de points avec le MNT-MO, dont la précision est inférieure au MNT obtenu à l'aide du LiDAR terrestre et d'obtenir des valeurs dont l'incertitude est trop élevée. Un volume de 6'000 m<sup>3</sup> a ainsi été obtenu, largement supérieur aux valeurs qui devraient être obtenues normalement. Ceci fera l'objet d'une discussion au chapitre 9.

8.1.4.3 Levée latérale (août 2008-août 2009)

La comparaison des mesures réalisées au cours du mois d'août 2008 et les données du MNT-MO (Fig. 8-16) montre qu'en huit ans<sup>5</sup>, des phénomènes d'érosion sectoriels de 1 à 1.5 m de profondeur sont survenus sur la levée (flèches noires), vraisemblablement imputables au sapement basal du torrent. Ceci a eu pour effet de déstabiliser certains gros blocs « perchés » mais ces mouvements peuvent également être induits par la croissance d'une végétation pionnière (flèches blanches), visibles en rive gauche.



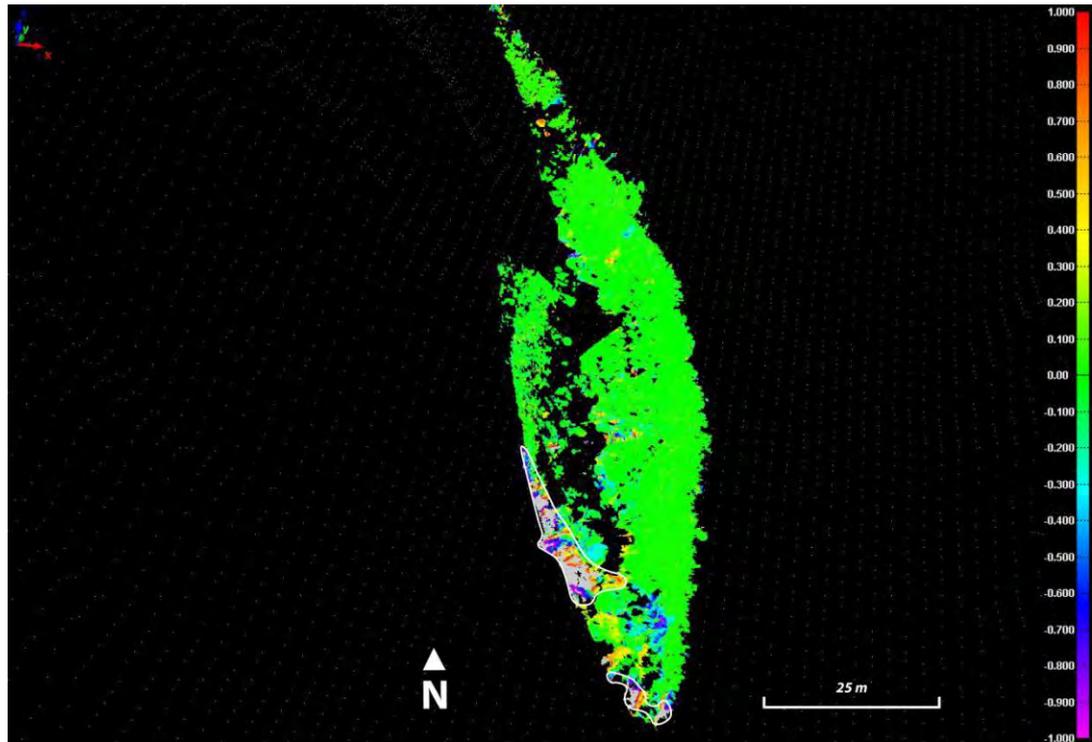
**Figure 8.16** Superposition entre le MNT-MO (en gris) et les mesures réalisées en août 2008. Vue en direction de l'amont. MNT-MO © 2005 Swisstopo (DV023270). Les flèches noires indiquent les zones d'érosion principales et les flèches blanches les zones d'accumulation ou de déplacement en direction de la prise de vue.

La comparaison entre les deux MNT réalisés durant les mois d'août 2008 et d'août 2009 (Fig. 8.17) indique que le dépôt fluvial n'a subi presque aucune modification en l'espace d'une année : les résultats du bilan sédimentaire à l'échelle de ce secteur font état d'un déficit en matériaux de  $9 \text{ m}^3$  (jusque dans le chenal) en l'espace d'une année. Ceci peut s'expliquer par l'absence au cours de cette période d'une crue du Bruchi suffisamment importante pour que les hauteurs d'eau érodent, déstabilisent et emportent une partie de ce stock de matériel.

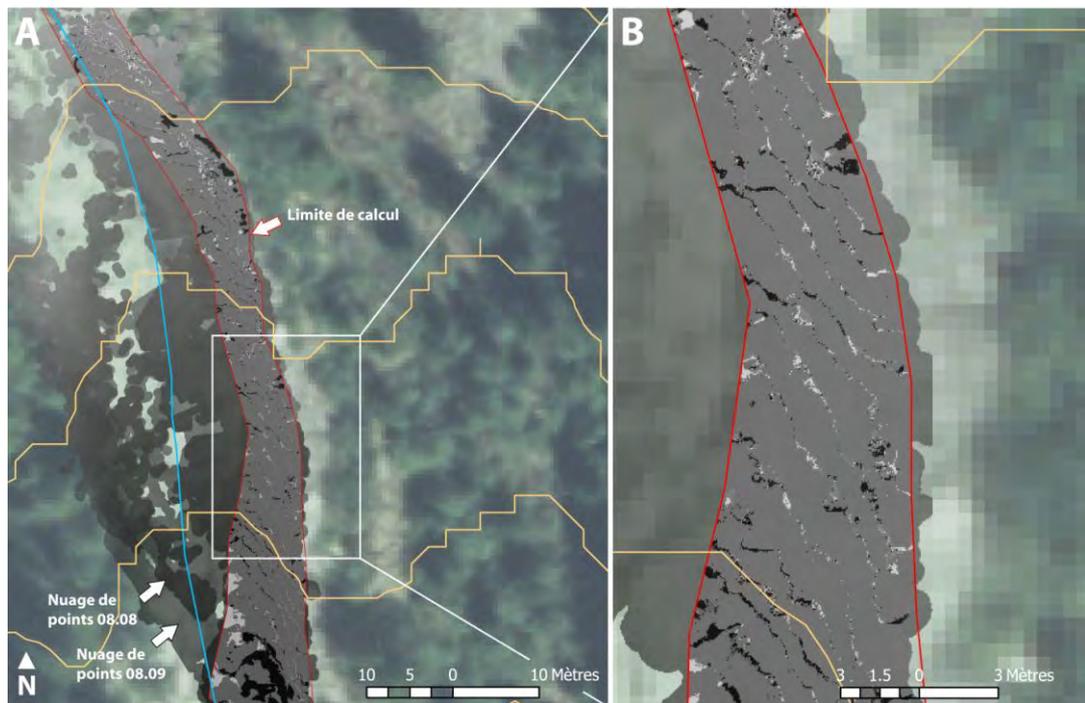
Sur la berge opposée, les différents signaux visibles sur la fig. 8.17 (en blanc) sont imputables à la croissance de la couverture végétale. Il apparaît aussi que les eaux de ruissellement, malgré des intensités parfois importantes provoquées par des orages estivaux, n'ont eu qu'un effet très limité sur la mobilisation de ce matériel pourtant meuble et faiblement consolidé.

La superposition des deux MNT a permis de mettre en évidence des structures linéaires parallèles, correspondant à des microformes de tassement de la levée naturelle (Fig. 8.18), que nous décrivons ci-après.

<sup>5</sup> Le MNT-MO date des années 2000.



**Figure 8.17** Comparaison entre les MNT LiDAR 2008 et 2009 (échelle d'un mètre). Vue en direction de l'amont. Les polygones blancs représentent des zones de végétation.



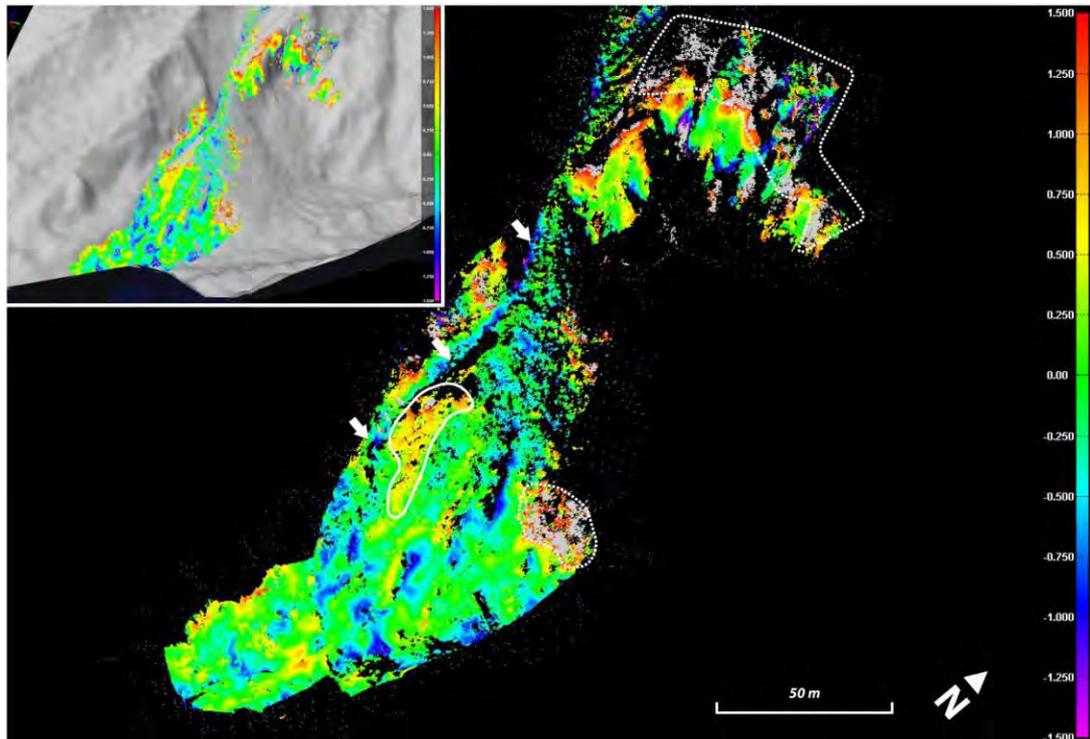
**Figure 8.18** Détails des microformes de tassement perpendiculaires au sens de plus grande pente observables sur la levée en superposant les deux MNT LiDAR. L'équidistance est de 10 m. Swissimage © 2005 (DV023268).

#### 8.1.4.4 Glissement de terrain (MNT-MO-août 2008)

La superposition du MNT-MO et du MNT-LiDAR du mois d'août 2008 (Fig. 8.19) permet d'observer les modifications géomorphologiques – survenues dans un intervalle de huit ans – suivantes :

- une incision de la rigole (flèches blanches) drainant la partie superficielle du glissement – dans laquelle transitent des coulées de débris – d'une profondeur moyenne d'un mètre ;
- des phénomènes d'érosion au front du glissement, provoqués par le sapement basal du Bruchi lors de crues ou de hautes eaux ;
- des phénomènes d'aggradation visible sur la partie bombée du glissement (polygone en trait plein) d'une épaisseur variant entre 50 cm et 1.5 m (voire plus), liés au passage des coulées de débris ;
- une activité du front (et donc du glissement) visiblement faible, l'augmentation du volume observables sur la base des modèles numériques de terrain étant avant tout liée à des dépôts fluviaux ;
- des déplacements en direction de l'aval des zones rocheuses correspondant à des niches d'arrachement (secondaires) associées au glissement de l'ordre de 25 à 50 cm, liées au tassement général de versant au sein duquel le Bruchi a creusé la zone ravinée.

Les mouvements particulièrement importants (> 1.5 m, polygone en trait tillé) observables dans la partie supérieure de la figure 8.19 s'expliquent en grande partie par des problèmes de calage et de densité de points. Les points constituant le MNT-MO étant acquis par avion, ils sont donc beaucoup moins nombreux dans les zones (sub-)verticales comme les escarpements rocheux alors que les prises de points terrestres, de face, sont idéales. Si les modifications observées paraissent plus importantes que celles décrites pour une période de huit ans, il convient de relativiser la comparaison pour deux raisons principales : a) une précision, entre les deux modèles, qui diffère fortement et b) la dynamique des processus mis en jeu, dont l'activité implique des modifications rapides des formes observées tant d'un point de vue érosif que sédimentaire.



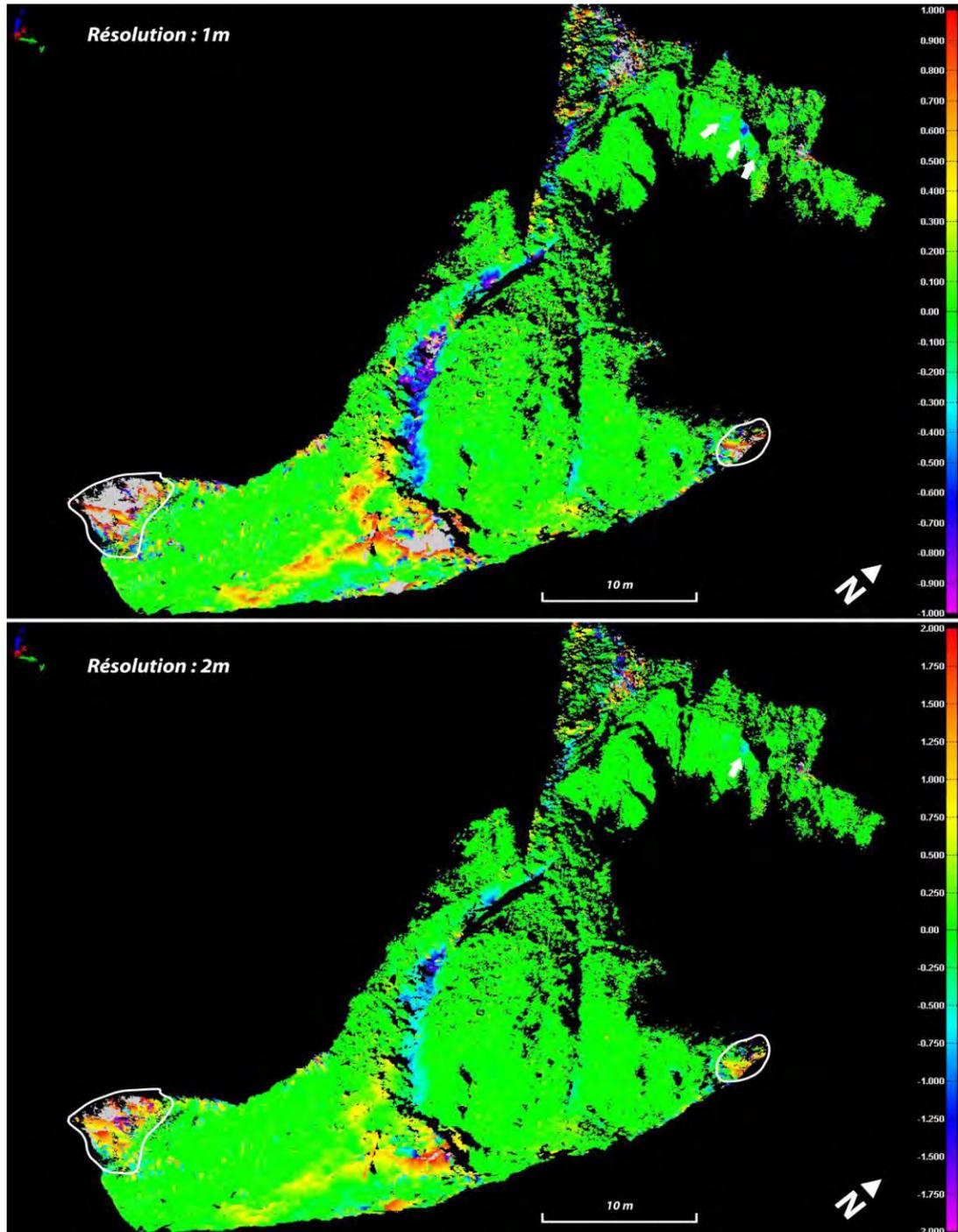
**Figure 8.19** Superposition entre le MNT-MO et les mesures réalisées sur le glissement en août 2008 (résolution de 1.5 m). En haut à gauche, même vue mais avec le MNT-MO. MNT-MO © 2005 Swisstopo (DV023270).

#### 8.1.4.5 Glissement de terrain (août 2008-août 2009)

La superposition des MNT-LiDAR réalisés durant les mois d'août 2008 et 2009 (Fig. 8.20) montre les mêmes tendances que celles décrites précédemment, soit (pour les deux résolutions) :

- une forte incision de la rigole d'une profondeur supérieure à un mètre en l'espace d'une année seulement (teintes bleutées) et des dépôts de matériaux meubles d'origine fluviale et ligneux d'une épaisseur d'environ 2 mètres (teintes rouges) ;
- de petits écroulements localisés sur les escarpements rocheux (flèches blanches) ;
- une activité quasi nulle du glissement de terrain en tant que source directe de matériel dans le chenal d'écoulement du Bruchi.

Les modifications visibles aux deux extrémités du glissement (polygones blancs) sont liées à la présence et à la croissance de la végétation.



**Figure 8.20** Comparaison entre les MNT LiDAR 2008 et 2009 (en haut : résolution de 1 mètre ; en bas : résolution de 2 mètres).

## **8.2 Meretschibach**

L'analyse géomorphologique du bassin versant du Meretschibach (ch. 7) a mis en évidence l'évolution spatiale de la zone d'érosion de Bochtür au cours des 60 dernières années. Un seul événement torrentiel a pu être observé durant la période d'investigation (juin 2007 à octobre 2009). L'utilisation, à plusieurs moments, du GPS différentiel a permis de calculer les vitesses de déplacement d'une partie du tassement de versant alors que l'exploitation de clichés photographiques ne montre pas de modifications majeures, à l'exception du rôle de transfert de matériel que peuvent revêtir les avalanches.

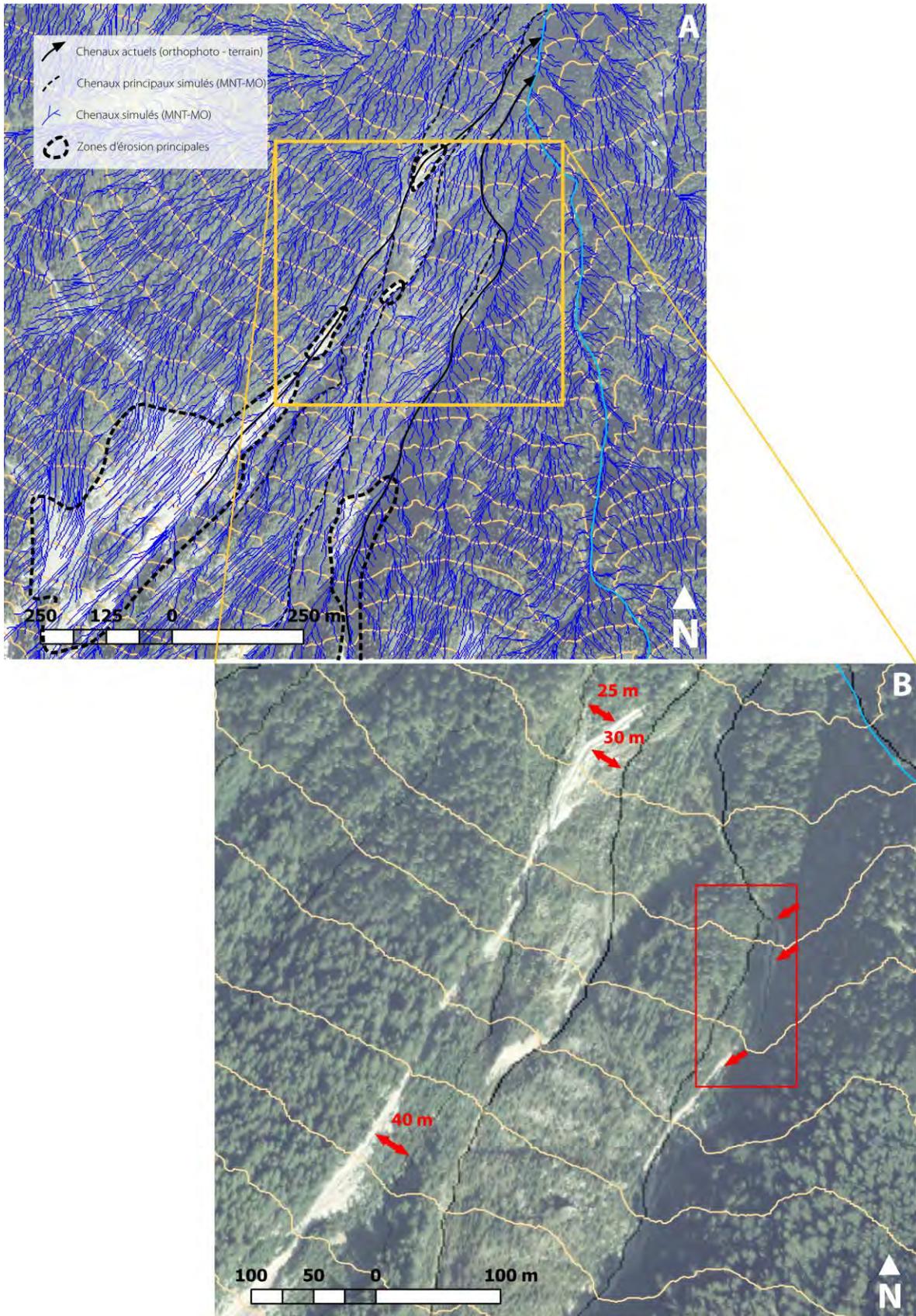
### **8.2.1 Application de la méthode**

Le comportement hydrogéomorphologique du Meretschibach, à classer dans le type *supply-unlimited* comme l'ont notamment suggéré Szymczak et al. (2009), a posé des problèmes d'application de la méthode pour plusieurs raisons.

La première explication est à lier au fait qu'un seul secteur principal est à l'origine de la charge solide véhiculée – à fréquence régulière – par le torrent et qu'il est d'autant plus difficile d'individualiser différents stocks de matériaux. Deuxièmement, la délimitation de différents sous-bassins versants (ch. 6) sur la base du réseau hydrographique généré à partir du MNT donne des résultats incohérents. La morphologie et le parallélisme des lignes d'écoulement (Fig. 8.21-A) ont pour conséquence de délimiter des sous-bassins versants de superficie très restreinte et très allongés ou très petits.

Il convient d'ajouter que la dynamique géomorphologique des ravines et leur position variant régulièrement, il existe des décalages entre les données du modèle numérique d'altitude (datant du début des années 2000) et les photographies aériennes, plus récentes (Fig. 8.21-B). Ceci rend d'autant plus aléatoire la délimitation des sous-bassins versants au sein desquels la méthode de cartographie est censée s'appliquer. L'applicabilité de la méthode est possible sur un système torrentiel comme le Bruchi, où les phénomènes de charriage torrentiel sont avant tout contrôlés par le degré de remplissage du chenal (type *supply limited*), lequel est alimenté par différentes sources ponctuelles (ch. 7).

Le cas du Meretschibach soulève la question de la répliquabilité de notre méthode de cartographie, qui sera abordée dans le chapitre 9.



**Figure 8.21** A) Aperçu du réseau hydrographique dans le secteur de Bochtür et du décalage existant entre les rigoles d'érosion actuelles cartographiées sur la base de l'orthophoto et celles simulées à partir du MNT-MO ; B) Mise en évidence de certains décalages (flèches rouge avec distance) entre le réseau hydrographique généré par les outils d'ArcGIS à partir du MNT-MO (en noir) et les chenaux visibles sur la photographie aérienne (cartographiés sur la figure précédente). Le rectangle rouge montre une zone où une rigole active apparaît comme secondaire après la simulation du réseau hydrographique (intensité des pixels plus faible). L'équidistance est de 50 m. Swissimage © 2005 (DV023268).

### 8.2.2 Observations géomorphologiques

L'activation d'un des trois principaux chenaux drainant la zone d'érosion en zone forestière a pu être mise en évidence durant les campagnes de terrain destinées à la dendrogéomorphologie (Fig. 8.22). Les matériaux de la lave torrentielle – dont le volume a été estimé à quelques dizaines de m<sup>3</sup> – se sont déposés plusieurs dizaines de mètres à l'aval du parcours en zone forestière mais n'ont pas atteint le chenal du Meretschibach. Cet événement est survenu entre le 7 et le 8 juin 2008.

L'analyse des hyétoigrammes de précipitations (Fig. 8.23) pour le début du mois de juin met en évidence des événements pluvieux quotidiens liés à des orages à partir du 2 juin, puis des événements plus importants les 6 et 7 juin. Ces valeurs ne revêtent toutefois pas un caractère exceptionnel et n'ont pu être corrélées avec les valeurs de déclenchement de laves torrentielles proposées par McArdeell et Badoux (2007) sur le site de l'Ilgraben.



**Figure 8.22** Réactivation d'un chenal à lave torrentielle entre le 7 et le 8 juin 2008 (© V. Garavaglia). La flèche blanche indique l'arbre n°11, sur lequel un carottage a été réalisé deux jours avant la coulée.

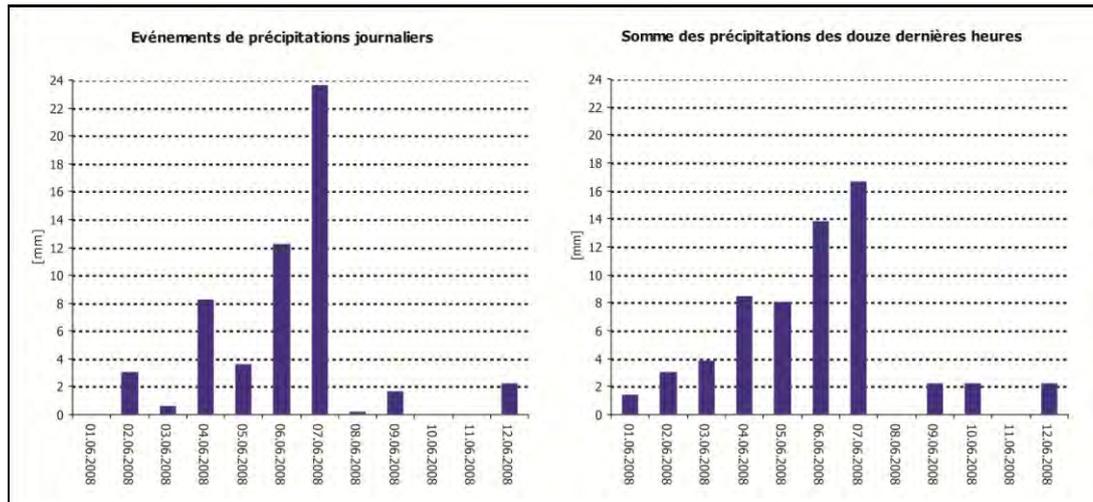


Figure 8.23 Somme d'événements de précipitations (mm) et somme des précipitations des douze dernières heures (mm) entre le 1<sup>er</sup> et le 12 juin 2008.

### 8.2.3 Photographies répétitives



L'appareil photographique, installé en juin 2007 au hameau de Dörfji (1'435m) prend un cliché en direction du SSE. Il couvre le sommet de la zone d'érosion (Fig. 8.24), soit cinq niches d'arrachement, dont trois sont particulièrement actives, ainsi qu'un cône d'éboulis à proximité des blocs disloqués où ont été réalisées les mesures au GPS différentiel. Trois rigoles d'érosion torrentielle sont également visibles.

Figure 8.24 Localisation et prise de vue de la station de Dörfji. Les ronds de couleur permettent de faire le lien entre l'orthophoto et le cliché pris quotidiennement.

Comme cela a été introduit dans le chapitre 3 concernant les méthodes employées, l'installation d'une caméra prenant des clichés quotidiens – dans ce cas-ci, des niches d'érosion et rigoles d'érosion fluviale – couplée à un pluviographe avait pour but de corréliser des événements pluviométriques (durée et intensité) avec des modifications géomorphologiques visibles sur les photographies. Plusieurs problèmes et défaillances du système – que nous évoquerons dans le

chapitre 9 – se sont conjugués tout au long de la campagne de mesures, de sorte que l'exploitation des clichés photographiques pris quotidiennement n'a pas permis d'effectuer les observations géomorphologiques escomptées. De nombreux problèmes techniques, météorologiques, anthropiques (!) ou naturels (manque de soleil en raison de l'exposition du site) sont survenus durant les 26 mois de mesure analysés (Fig. 8.25). A cela s'est ajoutée l'instabilité du mât soutenant l'appareil qui a induit de petits décalages sur les photographies, ne permettant pas de les superposer ou de les corrélérer.

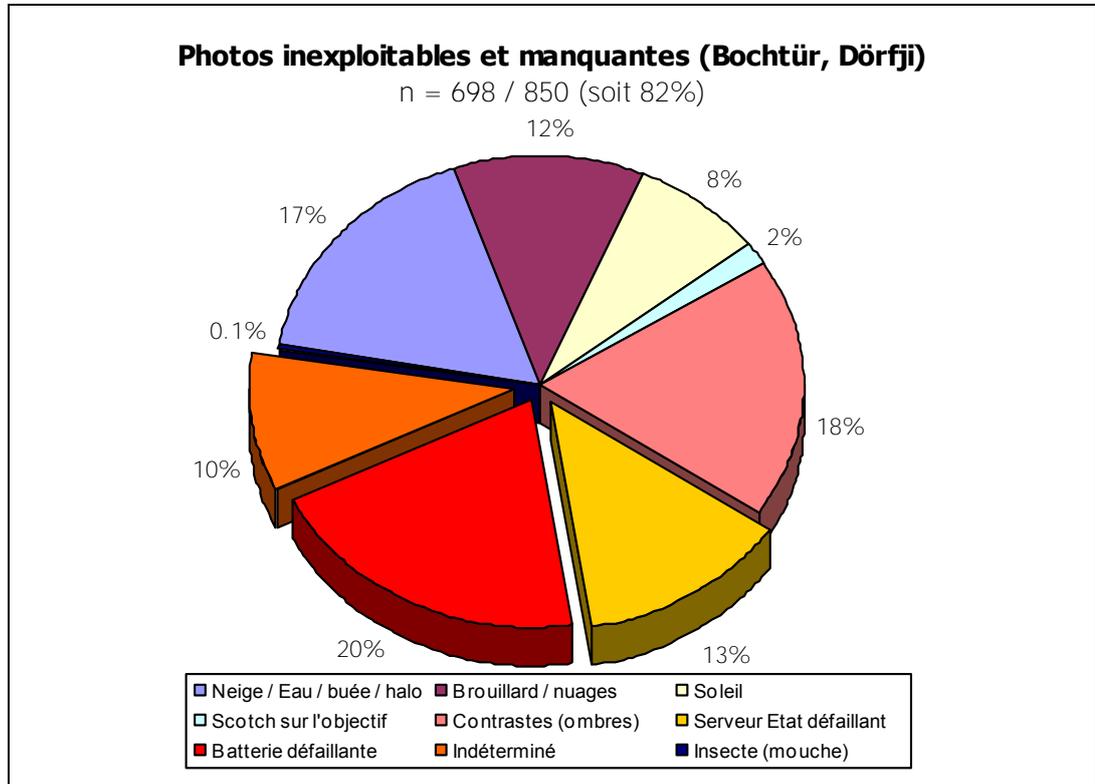


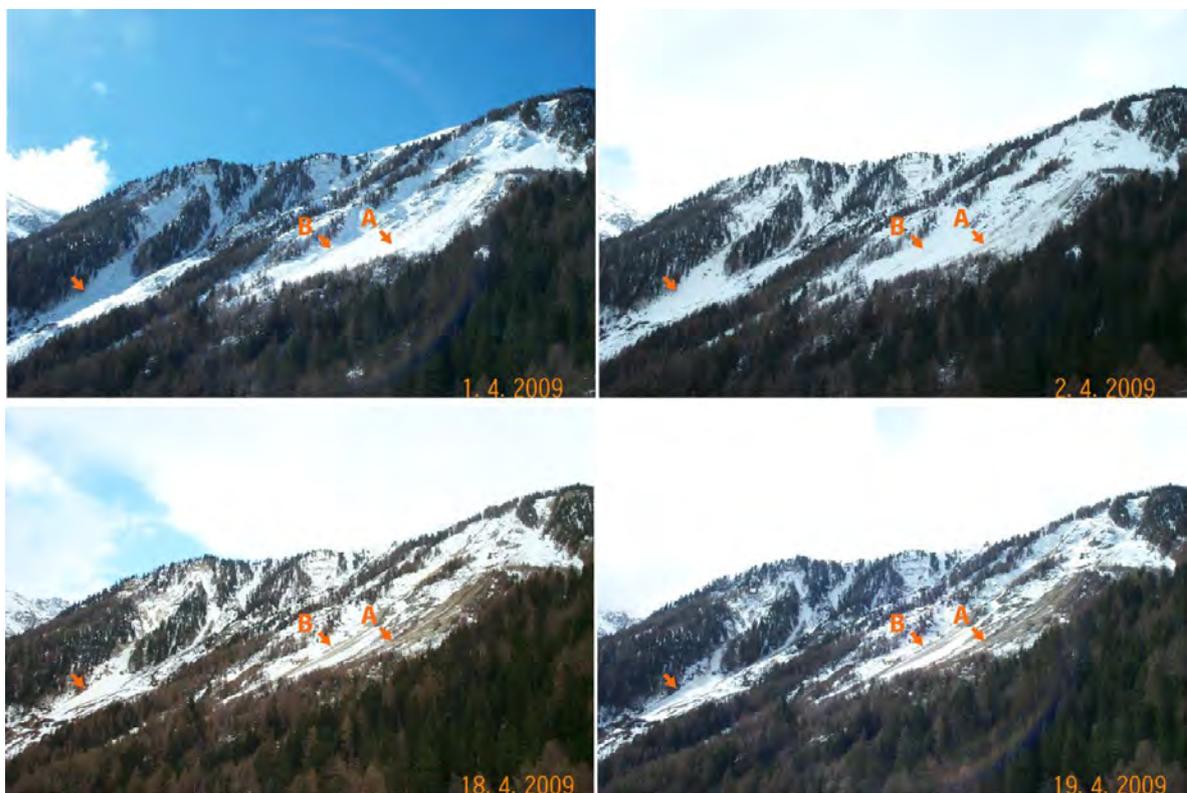
Figure 8.25 Photos inexploitable et manquantes sur la station de Dörfji (Bochtür).

Environ 18% des photographies sont toutefois exploitables et quelques clichés ont permis de mettre en évidence des phénomènes survenus sur la zone observée. Les clichés ont permis de mettre en évidence le rôle érosif des avalanches printanières survenues au cours du mois d'avril 2008 (Fig. 8.26), rabotant le substratum rocheux et transportant des débris en empruntant les rigoles d'érosion préexistantes. Les passages empruntés par les avalanches présentent une vitesse de déneigement beaucoup plus rapide que le reste de la zone.

Hélas, des problèmes techniques indéterminés, survenus le 26 avril puis entre le 30 avril et le 8 mai 2008 n'ont pas permis de suivre l'évolution de ces transferts et la fréquence des avalanches. Les pertes de données se sont prolongées par la pose d'un filet sur la caméra (cf. ch. 9) par un habitant de la région du 9 au 21 mai. Au printemps 2009 (Fig. 8.27), la première avalanche humide visible sur les photographies (en raison du manque de soleil, la station se met en veille durant tous les mois hivernaux) est survenue plus tôt, le 2 avril. Divers problèmes ont empêché à nouveau de suivre la fréquence et l'impact géomorphologique de ces phénomènes.



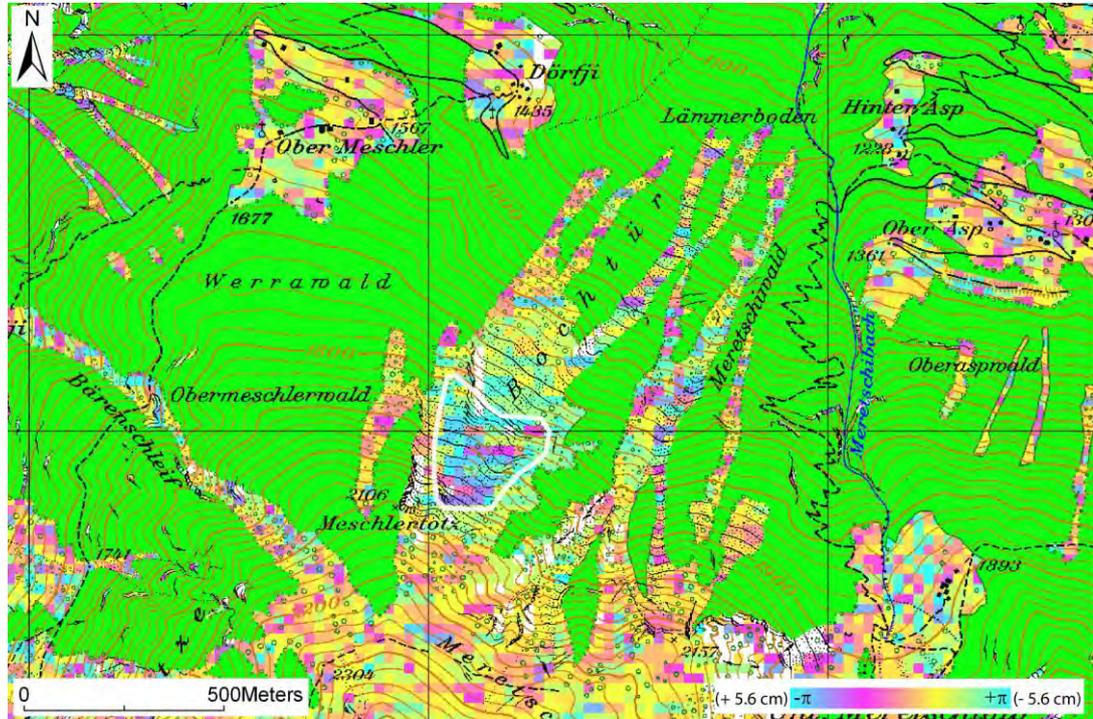
**Figure 8.26** Mise en évidence de phénomènes de transport de débris rocheux par les avalanches du 24 au 28 avril 2008. Les flèches indiquent les parties des secteurs actifs.



**Figure 8.27** Mise en évidence de phénomènes de transport de débris rocheux par les avalanches du 1<sup>er</sup> au 19 avril 2009. Les flèches indiquent les parties des secteurs actifs.

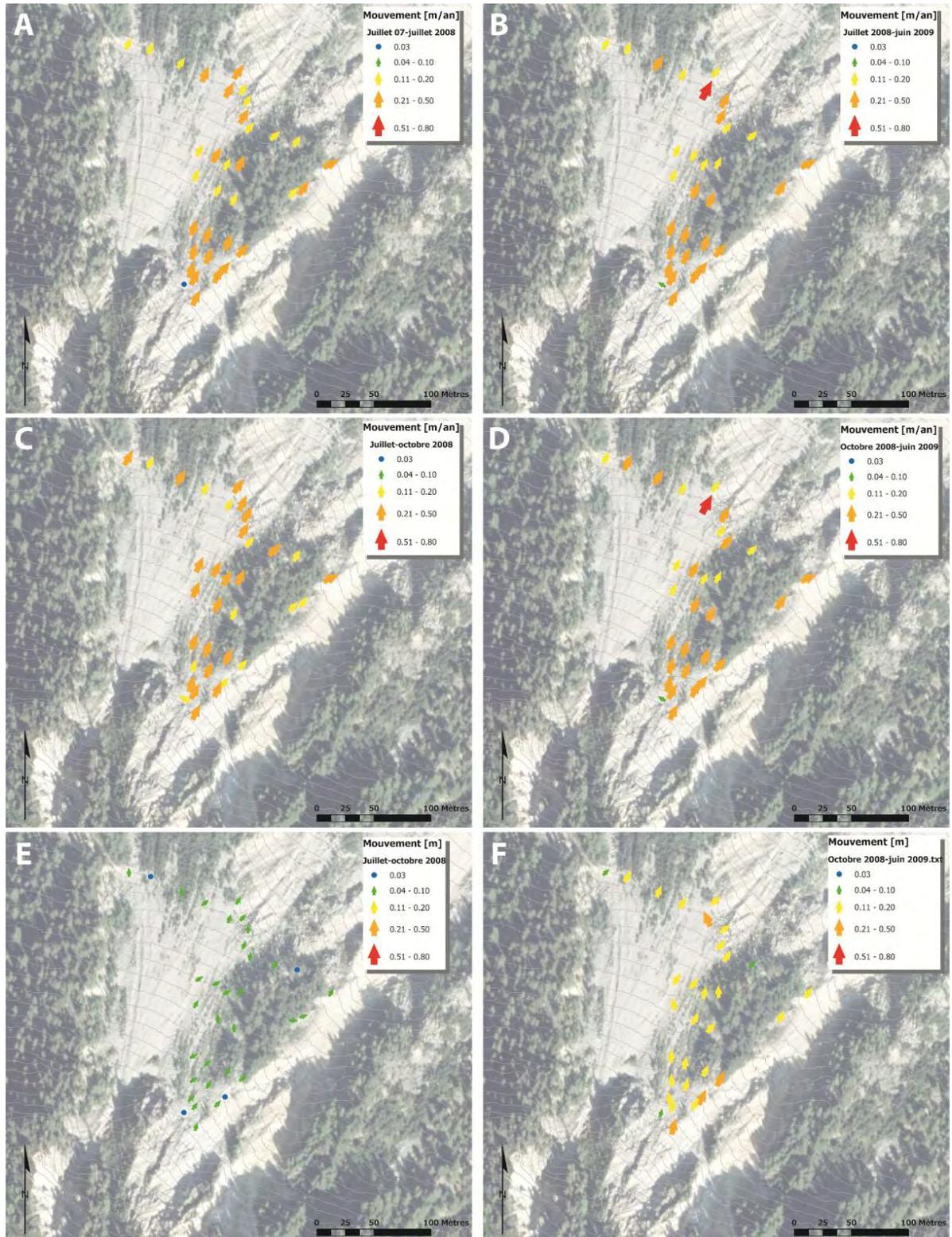
### 8.2.4 GPS différentiel et interférométrie satellitaire

Les mesures réalisées à quatre reprises entre le 23 juillet 2007 et le 22 juin 2009 sur une trentaine de blocs ont permis de mettre en évidence les mouvements du secteur SE de la zone d'érosion, liés au tassement de versant dans sa partie orientale (Fig. 8.29). Ces mesures confirment les données fournies par l'interférométrie satellitaire (Fig. 8.28) pour la zone, avec des valeurs moyennes de 22 à 24 cm/an, respectivement pour la période comprise entre juillet 2007 à juillet 2008 et entre juillet 2008 et juin 2009.



**Figure 8.28** Interférogramme d'imagerie radar satellitaire provenant du satellite japonais JERS entre le 22 juin et le 18 septembre 1996. © GAMMA Remote Sensing. Le signal détectable sur cette image (polygone blanc) est un déplacement de 5 à 8 cm en l'espace de trois mois estivaux. Tiré de Delaloye et al. (2008)

Les vitesses moyennes de déplacement montrent qu'entre les mois de juillet et octobre 2008 (3 mois), celles-ci atteignent 6 cm alors qu'entre octobre 2008 et juin 2009 (8 mois), elles s'élèvent à 16 cm. On peut dès lors affirmer que les vitesses observées sont plus importantes durant le printemps au même titre que l'activité des processus de gélifraction, et plus faibles durant l'hiver, notamment en raison de l'exposition à l'ubac du versant et de l'absence d'ensoleillement qui réduit l'activité des processus. Ces vitesses peuvent être considérées de manière générale comme faibles, en comparaison avec des vitesses mesurées sur certains glissements de terrain, tassements de versants ou au front de certains glaciers rocheux actifs (p. ex. Delaloye et al. 2005 et 2008 ; Lambiel, 2006), qui peuvent afficher des vitesses maximales de plusieurs mètres par mois ou par jour.



**Figure 8.29** Mouvements totaux [m] observés à l'aide du GPS différentiel sur le site de Bochtür à différentes périodes de l'année. A, B, C et D se rapportent à des vitesses en m/an et D et E à des vitesses en mètres observées respectivement entre juillet et octobre 2008 et octobre 2008 et juin 2009. Swissimage © 2005 (DV023268).

### 8.3 Synthèse

Ce chapitre a présenté l'application de notre méthode de cartographie ainsi qu'un aperçu des modifications géomorphologiques qui ont été observées sur les deux sites d'étude durant près de trois ans, à l'aide des différentes méthodes utilisées. Il ressort qu'aucun événement géomorphologique majeur n'a pu être mis en évidence, à l'exception d'une coulée de débris sur le site de Bochtür et de phénomènes érosifs locaux dans la zone ravinée du Bruchi. Ceci s'explique par la durée relativement courte des observations, l'absence d'événement hydrométéorologique d'importance particulière mais aussi par la qualité des résultats obtenus, qui est discutée dans le chapitre suivant.

## **PARTIE IV**

---

Discussion et conclusions

## 9 Discussion de la méthode

*Ce chapitre reprend dans un premier temps les objectifs et hypothèses de la thèse formulés dans la partie introductive (ch. 3) puis discute les avantages et inconvénients de la méthodologie développée ainsi que des différentes méthodes complémentaires utilisées. Des comparaisons avec certains travaux existants sont également présentées.*

### 9.1 Retour sur les objectifs de la thèse

Les objectifs formulés au début de ce travail (ch. 3) étaient articulés autour des trois questions suivantes :

- peut-on développer un système de légende cohérent prenant en compte la dynamique du **transfert sédimentaire, étant entendu qu'une carte géomorphologique est par définition un document « statique »** ?
- peut-on **détecter ou prédire, sur la base d'une carte géomorphologique** du système torrentiel, les zones les plus susceptibles de fournir des apports sédimentaires ?
- peut-on appliquer – **à partir d'une carte géomorphologique** – le modèle de cascade sédimentaire pour de petits bassins versants où la dynamique érosion-sédimentation est très active, de surcroît à des échelles spatio-temporelles restreintes, où les processus sont souvent combinés, voire superposés ?

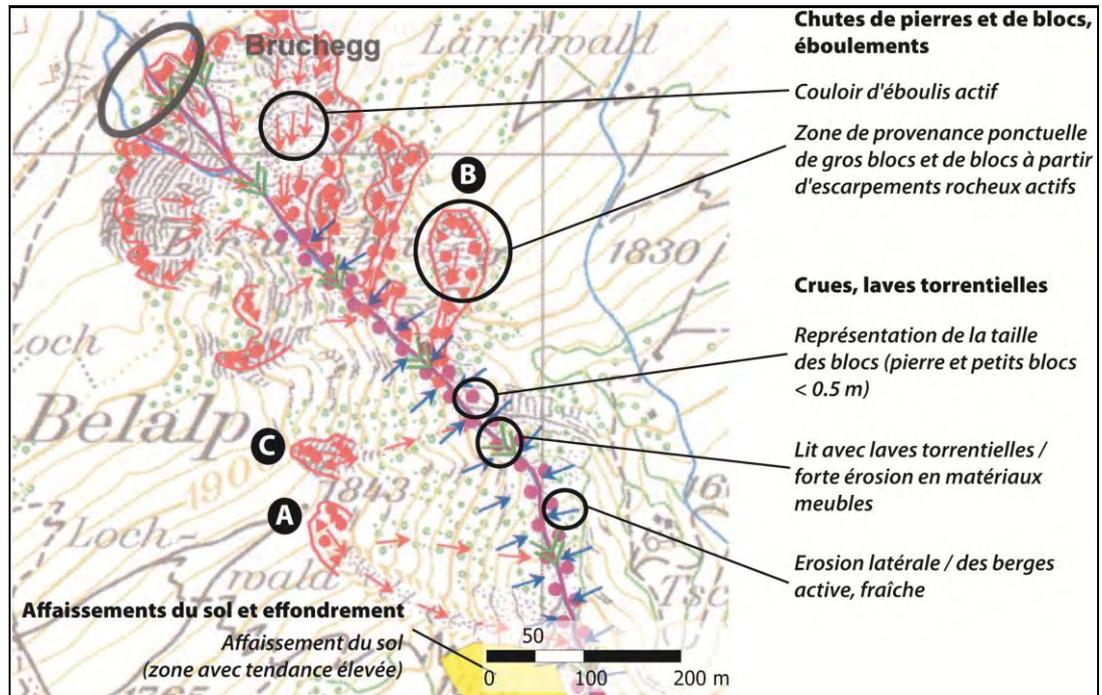
#### 9.1.1 Système de légende pour la cartographie de la dynamique du transfert sédimentaire

Au niveau de la cartographie **géomorphologique, une partie de l'attention de ce travail** a été portée sur la recherche de solutions à un problème récurrent et vieux de plusieurs décennies : **l'intégration de l'information concernant des processus géomorphologiques dynamiques** dans des cartes par définition statiques. Une comparaison de la carte obtenue pour le Bruchi avec des travaux réalisés préalablement (Teyssière & Candolfi, 2006) a permis de mettre en évidence les apports substantiels de notre méthode, notamment par rapport à la légende pour la cartographie des phénomènes et à la **légende de l'IGUL**.

##### 9.1.1.1 Comparaison avec la légende des phénomènes (Bruchi)

La carte des phénomènes levée sur le Bruchi (Fig. 9.1) par Teyssière et Candolfi (2006) **n'illustre que partiellement** les processus mis en jeu dans ce système torrentiel ainsi que les zones contribuant directement aux apports en matériaux du chenal. Les deux glissements de terrain (A et C) connectés au torrent érodés périodiquement par des coulées boueuses ne figurent pas comme tels sur la carte **alors que leur rôle dans l'approvisionnement sédimentaire du Bruchi est majeur**. Les deux glissements de terrain (A et C) y sont représentés comme deux escarpements rocheux actifs prolongés respectivement par deux couloirs **d'éboulis**. **Dans le cas A** (Fig. 9.1), notre travail a montré a montré que seule la « branche » sud était connectée au Bruchi et correspondait en réalité à une **rigole où transitent des coulées boueuses dont l'approvisionnement sédimentaire dans le chenal est bien plus important** que la cartographie le laisse **supposer, d'autant que le couloir d'éboulis cartographié de manière semblable plus au nord (C) ne revêt aucune importance en termes d'apports en matériaux dans le chenal comme l'ont montré les différents traçages de peinture** (ch. 8) réalisés sur ce site. **Les phénomènes d'érosion latérale (flèche bleue) y occupent de surcroît une superficie plus importante que dans la réalité alors que ces derniers s'observent** principalement en rive gauche, en bordure de la levée naturelle décrite aux chapitres 7 et 8. En revanche, la zone

cartographiée comme affaissement du sol et effondrement aurait dû couvrir une plus grande surface du bassin de réception.



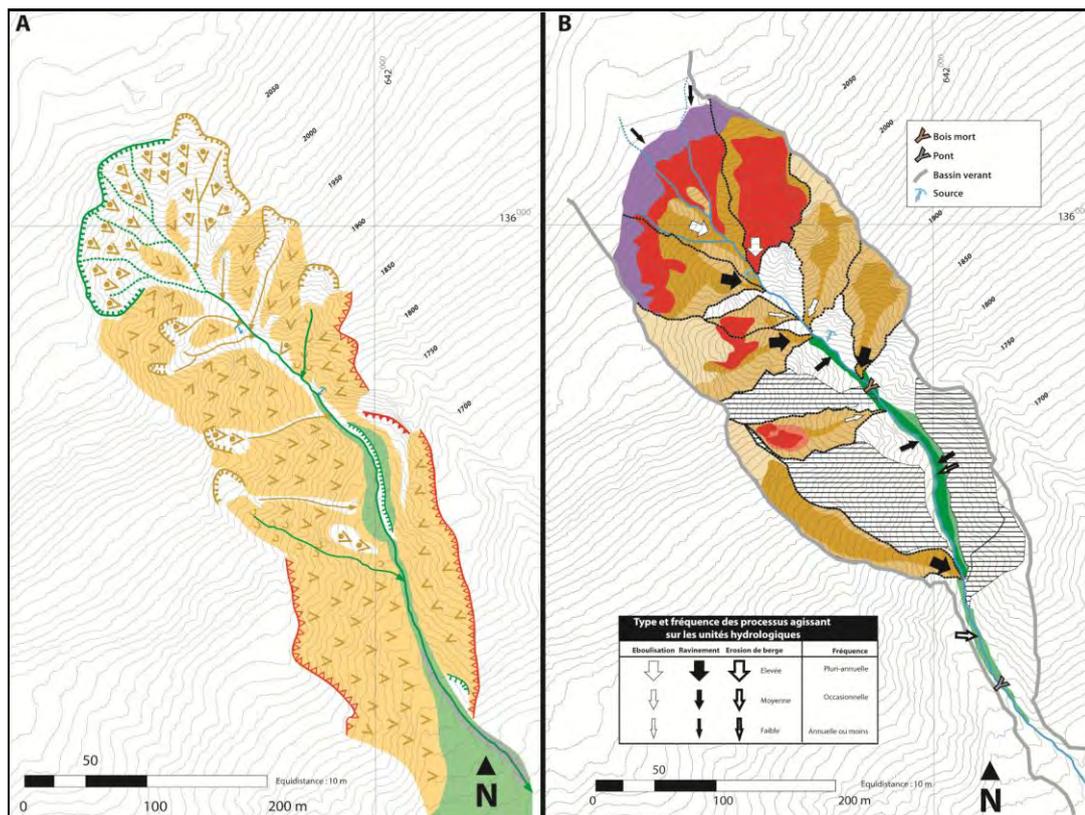
**Figure 9.1** Extrait de la carte des phénomènes (1 : 5'000). Modifié d'après Teyssiere & Candolfi (2006).

#### 9.1.1.2 Comparaison avec la légende de l'IGUL (Bruchi)

Basé sur le principe de distinction des formes d'érosion et d'accumulation, une partie des zones qui entrent directement dans la dynamique sédimentaire du système torrentiel ne sont pas cartographiées et apparaissent en blanc dans la légende classiquement utilisée au sein de l'Institut de Géographie de l'Université de Lausanne (Fig. 9.2-A).

La méthodologie développée et son produit final (Fig. 9.2-B) fournissent une meilleure vision de la distribution spatiale des stocks de sédiments, de leur activité dans la zone source de sédiments, de leur comportement géomorphologique et du type de dépôts qui pourraient potentiellement atteindre le chenal principal puis être transportés plus à l'aval par une lave torrentielle. Cette carte est plus compréhensible d'un point morphodynamique qu'une carte réalisée de manière classique, à l'aide de la légende de l'IGUL par exemple, où toutes la surface du bassin versant sont cartographiées.

En ce sens et comme nous le démontrons au ch. 9.1.3, le produit final réalisé permet d'obtenir une évaluation des volumes sédimentaires en transposant cette carte au concept de cascade sédimentaire (ch. 8), tout en liant une carte géomorphologique classique avec des processus dynamiques et en allant plus loin qu'une simple représentation de formes héritées et de processus passés. Des améliorations peuvent cependant être apportées dans la cartographie de la végétation, dont l'influence sur l'activité des processus a été évoquée au chapitre 6. Ceci fera l'objet de recommandations au chapitre 10.



**Figure 9.2** Zone ravinée du Bruchi : comparaison entre la carte géomorphologique de l'IGUL (A) et la légende développée dans le cadre de cette thèse (B). Les couleurs ocres représentent les formes et processus liés à la gravité, rouges les formes et processus du domaine structural, vert les formes et processus fluviaux et violet les formes et processus glaciaires.

### 9.1.2 Susceptibilité des zones à produire du matériel

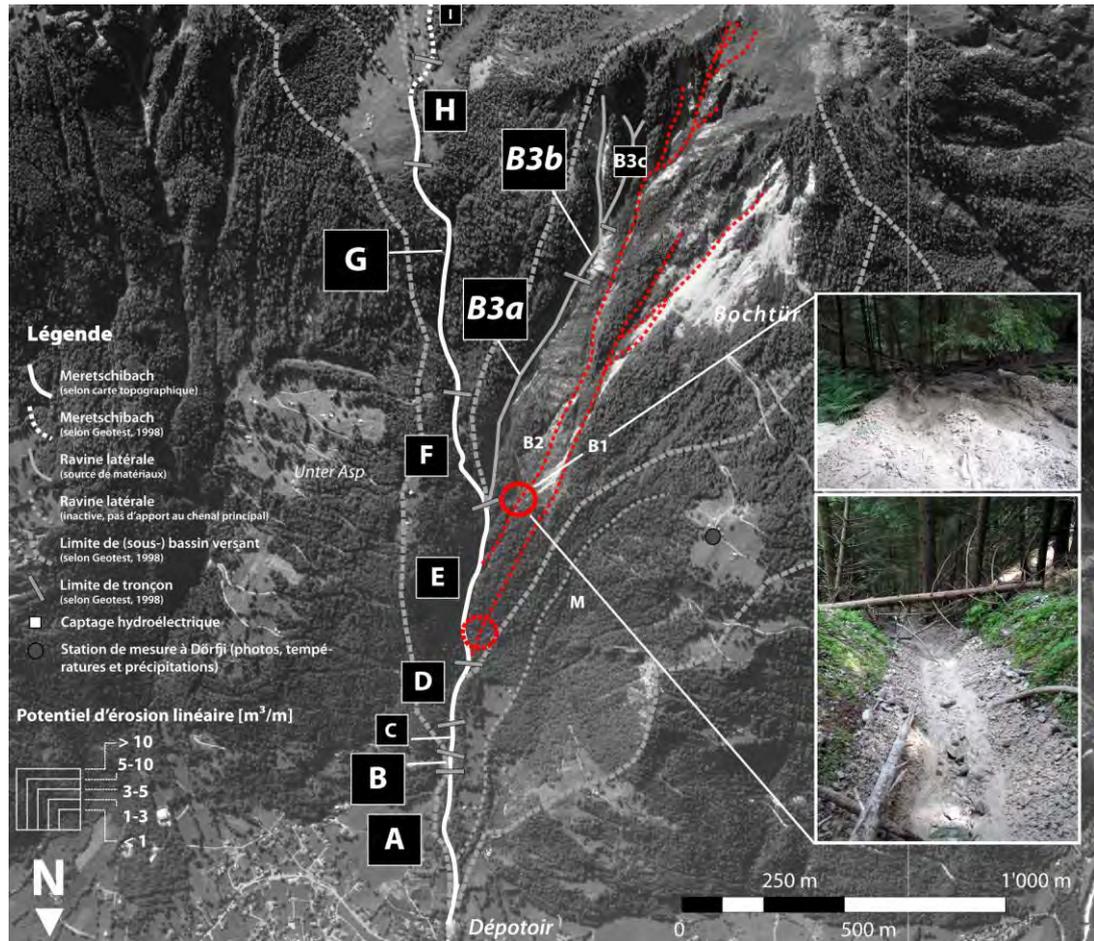
Nous avons évoqué au chapitre 4 les spécificités des cartes de susceptibilité<sup>1</sup>, constituant souvent un **document intermédiaire entre une carte d'inventaire et une carte de dangers**, dont elles diffèrent par leur absence de facteur temporel (Parise, 2001).

Les cartes de susceptibilité sont généralement le produit final de la superposition de plusieurs cartes thématiques traitant des pentes, des lithologies, de la végétation et **d'un inventaire de formes géomorphologiques correspondant à l'aléa étudié**. Les étapes aboutissant à notre produit cartographique final sont donc similaires aux approches classiquement adoptées, bien que les **caractéristiques lithologiques n'ont pas été intégrées dans notre approche**. Celle-ci se distingue également de **l'approche généralement adoptée dans le cadre d'un diagnostic du danger lié aux laves torrentielles**, où un potentiel<sup>2</sup> **d'érosion linéaire d'un chenal**<sup>3</sup> est généralement estimé, sur la base des formations géologiques affleurantes ou des volumes de dépôts stockés temporairement dans le chenal. Si, dans le cas du Meretschibach (Geotest, 1989 et 1990 ; Geotest et Teyssie et Candolfi, 1998), les valeurs indiquées semblent correspondre avec la réalité (Fig. 9.3), il faut relever que ce procédé peut conduire à une sous-estimation (importante) des volumes potentiellement mobilisables, **puisque la connectivité avec des zones alimentant le chenal en matériaux n'est pas forcément prise en compte ou mal évaluée** (Fig. 9.3).

<sup>1</sup> Pour rappel, la susceptibilité est la composante spatiale de l'aléa. Il s'agit de la probabilité d'occurrence spatiale d'un phénomène pour plusieurs facteurs de prédisposition environnementaux (ch. 4).

<sup>2</sup> Ce terme est à prendre ici dans le sens de « susceptibilité ».

<sup>3</sup> Hungr et al. (1984) proposent notamment une formule de calcul (ch. 5 et Annexe 5.2).



**Figure 9.3** Extrait de la carte du potentiel de productivité en matériaux (ch. 7) déterminé le long du chenal du Meretschibach et du sous-bassin versant drainant la zone d'érosion de Bochtür (d'après Geotest et Teyssiere et Candolfi, 1998). Les ronds rouges mettent en évidence la différence d'interprétation entre ce document de 1998 (absence de connectivité entre les différentes ravines drainant la zone de Bochtür et le Meretschibach, représentées par un traitillé) et les observations de terrain (deux photos de droite (juin 2008, © V. Garavaglia)). Swissimage © 2005 (DV023268).

Ces travaux antérieurs révèlent ainsi quelques imprécisions. Premièrement, la délimitation même des sous-bassins versants drainés par **des rigoles d'érosion** est à prendre avec précaution. En 1998, **l'emploi de MNT** dont la résolution était plus faible que ceux employés actuellement a pu conduire à une approximation de ces limites. Nous avons montré que le sous-bassin versant drainant la zone **d'érosion de Bochtür** (ch. 7) peut fournir des apports en matériaux beaucoup plus élevés que ceux estimés (Geotest et Teyssiere et Candolfi, 1998) **puisque avec un réseau de ravines d'une longueur totale deux fois moins importante, la quantité de matériaux charriés est sensiblement identique.**

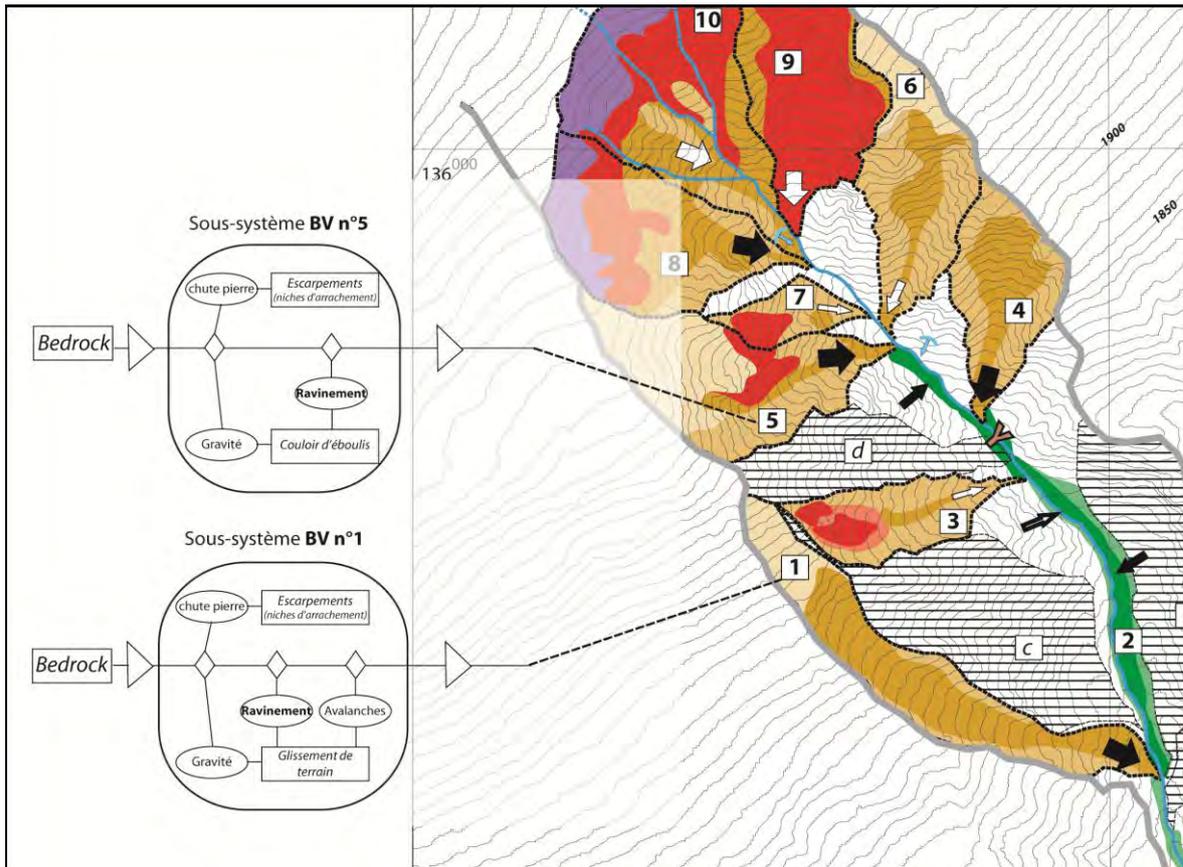
Par ailleurs, la non-prise en compte des ravines B1 et B2, **qui s'explique par le fait que seules les parties sommitales de ravines sont sujettes à l'érosion** et que les zones avales, en zone forestière, (Geotest et Teyssiere et Candolfi, 1998) **n'assurent plus un transport des matériaux,** sont erronés. Si le seul événement observé au cours de la période d'étude n'a effectivement pas atteint le chenal d'écoulement, il pourrait en être autrement pour un événement d'une magnitude plus élevée.



**Figure 9.4** Aperçu photographique du chenal du Meretschibach. Dans ces deux secteurs, le potentiel d'érosion linéaire a été estimé par Geotest et Teyssière et Candolfi (1998) respectivement entre 2.5 et 3 m<sup>3</sup>/m (Fig. 9.4-C) pour le secteur illustré par les deux clichés du haut et entre 4 et 5 m<sup>3</sup>/m (Fig. 9.4-E) pour les deux secteurs illustrés par les deux clichés du bas.

### 9.1.3 Application du modèle de cascade sédimentaire

L'application du ou d'un modèle de cascade sédimentaire nécessite une identification préalable précise des processus mis en jeu dans le système géomorphologique étudié. Dans le cas du Bruchi, où il existe clairement différentes sources d'alimentation identifiables et délimitables au sein d'une zone ravinée fournissant l'essentiel de la charge solide du torrent, la carte géomorphologique telle que conçue se révèle être un outil permettant de conceptualiser le bassin versant sous forme de réservoirs se vidangeant l'un dans l'autre. La quantification des transferts entre les différents réservoirs jusqu'au chenal principal (considéré comme étant le dernier réservoir dans notre étude) est cependant plus ardue en raison du manque de données disponibles mais aussi en raison de la coexistence de plusieurs processus contrôlant le transfert sédimentaire (ch. 6.1). A partir de ce constat et partant du principe que la carte est un support pour l'estimation des volumes événementiels potentiels pouvant être transportés à l'exutoire du bassin versant, il est nécessaire de sélectionner le processus principal travaillant le stock, ce qui peut entraîner une perte d'information. Toutefois, la carte géomorphologique obtenue à l'aide de notre méthode permet d'identifier les principaux réservoirs participant à la dynamique sédimentaire du système torrentiel (Fig. 9.5).



**Figure 9.5** Transposition de la carte géomorphologique aux cascades sédimentaires. Exemples avec les sous-bassins versants n°1 et n°5 de la rive droite.

## 9.2 Réplicabilité de la méthode

Si la transposition des unités cartographiées au concept de cascade sédimentaire a pu être réalisée dans le cas du Bruchi, les difficultés à appliquer la méthode sur le Meretschibach ont été importantes.

Le **comportement hydrogéomorphologique** du Meretschibach, à classer dans le type *supply-unlimited*, pose des problèmes à l'application même de la méthode. Ceci s'explique d'abord par le fait qu'un seul secteur principal – Bochtür – est à l'origine de la charge solide véhiculée à fréquence régulière par le torrent. Il est d'autant plus difficile d'individualiser différents stocks de matériaux, de même que délimiter différents chenaux de transport et leurs bassins versants sur la base de la génération du réseau hydrographique. La morphologie parallèle du réseau hydrographique a pour conséquence de délimiter des sous-bassins versants de taille très réduite et longiligne.

Nous avons aussi vu que la **délimitation des sous-bassins versants se révélait aléatoire** en raison de la dynamique géomorphologique très active des ravines, affichant une importante variabilité spatio-temporelle. Cette variabilité peut entraîner des décalages entre les données du modèle numérique d'altitude (et donc la simulation du réseau hydrographique), les chenaux observables sur les photographies aériennes et des relevés de terrain encore plus récents. **De nombreux essais, qui se sont révélés infructueux, ont démontré que l'applicabilité de la méthode est, à l'heure actuelle, possible sur un système torrentiel similaire au Bruchi, où les phénomènes de charriage torrentiel sont avant tout contrôlés par le degré de remplissage du chenal (type *supply limited*), lui-même alimenté par différentes sources ponctuelles de sédiments.**

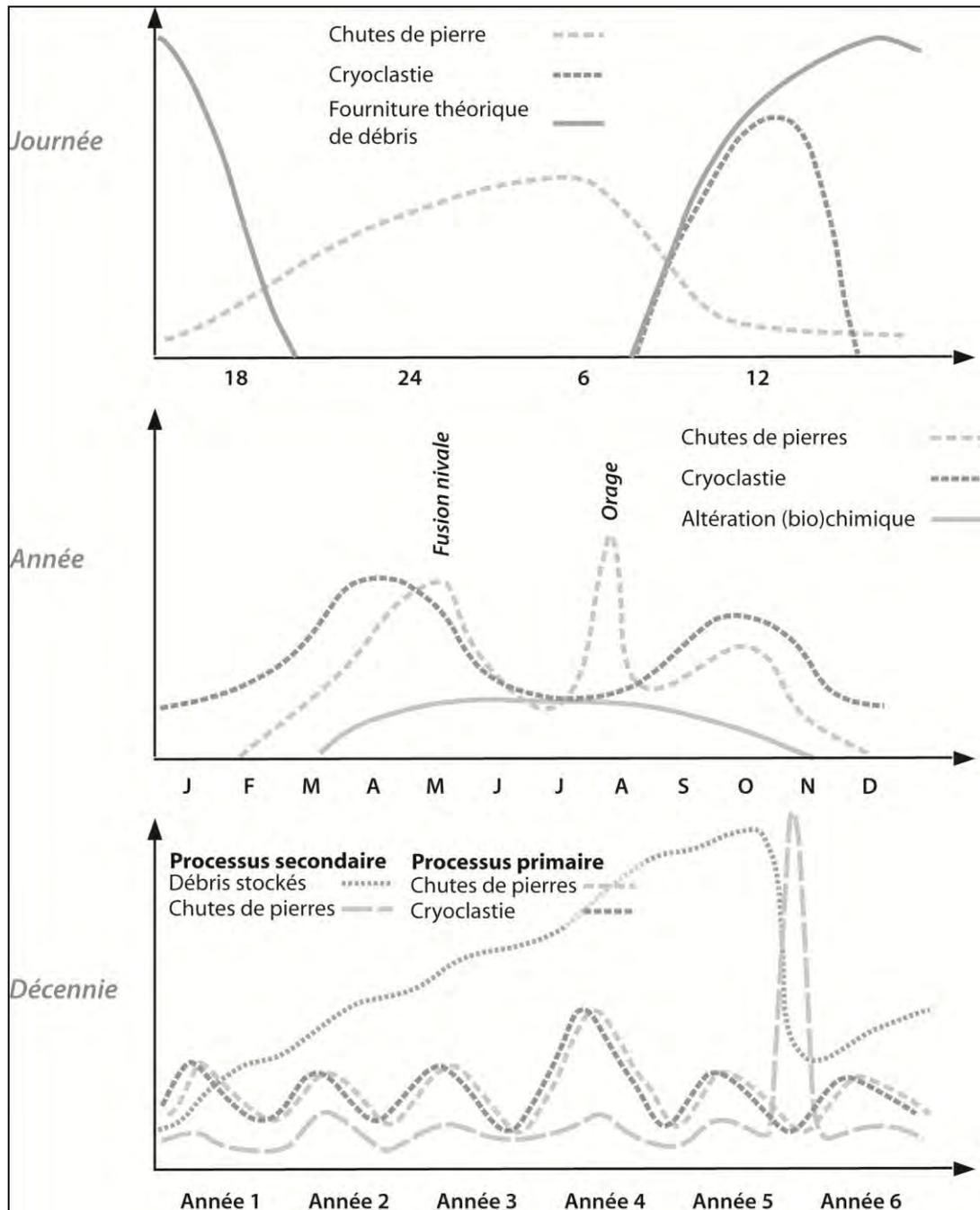
### 9.3 Utilisation des méthodes complémentaires à la cartographie géomorphologique

#### 9.3.1 Données thermiques et pluviométriques

Malgré quelques lacunes dans les données, principalement au début et à la fin **de l'année 2009** sur la station de Dörfji, il a été possible de calculer le nombre de cycles de gel-dégel météorologiques ainsi que les températures moyennes mensuelles sur les deux sites. **L'extrapolation à des phénomènes de cryoclastie demeure cependant plus délicate car si la gélifraction résulte des tensions développées dans la roche lors de l'augmentation de volume de l'eau passant de l'état liquide à l'état solide, ce mécanisme simple implique cependant le jeu de plusieurs facteurs mis en évidence depuis plusieurs décennies déjà (Tricart, 1965 ; Lautridou et Ozouf, 1982) :**

- la résistance mécanique de la roche aux tensions – qui sont inégalement réparties –, chaque **petite poche d'eau qui gèle soumettant la roche qui l'entoure à une force d'expansion ;**
- la porosité de la roche, qui commande la pénétration de l'eau dans sa masse et la disposition des poches d'eau qui gèlent ;
- les conditions de pénétration de l'onde thermique négative dans la roche, qui commandent la manière dont se produit la solidification de l'eau, y compris les migrations du liquide obéissant au principe de la paroi froide.

Les études à la fois empiriques et celles réalisées en laboratoire ont notamment prouvé que le gel à l'état sec était pratiquement inopérant et que la granulométrie et la nature des matériaux exposés au gel influaient sur la gélifraction, **vraisemblablement à cause des migrations capillaires d'eau lors de l'engel.** On peut cependant affirmer **que l'action cryoclastique a son importance dans l'altération des escarpements gneissiques délimitant la zone d'érosion du Bruchi, en raison de la fracturation générales des assises lithologiques, mais également des infiltrations d'eau observées dans la limite supérieure du bassin de réception.** Par ailleurs, l'angulosité de nombreux blocs trouvés dans le chenal prouve **l'absence d'un quelconque transport fluvial.** L'approvisionnement en chutes de pierre peut être rapproché à des schémas de Krautblatter et Dikau (2007) (Fig. 9.6).



**Figure 9.6** Variations journalière, annuelle et multi-annuelle de l'approvisionnement des chutes de pierres (les processus « secondaires », dans le dernier graphique, sont dus au stockage temporaire des matériaux). Tiré de Krautblatter et Dikau (2007), modifié. Warburton (2007) précise que quantifier l'importance géomorphologique des changements d'états aqueux est problématique par manque de données disponibles.

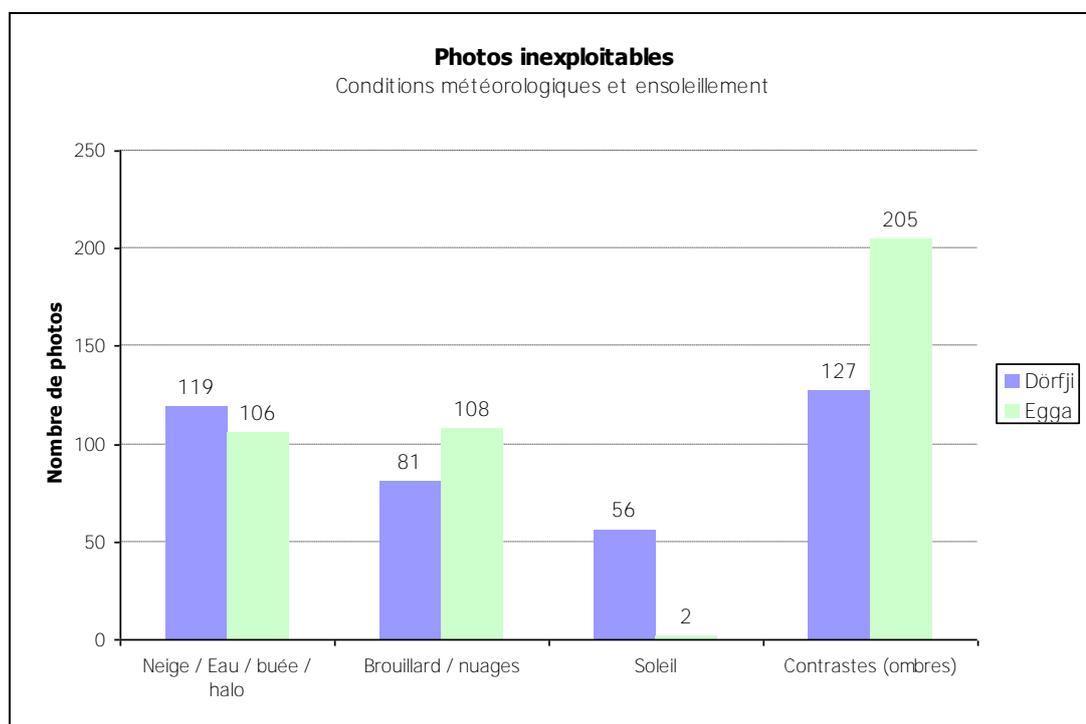
### 9.3.2 Photographies répétitives

Plusieurs problèmes et défaillances du système mis en place se sont conjugués tout au long de la campagne de mesures, de sorte que l'exploitation des clichés photographiques pris quotidiennement n'a pas permis d'observer des modifications géomorphologiques, mêmes importantes. Les causes qui expliquent cet échec sont de nature diverse, que nous détaillons ici :

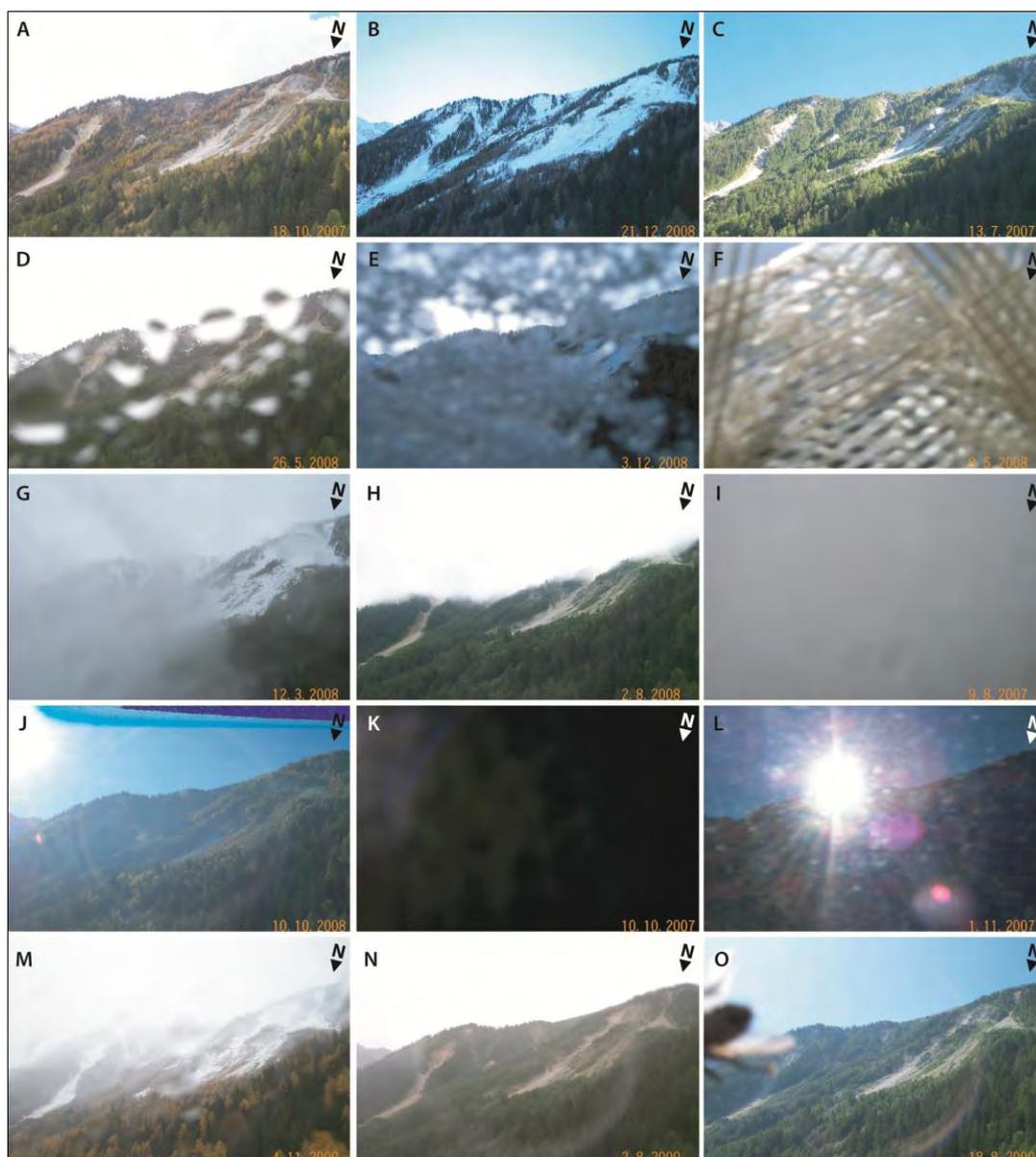
- impossibilité d'exploiter les photographies en raison des conditions météorologiques (neige, pluie, nébulosité) et ensoleillement (halo, contraste, orientation du soleil) ;
- manque ou perte de données liés à l'alimentation de l'appareil (batterie solaire), aux dysfonctionnements inattendus du serveur de l'Etat et à divers problèmes techniques indéterminés ;
- difficultés d'exploiter les photographies en raison des capacités techniques de l'appareil (résolution, focale, compression des images) ;
- mauvais emplacement de la station (distance et angle de prise de vue) ;
- (in)stabilité de l'installation entraînant un décalage fréquent lors de la superposition des clichés.

#### 9.3.2.1 Conditions météorologiques et ensoleillement

Une partie des clichés n'est pas exploitable pour différentes raisons météorologiques (Fig. 9.8). Ainsi, sur les 698 photos inutilisables ou manquantes de Bochtür, 55% avaient une cause météorologique. Cette proportion est plus importante sur le site de Bruchi, de l'ordre de 70% (421 photos sur 595 manquantes) (Fig. 9.7). Le cliché idéal est généralement obtenu par temps gris, ce qui a pour effet de supprimer tout effet d'ombre, et au milieu de la journée.



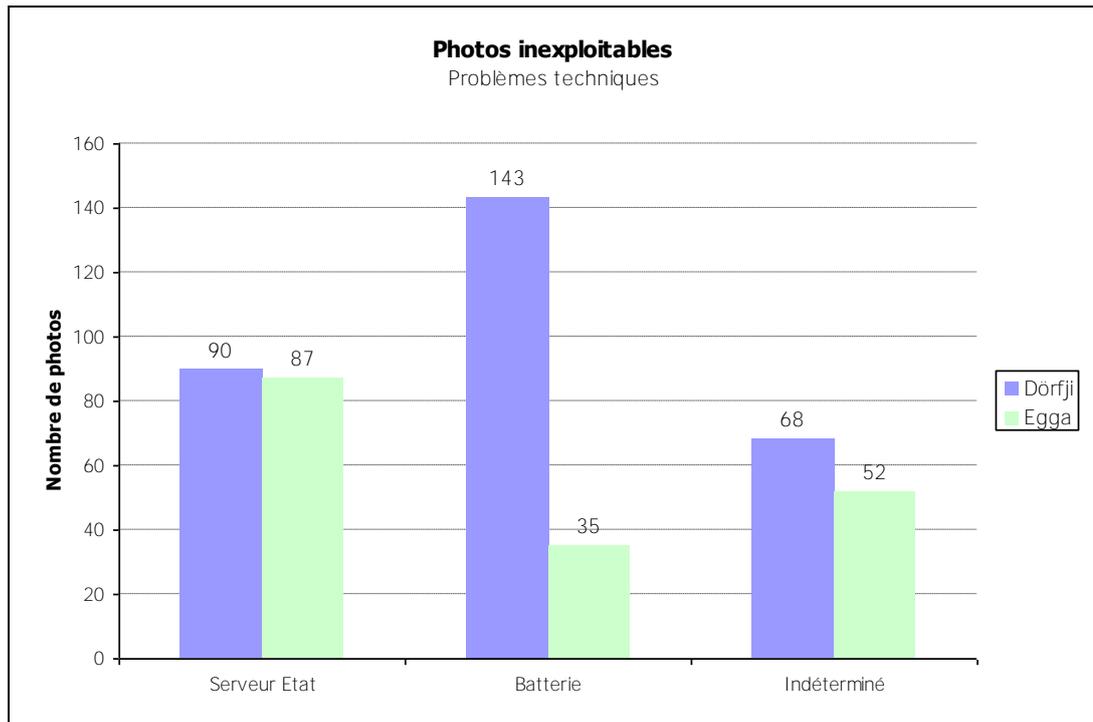
**Figure 9.7** Comparaison entre les stations de Dörfji (Bochtür) et Egga (Bruchi) pour les conditions météorologiques rendant les photos inexploitable.



**Figure 9.8** Aperçu des problèmes rencontrés lors du traitement des photographies, A) étant la photo idéale : luminosité (B et L) ; contrastes et halo (C, J) ; pluie, neige ou givre (D, E et N) ; filet posé volontairement (F) ; brouillard et nuages (G, H, I et M), batterie (K) et insecte (O).

## 9.3.2.2 Batterie, dysfonctionnements du serveur et problèmes techniques indéterminés

Au total, ce sont 301 photos pour le site de Bochtür et 171 photos pour le site du Bruchi qui n'ont pu être analysées, en raison de problèmes techniques divers (Fig. 9.9). L'alimentation « solaire » du système de mesures a le désavantage, selon l'exposition du site, de se mettre provisoirement en veille en période hivernale. A Bochtür, l'absence de soleil (exposition à l'ubac du site) a entraîné l'arrêt de l'appareil photographique durant près de deux mois au cours de l'hiver 2008-2009 et plus de trois mois durant l'hiver suivant. Cependant, une partie de l'absence des données dans ce deuxième cas paraît plus raisonnablement liée à un dysfonctionnement du serveur de l'Etat, lequel a entraîné au cours des 26 mois de mesures considérés, une perte certaine d'environ 143 photos.



**Figure 9.9** Comparaison des problèmes techniques (batterie, serveur et problèmes indéterminés) sur les stations de Dörfji et Egga.

Les deux tableaux suivants (Tabl. 9.1 et 9.2) fournissent un détail des périodes durant lesquelles des photos sont manquantes et les causes (présumées) qui leur sont liées.

**Tableau 9.1** Photos manquantes en raison de problèmes techniques, station de Dörfji du 13.07.07 au 15.11.09. (N.B. : la pose du filet au mois de mai 2008 (9 au 21) n'a pas été prise en compte ci-dessous ; entre parenthèse : cause présumée)

Année / Dates des photos manquantes	Batterie	Serveur Etat	Indéterminé
<b>2007 (n=13)</b>			
26-27 juillet			2
05-09 octobre			5
15-20 décembre	(6)		
<b>2008 (n=139)</b>			
25 décembre (07) – 11 février	66		
13-18 février	(6)		
14 mars			1
26 avril			1
30 avril – 08 mai			9
19 mai			1
06 juin – 24 juillet		48	
01 août			1
15 août			1
06-08 novembre			3
28 novembre			1
09 décembre			1
<b>2009 (n=149)</b>			
26 décembre (08) – 31 mars	77 (~ 48)	(~ 29)	
03-17 avril		(15)	
30 avril			1
25 mai - 05 juillet		(42)	
22-24 juillet		(3)	
29 juillet			1
23 septembre			1
17-19 octobre			3
21 octobre		(1)	
23-25 octobre		(3)	
13-14 novembre		(2)	
<b>Totaux</b>	<b>155 (126)</b>	<b>114 (143)</b>	<b>32</b>

**Tableau 9.2** Photos manquantes en raison de problèmes techniques, station de Egga du 13.07.07 au 15.11.09. (N.B. : entre parenthèse, cause présumée)

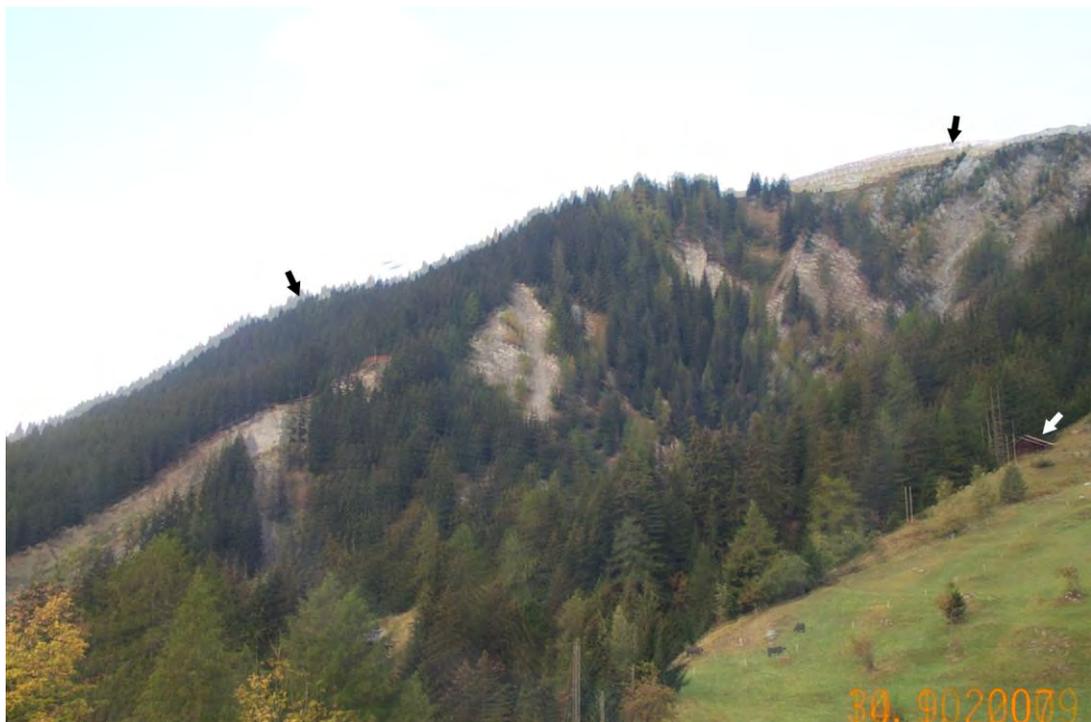
Année / Dates des photos manquantes	Batterie	Serveur Etat	Indéterminé
<b>2007 (n=10)</b>			
06-09 octobre			4
29 novembre			1
16-20 décembre			5
<b>2008 (n=78)</b>			
25 décembre (07) – 13 janvier	19		
07 avril			1
20 avril			1
01-09 mai			9
07 juin - 24 juillet		47	
26 novembre			1
<b>2009 (n=86)</b>			
28 décembre (08) – 12 janvier	16		
17-20 janvier			4
03-17 avril		(15)	
27 mai - 05 juillet		(40)	
15-16 juillet			2
23-24 juillet		(2)	
21 octobre		(1)	
23-25 octobre		(3)	
27 octobre			1
13-14 novembre		(2)	
<b>Totaux</b>	<b>35</b>	<b>108</b>	<b>28</b>

### 9.3.2.3 Capacités techniques de l'appareil utilisé, emplacement et stabilité de l'installation

L'analyse des clichés photographiques enregistrés quotidiennement sur les deux stations de mesure a soulevé plusieurs problèmes de différents ordres :

- distance et angle de prise de vue ;
- modèle et résolution de l'appareil (relativement ancien (2000), avec une résolution de 2 Mégas pixels et compression des images trop élevée) entraînant une qualité des images relativement médiocre ;
- moment de la prise de vue (ensoleillement direct sur l'appareil photo ou lumière trop importante).

L'emplacement des stations de mesure ne s'est pas avéré optimal. Dans le cas de Bochtür, bien que l'endroit choisi soit le seul permettant une observation relativement large de la zone d'érosion, l'angle de vue aplanit énormément la topographie, engendrant ainsi une perte d'information importante (seuls les escarpements rocheux verticaux pourraient faire vraiment l'objet d'analyses) et créant des difficultés à transformer les photographies en modèles numériques de terrain. La distance de prise de vue, de plusieurs centaines de mètres, est également trop importante. Si l'emplacement de la station d'Égga est légèrement plus favorable d'un point de vue des distances et de l'angle de prise de vue, la qualité des images produites avec un appareil de 2 Mega pixels s'avère malheureusement insuffisante pour prendre des repères précis afin de convertir les clichés en modèles numériques d'altitude à l'aide des techniques classiques utilisées en photogrammétrie (p. ex. Raclot et al. 2005 ; Veyrat-Charvillon et Mémier, 2006 ; Schwab et al. 2008), en utilisant par exemple certains modules du logiciel Erdas Imagine. Couplées aux mouvements du zoom, les instabilités de la station entraînent de surcroît de petits décalages visibles entre certains clichés qui ne permettent pas une superposition idéale des photographies (Fig. 9.10). L'application de logiciels ou d'outils corrélateurs d'images tels que Matlab ou MicMac<sup>4</sup> (Institut Géographique National français, IGN) afin d'obtenir des vecteurs de déplacement devient ainsi très aléatoire, voire impossible.



**Figure 9.10** Mise en évidence du problème de superposition des photographies avec deux clichés pris depuis la station de Egga.

<sup>4</sup> Pour Multi-Images Correspondances, Méthodes Automatiques de Corrélation.

Cette méthode n'a fourni que très peu de résultats dans notre étude. Seuls des transferts de matériaux par des avalanches printanières ont pu être observés sur le site de Bochtür. Toutefois, ce genre de méthode revêt **un réel intérêt à condition qu'une réflexion** sur le type de processus à observer, l'endroit de prise de vue (angle et distance), la durée d'acquisition des données et le type d'appareil photographique soit menée (ch. 10).

### 9.3.3 GPS différentiel

La configuration géographique du site de Bochtür (orientation plein Nord) a parfois entraîné des problèmes **de précision liés à l'orientation des satellites** et à la difficulté de capter leurs signaux. Par ailleurs, la croissance (rapide) de la végétation a compliqué la mesure de certains blocs. Enfin, **l'accès à la partie orientale du tassement fut** malheureusement impossible en raison des pentes trop importantes, **qui en rendaient l'accès beaucoup trop dangereux**.

Cependant, les mesures effectuées ont permis de calculer les vitesses de déplacement saisonnières et annuelles – relativement faibles – du tassement rocheux et de les confronter aux données fournies par l'interférométrie satellitaire (Delaloye et al. 2005 et 2008).

### 9.3.4 Traçages sédimentaires et piquets de dénudation

Les traçages de peinture effectués sur le site du Bruchi ont permis de mettre en évidence de manière simple et efficace la présence ou non de phénomènes de charriage (coulées de débris) alimentant directement en matériaux le chenal mais également leur fréquence. Si les piquets installés au sein de petites parcelles – au front de deux glissements de terrain – **n'ont pas eu les effets escomptés** en termes de mesure du **taux d'érosion, leur disparition** (ou destruction) a au moins permis de relever **l'activité gravitaire** (front des glissements) sur les deux sites.

### 9.3.5 Exploitation des MNT et outils hydrologiques

Si les modèles numériques de terrain (MNT-MO) fournis par Swisstopo sont **pour l'heure** indisponibles **au-dessus de 2'000m d'altitude**, ceci **n'a toutefois pas posé de problème** dans le déroulement de cette étude, les sources sédimentaires principales des deux torrents étudiés étant situées juste en-dessous de cette limite.

Une couverture numérique des zones situées en altitude est toutefois en cours de réalisation, qui permettra **d'étudier des sites ou des phénomènes situés plus en altitude**. C'est par exemple le cas du site de Tsarmine, sur lequel la méthode n'a pu être appliquée et qui présente une dynamique sédimentaire étroitement liée la présence **d'un glacier rocheux et de bastions morainiques en zone de permafrost**. Les modèles numériques de surface (MNS), relativement peu employés dans le cadre de cette étude, font l'objet de recommandations dans le chapitre 10.

### 9.3.6 LiDAR

L'emploi du LiDAR dans les études géologiques et géomorphologiques s'est largement développé durant les dernières années et a montré ses capacités et performances dans l'analyse des instabilités de falaises et phénomènes d'éboulements et chutes de pierre (Rosser et al. 2005 ; Abellán et al. 2006; Oppikofer et al. 2008a et b ; Oppikofer, 2010) ou des phénomènes survenant sur des zones relativement planes (Monserrat et Crosetto, 2008 ; Travalletti et al. 2008).

En revanche, la quantification de volumes déplacés afin d'en calculer un bilan sédimentaire s'est avérée beaucoup plus délicate et complexe. La littérature ne contient pour l'heure encore aucune étude précise et fournissant des résultats cohérents à ce sujet<sup>5</sup>.

Si les valeurs d'érosion et de dépôt obtenues à l'échelle annuelle paraissent cohérentes pour le glissement de terrain (env. 100 m<sup>3</sup> d'apport dans le chenal) et la levée naturelle (9 m<sup>3</sup>), il en est autrement pour la partie sommitale. Un déficit en matériaux de 6'000 m<sup>3</sup> (censés s'être accumulés dans le chenal sur une période de cinq mois, de juin à novembre 2008) a ainsi été obtenu sur la base des deux modèles numériques d'altitude réalisés à l'aide du LiDAR. Cette valeur, qui correspondrait à un taux d'érosion moyen de plus de 2 cm/an, est invraisemblable dans un contexte géomorphologique de ce type (lithologies compétentes, présence de végétation, gel des processus durant plusieurs mois notamment).

Les résultats obtenus dans le cadre de cette étude montrent pour l'instant que :

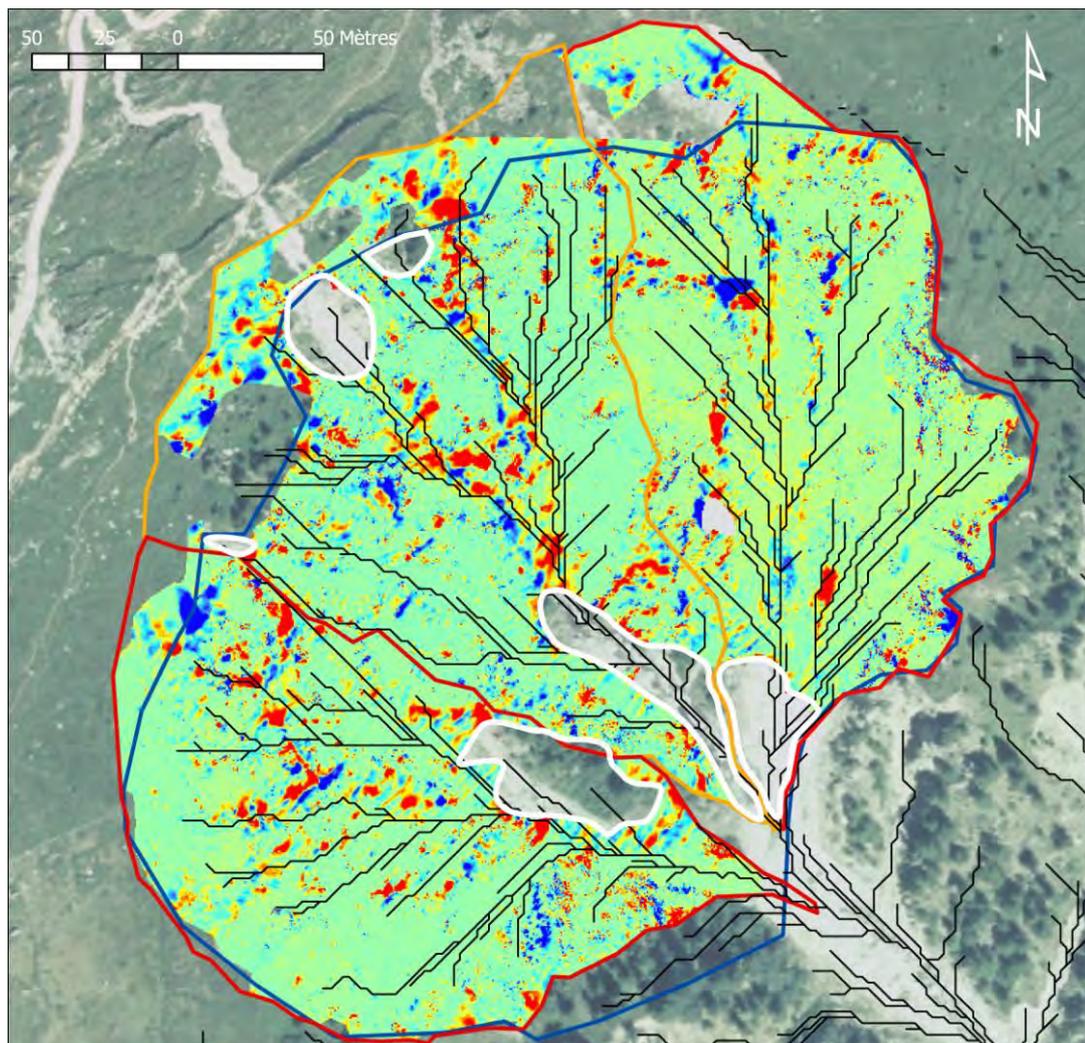
- l'emploi du LiDAR doit être limité à des secteurs de superficie relativement restreinte plutôt qu'à des zones d'une superficie de plusieurs hectares, où une couverture du nuage de points n'est pas complète, et où les phénomènes de transferts sédimentaires sont contrôlés par de nombreux et différents processus (il devient dès lors très difficile de corrélérer des déplacements avec des processus particuliers) ;
- une végétation relativement importante dans le bassin de réception entraîne des marges d'erreur importantes si un nettoyage parfait du nuage de points n'est pas réalisé.

Ajoutons que l'alignement du nuage de points obtenu en août 2009 a dû être réalisé par rapport au MNT-MO, dont la méthode d'acquisition des points (aérienne, impliquant une interpolation relativement importante des points situés sur des escarpements rocheux p. ex.) et la précision (2 m) ont inévitablement entraîné des erreurs très importantes. Aussi, une tentative de comparaison entre les volumes exportés à l'exutoire des trois sous-bassins versants principaux (Fig. 9.11) et les caractéristiques morphométriques de ces bassins n'a pu être réalisée pour des raisons de temps et de couverture du terrain.

La topographie du système et la couverture de la végétation ont parfois empêché de scanner certains secteurs. Toutefois, une estimation qualitative des volumes déplacés, au sein des différents sous-bassins ou à plus grande échelle encore, est envisageable mais impliquerait un investissement en temps très important, d'autant plus que le calcul de bilans sédimentaires sur la base de données LiDAR, comme soulevé précédemment, est encore au stade de la recherche.

Finalement, l'inconvénient principal de cet outil – outre un transport peu aisé selon les conditions topographiques –, concerne le temps nécessaire à un bon traitement des données (p. ex. nettoyage de la végétation sur les fichiers de points, alignement et géoréférencement des scans, géoréférencement et exportation ainsi que découpage des zones où un bilan est escompté) pour obtenir un résultat final fiable. Il n'est donc pas étonnant que des thèses soient entièrement consacrées à cette méthode (Oppikofer, 2010).

<sup>5</sup> La thèse de Loye, au sein de l'Institut de Géomatique et d'analyse du Risque (IGAR, Université de Lausanne) vise à combler ces lacunes en tâchant d'établir des bilans sédimentaires sur deux systèmes torrentiels, dont le Manival, déjà étudié par Veyrat-Charvillon (2005).



**Figure 9.11** Réseau hydrographique simulé (en noir), sous-bassins versants (lignes rouge et orange) du sommet de la zone d'érosion du Bruchi (délimitée en bleu) et affichage des volumes déplacés entre novembre 2008 et août 2009. Les zones en rouge correspondent aux zones d'accumulation ; celles en bleu aux zones d'érosion. Les polygones blancs représentent les zones où les données sont manquantes. Swissimage © 2005 (DV023268).

### 9.3.7 Avantages et inconvénients des méthodes et outils utilisés

Les méthodes et outils utilisés en complément à la cartographie géomorphologique ont fourni des résultats mitigés. Le tableau 9.3 fournit une synthèse des avantages et inconvénients des méthodes et outils utilisés en complément à la cartographie géomorphologique. **A Bochtür, l'utilisation d'un LiDAR aéroporté aurait été la solution la plus adaptée.** Cette solution a finalement été écartée en raison de coûts trop importants.

**Tableau 9.3** Synthèse des avantages (en gras) et inconvénients (ou problèmes) des différents appareils et méthodes utilisés dans le cadre de ce travail. *En italique* : problèmes constatés sur les deux principaux sites étudiés.

Type d'appareil ou de méthode	Avantage(s) / Inconvénient(s)
Appareil photo (photographies répétitives)	<i>a) Résolution de l'appareil mis en place</i>
	<i>b) Angle et distance de prise de vue</i>
	<i>c) Instabilité du support</i>
	<i>d) Problèmes techniques</i>
GPS différentiel	a) Exposition plein N du versant et hauts escarpements rocheux avec de grandes parois masquant selon la période de mesure les signaux des satellites
	b) accessibilité de certaines zones du tassement qui auraient été intéressantes à mesurer
	c) Interférence de la végétation pour certains blocs
Traçages sédimentaires	<b>Faible coût, mise en évidence de phénomènes hydrologiques et/ou de charriage</b>
Piquets de dénudation	Emplacement mal choisi
Dendrogéomorphologie	<b>Reconstruction de la dynamique des différents chenaux</b>
	Accès dans certaines zones relativement dangereux
LiDAR	<b>Précision des mesures de déplacement, calcul des volumes déplacés (érosion – dépôt) sur des zones restreintes</b>
	Connexion électroniques
	Temps nécessaire au traitement des données

## 10 Conclusions générales et perspectives de recherche

*La synthèse sur la méthode développée et les outils testés dans ce travail (ch. 9) permettent d'amener des conclusions positives par rapport aux objectifs initialement fixés. Les éléments discutés dans le chapitre précédent ouvrent également diverses perspectives de recherche sur des aspects méthodologiques et mais aussi sur des thèmes plus généraux en géomorphologie torrentielle. A plus petite échelle, une classification des systèmes torrentiels sous l'angle géomorphologique permettrait de sélectionner des torrents sur lesquels des budgets sédimentaires pourraient être réalisés, tout en choisissant les méthodes et moyens de mesure les plus appropriés.*

### 10.1 Conclusions générales

L'objectif global de ce travail était de développer une méthode de cartographie géomorphologique pragmatique applicable aux petits bassins versants torrentiels, focalisée sur la dynamique sédimentaire de ces systèmes. La méthode, purement cartographique, a été élaborée en partant du principe que la présence de stocks de matériaux était l'un des paramètres nécessaires au déclenchement d'une lave torrentielle, comme l'ont démontré la plupart des recherches orientées sur le fonctionnement géomorphologique de ces phénomènes (Coussot et Meunier, 1996 ; Rickenmann, 1997 ; Zimmermann, 1990 ; Zimmermann et al. 1997a). Le développement de la méthode s'est appuyé sur des réflexions déjà esquissées, des concepts et des outils existants comme :

- la conceptualisation d'un système géomorphologique sous la forme d'une cascade sédimentaire, avec des réservoirs se vidangeant successivement (p. ex. Reid et Dunne, 1996 ; Schrott et Adams, 2002 ; Warburton, 2007 ; Otto et al. 2009) ;
- la cartographie d'unités géomorphologiques (p. ex. Pasuto et Soldati, 1999) et/ou de stocks sédimentaires (p. ex. Schrott et al. 2002 ; Otto, 2006) ;
- l'activité des stocks sédimentaires (p. ex. Beylich et Warburton, 2007 ; Schrott et al. 2002) ;
- la connectivité de différents compartiments paysagers (p. ex. Croke et al. 2005 ; Borselli et al. 2008 ; Heckman et al. 2009 ; Fryirs et al. 2007) et au sein des systèmes torrentiels (p. ex. Schlunegger et al. 2009) ;
- l'influence de la végétation sur les processus géomorphologiques (p. ex. Rey et al. 2004 ; Veyrat-Charvillon, 2005 ; Schnevoigt et al. 2009) ;
- l'utilisation d'outils hydrologiques disponible dans l'environnement SIG ;
- certains éléments cartographiques, comme les couleurs utilisées dans la légende pour désigner la morphogenèse des stocks sédimentaires, provenant de la légende de cartographie géomorphologique de l'IGUL.

Le côté novateur de l'approche proposée réside avant tout dans le type de système géomorphologique étudié, et, par conséquent dans l'échelle choisie : celle de petits bassins versants torrentiels.

Le concept de la cascade sédimentaire a surtout été utilisé pour calculer des bilans sédimentaires à l'échelle d'une vallée (p. ex. Schrott et al. 2002 ; Otto et Dikau, 2004 ; Otto, 2006 ; Otto et al. 2009) où une délimitation des stocks et des principaux processus à l'origine de ces stocks est plus évidente. Pour ce faire, une cartographie géomorphologique des stocks sédimentaires est généralement réalisée à l'échelle du 1 : 25'000 ou du 1 : 50'000. Par ailleurs, l'application finale de la méthode cartographique – l'estimation quantitative des transferts sédimentaires aboutissant dans un chenal – diffère des applications classiques de la cartographie géomorphologique (ch. 1 vol. II) consistant

souvent à distinguer les processus et formes d'érosion et d'accumulation pour réaliser des inventaires de formes.

Différents outils ou méthodes (LiDAR, GPS différentiel, dendrogéomorphologie, traçages de peinture et photographies répétitives) ont été utilisés ou testés avec plus ou moins de réussite pour vérifier la validité de cette méthode. Si l'échec relatif de l'installation des **deux stations de mesure** utilisées dans cette étude s'explique en partie par divers problèmes techniques (ch. 9) et par le fait que seuls des changements majeurs du système – de surcroît sur un laps de temps très court de trois ans – auraient pu être observés, une réflexion plus poussée sur le type de processus à analyser aurait dû être entreprise. Ceci nous aurait, par exemple, certainement amené à ne pas équiper le site même de Bochtür. L'installation de deux appareils sur le versant opposé, à même altitude, aurait en effet permis de travailler en stéréoscopie et ainsi de mesurer les mouvements et de quantifier d'éventuels volumes déplacés, tout en évitant une mise en veille prolongée de la station en raison du manque d'ensoleillement. Par ailleurs, le moment de prise de vue des photos aurait dû s'adapter aux saisons et se faire de préférence durant l'après-midi, lorsque la radiométrie globale est plus uniforme.

L'emploi du **LiDAR terrestre** sur le site du Bruchi, pour l'établissement de bilans sédimentaires, a également fourni des résultats mitigés (le scanning du sommet de bassin de réception n'a pu fournir des données quantitatives précises et une interprétation poussée des données) mais intéressants. Premièrement, il est ressorti que certaines zones cartographiées comme très actives d'un point de vue de la dynamique sédimentaire du torrent contribuaient en réalité de manière limitée au remplissage du chenal, et, au niveau de l'érosion, étaient avant tout liées au fonctionnement hydrologique du torrent (ch. 8). C'est le cas par exemple de dépôts fluviatiles (levée naturelle) situés à proximité immédiate du torrent, caractérisés par une pente élevée et une absence de végétation. Cela signifie qu'une mobilisation importante de ce stock de matériel sera contrôlée avant tout par les hauteurs d'eau du torrent, qui permettront un sapement basal du volume déposé et un entraînement dans le cours d'eau, le ruissellement n'ayant qu'un impact très limité sur la mobilisation des éléments. Deuxièmement, d'un point de vue méthodologique, des prises de vues (et donc d'acquisition des données) identiques avec les campagnes précédentes et avec des angles modérés étaient nécessaires pour garantir un traitement (relativement) rapide des données et de qualité.

Ce travail avait également pour but d'apporter des améliorations – complémentaires à celles de Bardou (2000 et 2002) – à la **légende des phénomènes** (Kienholz et Krummenacher, 1995), utilisée pour le diagnostic préliminaire à la cartographie des dangers et dont l'application se révèle parfois longue et fastidieuse (ch. 5 Vol. I et ch. 4 vol. II). Ces améliorations étaient avant tout orientées sur l'aspect « alimentation en matériaux » du torrent. L'approvisionnement sédimentaire d'un chenal étant fonction du temps, la retranscription cartographique des aspects temporels aurait pu constituer une piste de recherche. La production de cartes séquentielles (« déformées » au travers d'une échelle logarithmique jour-année-décennie-siècle ou d'une échelle figurant le potentiel ou la probabilité de changement) aurait pu être une solution envisagée mais aurait été à l'encontre des objectifs visés par la thèse, notamment celui de réaliser un diagnostic hydrogéomorphologique plus rapide que celui réalisé à l'aide de la légende des phénomènes. Une comparaison de la carte produite avec celle réalisée à l'aide de la légende des phénomènes (ch. 9) a montré que cette dernière ne représentait que partiellement les processus intervenant dans le bassin de réception du Bruchi et n'offrait qu'une vision homogène et statique des transferts de matériaux dans la zone cartographiée. L'importance des deux glissements de terrain connectés au torrent, dont le rôle est majeur en termes d'approvisionnement en matériaux, ne ressort pas sur la carte. Ce constat peut être extrapolé à une carte réalisée selon un système de légende classique, comme celui de l'**IGUL** (ch. 4 Vol. II). Notre méthode apporte donc une véritable information morfo-dynamique tout en relativisant l'importance de certains « compartiments » du bassin de réception en termes d'alimentation en matériaux.

A défaut d'avoir fourni des solutions au problème cartographique récurrent qui consiste à figurer sur un document statique des processus dynamiques et qui évoluent de manière plus ou moins rapide dans le temps, ce travail a contribué à soulever différentes questions quant à la reconnaissance

cartographique des petits systèmes torrentiels, les limites de certaines méthodes et la nécessité **d'élaborer une typologie des systèmes torrentiels afin d'établir une priorité dans les investigations** relatives à la cartographie des dangers hydrogéomorphologiques. La complexité des processus géomorphologiques mis en jeu dans les petits systèmes torrentiels a été soulevée dans cette étude. **C'est le cas par exemple du site de Bochtür, qui démontre qu'une méthode unique permettant de comprendre et de diagnostiquer le fonctionnement géomorphologique d'un torrent à laves torrentielles sous l'angle des volumes de matériaux mobilisables s'avère délicate, d'autant plus qu'une part non négligeable de subjectivité intervient en cartographie géomorphologique.**

En conclusion, même si quelques développements méthodologiques peuvent être apportés en ce qui concerne le rôle de la lithologie ou de la végétation, on peut considérer que la méthode satisfait aux objectifs fixés au début de ce travail.

## **10.2 Développements de la méthodologie**

Il a été démontré aux ch. 8 et 9 que la méthode de **cartographie développée permet d'obtenir une carte de susceptibilité des secteurs produisant du matériel sédimentaire** et que cette méthode est **applicable à des bassins versants où l'occurrence d'une lave torrentielle est étroitement liée au degré de remplissage du chenal principal (*supply-limited system*)**. Nous avons aussi montré que les processus et formes cartographiés au sein des différentes unités **d'approvisionnement sédimentaire** peuvent être conceptualisés **sous la forme d'une cascade sédimentaire**. A partir de ce schéma, un bilan sédimentaire peut être calculé **à condition d'associer des valeurs d'érosion aux différents processus**.

En revanche, les torrents dont le fonctionnement hydrogéomorphologique est lié aux sollicitations pluvieuses (*supply-unlimited system*) – dont fait partie le Meretschibach – doivent être abordés au **travers d'une approche géomorphologique différente, par exemple à l'aide de formules d'estimation de volumes (ch. 5 et annexe 5.2)**. Cependant, **l'application de ces formules peut fournir, sur un même torrent, des résultats très hétérogènes (ch. 5)**. Aussi, **l'utilisation de ces méthodes d'estimation nécessite-t-elle l'acquisition de données sur des taux d'érosion notamment, impliquant l'étude de processus sur des sites test (ch. 10.3)**. Un calage serait alors possible, sur la base des volumes événementiels survenus et/ou des volumes extraits de certains **dépotoirs**. **D'un point de vue plus méthodologique, les aspects suivants devraient être approfondis :**

- **l'analyse du rôle de la végétation sur la dynamique torrentielle** (production de bois mort) et sur la dynamique des processus géomorphologiques ainsi que les aspects liés à la cartographie de ces éléments ;
- **l'implémentation dans un système d'information géographique (SIG) de données liées aux événements torrentiels et aux processus qui leur sont liés.**

### **10.2.1 Végétation : dynamique des processus géomorphologiques et cartographie**

Le rôle de la végétation sur la dynamique sédimentaire des systèmes torrentiels et les phénomènes **d'érosion ont été abordés de manière succincte** dans le chapitre 5 et dans la présentation de la méthode de cartographie. Ces aspects devraient être approfondis, par exemple dans **l'analyse et l'intégration cartographique de données sur l'état sanitaire de forêts en bordure de torrents**. En effet, si le type d'essence et l'âge des arbres situés à proximité du chenal ont notamment des conséquences sur la stabilité des berges et, par là, sur les phénomènes d'érosion, la « production » de bois mort et leur accumulation potentielle dans les chenaux torrentiels peuvent jouer un rôle important sur la dynamique sédimentaire d'un torrent (ch. 5), notamment par le piégeage de sédiments à l'amont et la formation d'embâcles. De telles études ont pour l'heure surtout été menées sur des cours d'eau de type sinueux ou tressé de moyenne montagne ou de plaine (Maridet et al. 1996 ; Bocchiola et al. 2006 ; Malavoi et Souchon, 2002 ; Gurnell et al. 2002 ; Dufour et al. 2005).

Dans le domaine de l'ingénierie forestière, l'utilisation des Modèles numériques de surface<sup>1</sup> (**MNS**) a fait récemment l'objet d'une thèse à l'EPFL (Gachet, 2008), laquelle a démontré les potentialités de ce produit qui permet de déterminer différentes caractéristiques des peuplements<sup>2</sup> :

- type de structure (simple, complexe ou multi-stratifiée) ;
- stades de développement et trouées des peuplements<sup>3</sup> ;
- degré de recouvrement et densité du couvert végétal (branchage et du feuillage) ;
- hauteur<sup>4</sup>, volume sur pied et biomasse<sup>5</sup> ;

Certaines de ces caractéristiques, comme le degré de recouvrement et la densité du couvert végétal qui ont un effet sur le ruissellement et l'érosion, pourraient être déterminées au sein des bassins versants délimités comme zones source de sédiments. Baroni et al. (2007) ont en effet notamment montré que des communautés de plantes spécifiques étaient associées à des processus géomorphologiques de fréquence et d'intensité variable (ch. 6).

### **10.2.2 Implémentation de données géomorphologiques dans un SIG**

La plupart des systèmes de légende géomorphologique sont aujourd'hui compatibles avec des logiciels SIG ou sont directement élaborés pour l'être (cf. ch. 3, vol. II). Les nombreux avantages de ces systèmes doivent être exploités de manière à stocker différents niveaux d'information mais aussi à automatiser certaines procédures. Ce peut être le cas pour l'évaluation de la **connectivité** des différentes zones sources, dont nous avons présenté certains indices (p. ex. Borselli et al. 2008 (annexe 6.1) ou Heckman et al. 2009) mais aussi pour **d'autres caractéristiques permettant de comparer les différentes unités spatiales** comme la **densité de drainage**, utilisée dans le cadre de nombreuses études sur l'érosion des bassins versants (p. ex. Tucker et al. 2001 ; Moharana et Kar, 2002 ; Vogt et al. 2003 ; Lin et Oguchi, 2004 ; Iwahashi et Pike, 2007) et discutée dans le chapitre 6. L'intégration de données périglaciaires (Gentizon et al. 2001) provenant de différents programmes de monitoring ou de suivis sectoriels peut revêtir un caractère intéressant, car le pergélisol joue un rôle dans les zones de déclenchement de laves torrentielles situées en altitude.

A ces données devront s'ajouter les informations concernant des événements passés (les données à disposition sont de plus en plus importantes depuis le lancement des cartes de dangers au début des années 2000) ou récoltées à la suite d'événements hydrogéomorphologiques. A ce titre, en ce qui concerne le canton du Valais, ces données gagneront en homogénéité **puisque un** formulaire simplifié pour le report des événements torrentiels a été élaboré (Annexes 10.1 et 10.2) en 2009 par un **groupe de travail formé par des représentants du WSL, de l'Université de Fribourg et de l'Université de Lausanne**. Enfin, les données récoltées dans le cadre de projets en dendrogéomorphologie –

---

<sup>1</sup> Les MNS se distinguent des MNT-MO par le fait qu'ils ne représentent pas uniquement la topographie mais également les infrastructures bâties et la végétation.

<sup>2</sup> A l'exception des essences, qui nécessitent un traitement d'images infra-rouges.

<sup>3</sup> Gachet (2008) indique qu'il a été possible d'extraire automatiquement une typologie des éléments suivants : 1) prés, clairières et trouées en forêts ; 2) fourré ; 3) perchis ; 4) jeune futaie ; 5) futaie moyenne ; 6) vieille futaie ; 7) peuplements étagés.

<sup>4</sup> Il existe plusieurs procédés pour déterminer la hauteur d'un peuplement (Gachet, 2008) :

a) **moyenne arithmétique de la hauteur des points bruts tombés à l'intérieur du peuplement, soit de l'ensemble des sommets individuels des arbres de la strate supérieure du peuplement ;**

b) **moyenne arithmétique de la hauteur des points bruts tombés à l'intérieur du peuplement, avec une pondération aux points bruts les plus hauts, ne représentant que le 10% de la totalité des arbres détectés. La valeur de 10% permet de s'approcher au plus près de la hauteur des 100 plus grands arbres par ha.**

c) découpage du peuplement en cellules régulières de 15 à 30 m de côté.

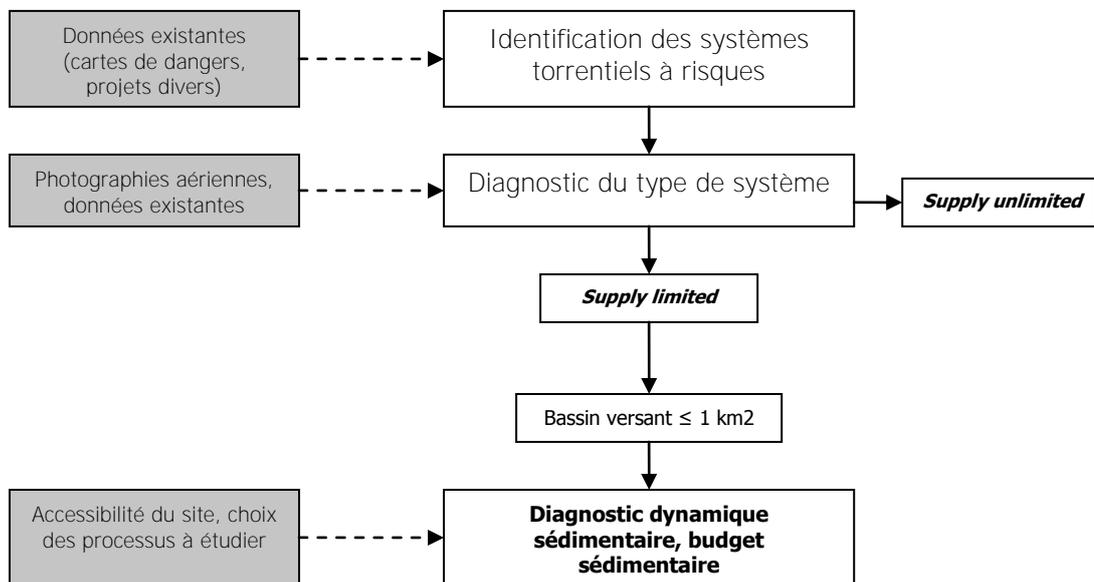
<sup>5</sup> **Sur la base des hauteurs et des diamètres des couronnes obtenus précédemment, il est possible d'estimer le diamètre à hauteur de poitrine (dhp), avec une erreur acceptable de 10% de la valeur moyenne. La démarche consiste à (Gachet, 2008) : a) détecter des sommets par la méthode des maxima locaux ; b) à établir la relation entre une hauteur LiDAR et le dhp ; c) calculer le volume total de bois.**

focalisés sur la reconstruction des événements torrentiels passés – devront également être prises en compte, tout en considérant avec précaution certaines informations relatives à la fréquence et à la magnitude des événements.

### 10.3 Contextes géomorphologiques des systèmes torrentiels

Nous avons évoqué au chapitre 5 la diversité des contextes géomorphologiques des zones de déclenchement de laves torrentielles ainsi que la succession de processus pouvant survenir au cours d'un même événement. Un travail détaillé et plus axé sur les attributs morphométriques et les processus géomorphologiques présents dans les bassins versants ayant connu des événements hydrogéomorphologiques doit être envisagé, tant la variété et la complexité des processus mis en jeu est grande. Pour ce qui concerne le canton du Valais, une première sélection des systèmes torrentiels actifs dans le canton distinguant les types *supply limited* et *supply unlimited* devrait être réalisée, avant d'établir une typologie des contextes géomorphologiques favorables à l'occurrence de phénomènes torrentiels (Fig. 10.1). Sur la base de cette sélection et de la typologie élaborée, il devrait être envisagé d'établir :

- un **diagnostic géomorphologique**, à l'aide de la méthode de cartographie développée, de petits systèmes torrentiels dont le fonctionnement hydrogéomorphologique correspond ou se rapproche du type « *supply limited* ». Ceci serait particulièrement pertinent dans les cas où aucune carte des dangers n'a encore été réalisée. De tels diagnostics permettraient d'apporter des développements à la méthode, au niveau de l'automatisation de certains calculs et des aspects liés à la végétation ;
- un **budget sédimentaire** complet à l'échelle du bassin versant, pour des systèmes de petite taille et lorsque les conditions topographiques et géomorphologiques le permettent.



**Figure 10.1** Flow-chart pour la sélection de sites sur lesquels des budgets sédimentaires pourraient être réalisés.

### 10.4 Etablissement de budgets sédimentaires

Les recherches menées jusqu'à ce jour sur les systèmes torrentiels se sont surtout focalisées sur les caractéristiques hydrologiques des laves torrentielles en termes de magnitude et de fréquence ou de mesure du charriage, alors que le fonctionnement géomorphologique du système torrentiel demeure encore en partie méconnu. Les recherches actuelles en géomorphologie dynamique concernent de plus en plus les transferts sédimentaires, mais les investigations dans les milieux de haute altitude ne datent que de quelques années. Plusieurs auteurs, dont Johnson et Warburton (2002) par exemple,

sont parvenus à calculer le budget sédimentaire annuel de systèmes torrentiels en les instrumentant intégralement. Dans les Alpes suisses, les travaux de Beyer-Portner (1998) ont surtout contribué à **l'étude et à la compréhension de l'érosion des bassins versants alpins, mais uniquement sous l'angle du ruissellement de surface**. Les recherches menées par le WSL (notamment dans le cadre du projet Hydralp) ont contribué à acquérir de nouvelles connaissances sur la dynamique sédimentaire des chenaux à laves torrentielles. **De nombreux paramètres d'ordre géomorphologique doivent donc être acquis, par exemple pour sélectionner et appliquer de manière correcte certaines formules d'estimation de volumes potentiels déposés par des phénomènes torrentiels. L'acquisition de ces paramètres impliquerait par exemple :**

- **l'instrumentation d'un ou plusieurs système(s) torrentiel(s) « test »**, permettant de quantifier les transferts sédimentaires débouchant dans la vallée principale (avec des stations de mesures climatologiques et hydrologiques) ;
- **l'analyse de photographies répétitives d'un site, d'un processus ou d'une forme, qui est une pratique courante en géomorphologie**. Coupler un appareil photographique avec un instrument mesurant **l'intensité et la durée des précipitations augmente fortement l'intérêt de cette méthode**, surtout lorsque les processus étudiés concernent des phénomènes érosifs. La prise en compte de la variabilité spatio-temporelle de l'efficacité des épisodes pluviométriques responsables du déclenchement de phénomènes érosifs est un élément central dans l'étude des phénomènes hydrologiques. Mais les surfaces alpines sont très hétérogènes et l'existence de fortes pentes impose de développer des paramétrisations adaptées pour le ruissellement et les phénomènes érosifs associés. Aussi, les observations et les mesures doivent être situées dans la durée et relativisées (Harvey, 1992 ; Johnson et Warburton, 2002). De plus, pour permettre un traitement des données optimal, **l'utilisation d'un appareil de type Canon ou Penton d'une résolution d'au moins 10 Mega pixels et à focale fixe** (pour éviter certains décalages lors de la superposition des photographies) est la plus adaptée. Avant **l'installation**, une réflexion devra être entreprise sur le(s) type(s) de processus géomorphologique à étudier, dont **dépendra la durée de mise en service de l'installation et surtout son emplacement** ;
- une étude géomorphologique détaillée du site par la cartographie géomorphologique, des méthodes **géophysiques et d'autres outils** fournissant une mesure quantitative des transferts sédimentaires et intégrés dans ce travail comme le LiDAR ou le GPS différentiel (à ce titre, Schuerch et al. (2006) ont présenté des possibilités de quantification de volumes approvisionnant le chenal d'un cours d'eau en extrapolant les différentes valeurs obtenues au front de glissements de terrain).

Une attention particulière devrait être portée sur certains processus géomorphologiques dont le rôle dans la dynamique sédimentaire torrentielle est encore méconnu aujourd'hui, tels que :

- **l'importance de l'activité des glissements de terrain en termes de volumes de matériaux** apportés dans un chenal : dans le cas du Bruchi par exemple, les mesures réalisées sur le front d'un glissement d'apparence active ont révélé des vitesses annuelles quasi nulles ;
- la mobilité des stocks de matériaux (transitoires) dans le chenal principal mais également dans les ravines, dont la variabilité saisonnière, en termes de charge sédimentaire, est complexe ;
- **l'éboulisation de certains escarpements rocheux sous l'effet de la cryoclastie, dans différents contextes lithologiques**.

En conclusion, ce travail ouvre de nouvelles perspectives de recherche à la fois dans le domaine de la cartographie géomorphologique, mais aussi dans l'étude des aléas posés par les systèmes torrentiels, dont l'approche hydrologique classiquement adoptée peut amener l'ingénieur à sous-estimer des volumes de matériaux mobilisables. Une compréhension complète de la production actuelle de sédiments ainsi que des régimes de transport à l'intérieur des petits bassins versants torrentiels est d'autant plus fondamentale au vu des changements anthropiques ou climatiques sur le fonctionnement futur du système.

## Références bibliographiques

- Abellàn A., Vilaplana J.M., Martínez J. (2006). Application of a long-range Terrestrial Laser Scanner to a detailed rockfall study at Vall de Nüría (Eastern Pyrenees, Spain). *Engineering Geology* **88**, 136-148.
- Alcántara-Ayala I. (2002). Geomorphology, natural hazards, vulnerability and prevention of natural disasters in developing countries. *Geomorphology* **47**, 107-124.
- Ancey C., Charlier C. (1996). Quelques réflexions autour d'une classification des avalanches. *Rev. Géog. Alp.* **1**, 9-21.**
- Andreu V., Rubio J.L., Gimeno-García E., Llinares J.V. (1998). Testing three Mediterranean shrub species in runoff reduction and sediment transport. *Soil Tillage Res.* **45**, 441-454.
- Annaheim H. (1944). *Begleitwort zur Legende zur morphologischen Grundkarte der Schweizer Alpen*. Basel, Manuskript. (non publié).
- Arbeitsgruppe für operationelle Hydrologie (AOH) (1996a). *Empfehlung zur Abschätzung von Festoffrachten in Wildbächen. Teil I.*, Landeshydrologie und geologie, Bern, 68 p.
- Arbeitsgruppe für operationelle Hydrologie (AOH) (1996b). *Empfehlung zur Abschätzung von Festoffrachten in Wildbächen. Teil II.* Fachliche Grundlagen und Fallbeispiele. Landeshydrologie und geologie, Bern, 113 p.
- Arnaud-Fassetta G., Astrade L., Bardou E., Corbonnois J., Delahaye D., Fort M., Gautier E., Jacob N., Peiry J.-L., Piégay H., Penven M.-J. (2009). Fluvial geomorphology and flood-risk management. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* **2/2009**, 109-128.
- Audouard A., Hertig J.-A., Fallot J.-M. (2006). Modélisation des précipitations extrêmes pour la Suisse. In *Les risques liés au temps et au climat*. Actes du 19e colloque de l'Association Internationale de Climatologie (AIC) Epernay, France, 06-09.2006, 83-88.
- Auteri M., Brancucci G. (2003). Itinerario geomorfologico Cartagenova-S. Martino di Struppa (Genovy, Liguria, Italia). In E. Reynard, C. Holzmann, D. Guex, N. Summermatter (eds.) : *Géomorphologie et tourisme, Actes de la Réunion annuelle de la Société Suisse de Géomorphologie (SSGm)*, Finhaut, 21-23 septembre 2001. *Travaux et Recherches* **24**, Lausanne, Institut de Géographie, 157-165.
- Bader S., Kunz P. (dir.) (1998). *Climat et risques naturels – La Suisse en mouvement*. Rapport scientifique final du Programme National de Recherche « Changements climatiques et Catastrophes naturelles », PNR 31. Hochschulverlag, EPFZ.
- Baillifard F., Jaboyedoff M., Sartori M. (2003). Rockfall hazard mapping along a mountainous road in Switzerland using a GIS-based parameter rating approach. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **3**, 431-438.
- Bakker J.P. (1963). Different types of Geomorphological maps. A comparison of the Polish geomorphological maps (Klimaszewski – Galon) with those from other countries. *Geographical Studies* **46**, 13-21.
- Ballais J.-L., Garry G., Masson M. (2005). **Contribution de l'hydrogéomorphologie à l'évaluation du risque d'inondation** : le cas du Midi méditerranéen français. *Comptes Rendus de Géosciences* **337**, 1120-1130.
- Ballandras S. (1997). *Contribution à l'étude des bassins versants torrentiels alpins. Stratigraphies, morphodynamique, paléoenvironnements de bassins versants depuis 15 000 BP*. Thèse, Université de Savoie, 552 p., 2 vol.
- Ballantyne C.K. (2002). Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews* **21**, 1935-2017.
- Ballantyne, C.K., Harris C. (1994). *The Periglaciation of Great Britain*. Cambridge University Press, Cambridge, 323 p.
- Baravalle S. (1999). *Caratterizzazione degli eventi pluviometrici connessi a collate detritiche in ambito alpino: applicazione alla provincial di Torino*. Tesi di laurea.

- Bardou E. (2000). *Cartographie diagnostique des laves torrentielles*. Travail de diplôme pour l'obtention d'un certificat en risques hydrologiques, EPFL, 24 p. (non publié).
- Bardou E. (2002). Méthodologie de diagnostic des laves torrentielles sur un bassin versant alpin. Thèse n°2479, EPFL, Lausanne.
- Bardou E., Boivin P., Pfeifer H.-R. (2007). Properties of debris flow deposits and source materials compared: implications for debris flow characterization. *Sedimentology* **54**, 469-480.
- Bardou E., Bonnard C., Vulliet L. (2003). Methodology of debris flows diagnosis on an alpine watershed. Int. Conf. on Fast Slope Movements – Prediction & Prevention for Risk Mitigation IC-FSM2003, Sorrento, Italy, May 11-13.
- Bardou E., Delaloye R. (2004a). Did early snow melt and permafrost occurrence favoured the triggering of the « torrent de Lourtier » debris flow in June 2003 (Val de Bagnes, Valais), 2nd Swiss Geoscience Meeting, Lausanne, 2004.
- Bardou E., Delaloye R. (2004b). Effects of ground freezing and snow avalanches deposits on debris flows in alpine environments. *Natural Hazards and Earth System Sciences* **4**, 519-530.
- Bardou E., Favre G. (2009). Le déclenchement de laves torrentielles, un phénomène complexe étudié à l'aune des crues survenues dans les Alpes occidentales en 2006. *Bull. Murithienne* **126**, 19-28.**
- Bardou E., Jaboyedoff M. (2008). Debris flows as a factor of hillslope evolution controlled by a continuous or a pulse process? In K. Gallagher, S.J. Jones, J. Wainwright (eds.): Landscape Evolution: Denudation, Climate and Tectonics Over Different Time and Space Scales. Geological Society, *Special Publications* **296**, London, 63-78.
- Baroni C., Amiraglio S., Gentili R., Carton A. (2007). Landform-vegetation units for investigating the dynamics and geomorphologic evolution of alpine composite debris cones (Valle dell'Avio, Adamello Group, Italy). *Geomorphology* **84**, 59-79.
- Barsch D. (1996). Rockglaciers. Indicators for the present and former geocology in high mountain environments, Springer Verlag, Berlin, 238 p.
- Barsch D., Caine N. (1984). The nature of mountain geomorphology. *Mountain Research and Development* **4**, 287-298.
- Barsch D., Liedtke H. (1980). Principles, scientific value and practical applicability of the geomorphological map of the Federal Republic of Germany at the scale 1: 25 000 (GMK 25) and 1: 100 000 (GMK 100). *Z. Geomorph. N.F. Suppl.-Bd.* **36**, 269-313.
- Battany M.C., Grismer M.E. (2000). Rainfall runoff and erosion in Napa Valley vineyards: effects of slope, cover and surface roughness. *Hydro. Processes* **14**, 1289-1304.
- Baumann T. (1976). *Geomorphologische Gefahrenkarte von Grindelwald. Blatt 2*. Universität Bern.
- Beaty C.B. (1990). Anatomy of a White Mountains Debris-Flow – The Making of an Alluvial Fan. In Rachoki H. et Church M. (eds.): *Alluvial Fans: A Field approach*. John Wiley & Sons, 69-89.
- Becht M., Haas F., Heckmann T., Wichmann V. (2005). *Investigating sediment cascades using field measurements and spatial modelling*. Proceedings of symposium S1 held during the Seventh IAHS Scientific Assembly at Foz do Iguaçu, Brazil, April 2005, 206-213.
- Bérod D. (2007). *Les dangers torrentiels en Valais*. Journées de rencontre sur les dangers naturels, Institut de **Géomatique et d'Analyse du Risque (IGAR), Université de Lausanne, 31 août et 1er septembre 2007** (recueil de présentations).
- Besio M., Ramella A., Bobbe A., Colombo A., Olivieri C., Persano M. (1998). Risk maps: theoretical concepts and techniques. *Journal of Hazardous Materials* **61**, 299-304.

- Besson L. (1996). *Les risques naturels en montagne, traitement, prévention, surveillance*. Artès-Publialp, Grenoble.
- Beyer Portner N. (1998). *Erosion des bassins versants alpins par ruissellement de surface*. Thèse 1815, Laboratoire de constructions hydrauliques (LCH), EFPL.
- Beylich A., Warburton J. (eds.) (2007). *Analysis of Source-to-Sink-Fluxes and Sediment Budgets in Changing High-Latitude and High-Altitude Cold Environments*: SEDIFLUX Manual. First Edition, NGU Report 2007.053, 158 p.
- Birot P. (1955). *Les méthodes de la géomorphologie*, Presses Universitaires, Paris, 177 p.
- Bissig G. (2007). *Cartographie à grande échelle des géotopes géomorphologiques dans le cadre de la géoconservation et la valorisation géodidactique*. Projet de thèse (non publié).
- Bissig G. (2009). Mapping Geomorphosites - an analysis of geotourist maps. *Geoturystyka*.
- Blagovolin N.S., Timofeev D.A. (1993). Geomorphology in the former USSR. In J.H. Walker and W.E. Grabau (eds.): *The Evolution of Geomorphology. A Nation-by-Nation Summary of Development*. John Wiley & Sons, pp. 483-499.
- Bocchiola D., Rulli M.C., Rosso R. (2006). Transport of large woody debris in the presence of obstacles. *Geomorphology* **76**, 166-178.
- Bollschweiler M. (2003). *Frequenzanalyse von Murgangereignissen anhand dendrogeomorphologischer Methoden*. Mémoire de Licence, Université de Fribourg, 134 p. (non publié).
- Bollschweiler M., Stoffel M. (2007). Debris flow on forested cones – reconstruction and comparison of frequencies in two catchments in Val Ferret, Switzerland. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **7**, 207-218.
- Bollschweiler M., Stoffel M., Ehmisch M., Monbaron M. (2007). Reconstructing spatio-temporal patterns of debris-flow activity using dendrogeomorphological methods. *Geomorphology* **87**, 337-351.
- Bollschweiler M., Stoffel M., Schneuwly D. (2005). Veränderungen des Murrinnen im Täschgufer seit 1936. *Wasser Energie Luft* **97**, Heft 7/8, 218-223.
- Bonnet-Staub I. (1999). Définition d'une typologie des dépôts de laves torrentielles et identification de critères granulométriques et géotechniques concernant les zones sources. *Bull. Eng. Geol. Env.* **57**, 359-367.
- Bonnet-Staub I. (2001). Une méthodologie d'analyse et de cartographie de l'aléa « initiation de laves torrentielles » - Application au torrent du Bragousse (France). *Bull. Eng. Geol. Env.* **59**, 319-327.
- Borselli L., Cassi P., Torri D. (2008). Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: A GIS and field numerical assessment. *Catena* **75**, 268-277.
- Bouët M. (1985). *Climat et météorologie de la Suisse romande*. Lausanne, Payot. 171 p.
- Bovis M.J., Jakob M. (1999). The role of debris supply conditions in predicting debris flow activity. *Earth Surf. Process. and Landforms* **24**, 1039-1054.
- Bravard J.-P., Petit F. (2000). *Les cours d'eau. Dynamique du système fluvial*. Armand Colin, Paris, 221 p.
- Brayshaw D., Hassan M.A. (2009). Debris flow initiation and sediment recharge in gullies. *Geomorphology* **109**, 122-131.
- Bridges E.M., Doornkamp J.C. (1963). Morphological Mapping and the Study of Soil Patterns. *Geography* **48**, 175-181  
CRCLEME (Cooperative Research Centre for Landscape Evolution & Mineral Exploration) (2000).
- Broccard A. (1998) *Géomorphologie du Turtmantal (Valais)*. Mémoire de licence, Université de Lausanne (non publié).
- Brochot S., Marchi L., Lang M. (2002). L'estimation des volumes des laves torrentielles : méthodes disponibles et application au torrent du Poucet. *Bull. Eng. Geol. Env.* **61**, 398-402.

- Brunsdon D. (1993). The nature of applied geomorphology. In M. Panizza, M. Soldati & D. Barani (eds): *Proceedings of the first European Intensive Course on applied geomorphology*, Modena-Cortina d'Ampezzo, 24th June – 3rd July 1992, pp. 3-11.
- Brunsdon D., Jones D.K.C., Doornkamp J. C. (1979). The Bahrain Surface Materials Resources Survey and its application to planning. *Geography Journal* **145**, 1-35.
- Burrough A.P. (1986). Principles of geographical information systems for land resources assessment. *GeoCarto International* **1/3**, 54-55.
- Buzza M. (1997). A general geomorphological map of Romania on the scale of 1: 25000, Zlatna sheet. *GeoJournal* **41/1**, 85-91.
- Cailleux A., Tricart J. (1956). Le problème de la classification des faits géomorphologiques. *Annales de Géographie* **65**, 349, 162-186.
- Caine, N., (1980). The rainfall intensity duration control of shallow landslides and debris flows. *Geogr. Ann.* **62A**, 23–27.
- Cannon S.H., Reneau S.L. (2000). Conditions for generation of fire-related debris flows, Capulin Canyon, New Mexico. *Earth Surf. Process. Landforms* **25**, 1103-1121.
- Carrara A., Crosta G., Frattini P. (2008). Comparing models of debris-flow susceptibility in the alpine environment. *Geomorphology* **94**, 353-378.
- Carrara A., Pike R.J. (2008). GIS technology and models for assessing landslide hazard risk. *Geomorphology* **94**, 257-260.
- Carrivick J.L., Twigg D.R. (2005). Jökulhlaup-influenced Topography and Geomorphology at Kverkfjöll, Iceland. *Journal of Maps* **v2005**, 7-17.
- Carton A., Bondesan A., Fontana A., Meneghel M., Miola A., Mozzi P., Primon S., Surian N. (2009). Geomorphological evolution and sediment transfer in the Piave River system (northeastern Italy) since the Last Glacial Maximum. *Géomorphologie: relief, processus, environnement* **3/2009**, 155-174.
- Carton A., Coratza P., Marchetti M. (2005). Guidelines for geomorphological sites mapping: examples from Italy. *Géomorphologie: relief, processus, environnement* **3/2005**, 209-218.
- Carton A., Soldati M. (1993). Geomorphological features of the Dolomites (Italy). In M. Panizza, M. Soldati & D. Barani (eds): *Proceedings of the first European Intensive Course on applied geomorphology*, Modena-Cortina d'Ampezzo, 24th June – 3rd July 1992, pp. 13-29.
- Castiglioni G.B., Biancotti A., Bondesan M., Cortemiglia G.C., Elmi C., Favero V., Gasperi G., Marchetti G., Orombelli G., Pellegrini G.B., Tellini C. (1999). Geomorphological map of the Po plain, Italy, at a scale of 1: 250 000. *Earth Surf. Process. and Landforms* **24**, 1115-1120.
- Chave S. (2002). Pertinence de la cartographie hydrogéomorphologique dans l'approche des inondations rares à exceptionnelles : exemples de sept bassins fluviaux dans les Corbières et le Minervois. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* **4/2002**, 297-306.
- Cheseaux G. (2005). *Permafrost et instabilités de terrain : le cas de la rive droite du Val d'Arolla (Valais/Suisse)*, Mémoire de Licence, Université de Lausanne, 113 p. (non publié).
- Chiarle M., Iannotti S., Mortara G., Deline P. (2007). Recent debris flow occurrences associated with glaciers in the Alps. *Global and Planetary Change* **56**, 123-136.
- Chilton S., Faulkner H., Zukowskyj P. (2008). Moderating accurate topographic EDM survey with expert derived planimetric geomorphological information: a case study mapping soil pipes, Mocatàn, SE Spain. *Journal of Maps* **v2008**, 248-257.

- Chueca J., Julian Andres A. (2008). Gemorphological map of the Alta Ribagorza (Central Pyrenees, Spain). *Journal of Maps* **v2008**, 235-247.
- Church M., Ryder J.M. (1972). Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *Geol. Soc. Am. Bull.* **83**, 3059-3071.
- Coe J. A., Glancy P.A., Whitney J. W. (1997). Volumetric analysis and hydrologic characterization of a modern debris flow near Yucca Mountain Nevada. *Geomorphology* **20**, 11-28.
- Cojan I., Renard M. (1997). *Sédimentologie*. Masson, Paris, 418 p.
- Coltorti et al. (2009). The Geomorphological Map of Mt. Amba Aradam Southern Slope (Tigray, Ethiopia). *Journal of Maps* **v2009**, 56-65.
- CONSECRU (1996). *Pilotstudie zur Erfassung von Wassergefahren als Grundlage für die Raumplanung*, Bern, Bundesamt für Wasserwirtschaft.
- Coratza P., Regolini-Bissig G. (2009). Methods for mapping geomorphosites. In E. Reynard, P. Coratza, G. Regolini-Bissig (eds.): *Geomorphosites*, Friedrich Pfeil Verlag, München, pp. 89-103.
- Cosinschi M. (2008). Cartographie. *Support de cours* **50**, Institut de Géographie, Université de Lausanne, 244 p.
- Cossart E. (2004). L'activité torrentielle dans un haut bassin-versant alpin en cours de déglaciation durant le XXe siècle: le vallon de Celse-Nière (Massif des Ecrins, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement* **3/2004**, 225-240.**
- Cossart E., Braucher R., Fort M., Bourles D.L., Carcaillet J. (2008). Slope instability in relation to glacial debuittressing in alpine areas (Upper Durance catchment, southeastern France): Evidence from field data and <sup>10</sup>Be cosmic ray exposures ages. *Geomorphology* **94**, 3-26.
- Coussot P., Meunier M. (1996). Recognition, classification and mechanical description of debris flows. *Earth Science Reviews* **40**, 209-227.
- Croke J., Mockler S., Fogarty P., Takken I., (2005). Sediment concentration changes in runoff pathways from a forest road network and the resultant spatial pattern of catchment connectivity. *Geomorphology* **68**, 257-268.
- Crosta G., Marchetti M. (1990). *Morphological classification of debris-flow processes in South-Central Alps (Italy)*. Proceedings of the 6th International IAEG Congress, Balkema, Rotterdam.
- Czudek T., Jakál J. (1993). Geomorphology in Czechoslovakia, In J.H. Walker and W.E. Grabau (eds.): *The Evolution of Geomorphology. A Nation-by-Nation Summary of Development*. John Wiley & Sons, pp. 121-128.
- D'Agostino V., (1996). *Analisi quantitativa e qualitativa del trasporto solida torrentizio nei bacini montani de Trentino Orientale, I problemi dei grandi comprensori irrigui*. Associazione Italiana di Ingegneria Agraria, Novara, pp. 111-123.
- D'Agostino V., Cerato M., Coali R. (1996). *Il trasporto solido di eventi estremi nei torrenti del trentino orientale*. Interpraevent 1996, Garmisch-Partenkirchen, Tagunspublikation, Band 1, pp. 377-386**
- De Angelis H. (2007). Glacial geomorphology of the east-central Canadian Arctic. *Journal of Maps* **v2007**, 323-341.
- De Graaf L.W.S., De Jong M.G.G., Rupke J., Verhofstad J. (1987). A geomorphological mapping system at scale 1 : 10'000 for mountainous areas. *Z. Geomorph. N.F.* **31/2**, 229-242.
- De Oliveira F.A., Voos Vieira C. (2009). Semi-detailed Geomorphological Map of Northeastern Santa Catarina State, Brazil – the Garuva Sheet. *Journal of Maps* **v2009**, 66-74.

- Decaulne A., Saemundsson P., Pall Jonsson H., Sandberg O. (2007). Changes in deposition on a colluvial fan during the upper Holocene in the Tindastoll Mountain, Skagafjörður district, North Iceland: Preliminary results. *Geografiska Annaler* **87 A**, 487-500.
- Decaulne A., Saemundsson P., Petursson O. (2005). Debris flow triggered by rapid snowmelt: A case study in the Gleidarhjalli area, Northwestern Iceland. *Geogr. Ann.* **87A (4)**, 487-500.
- Delaloye R. (2004). *Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale*, Thèse 1441, Université de Fribourg, 240 p.
- Delaloye R., Lambiel C., Lugon R. (2005). *InSAR Bas-Valais. Projet ESA SLAM phase 2 pour le Bas-Valais. Validation des données InSAR en zone de permafrost. Rapport final*, OFEV, 109 p. (non publié).
- Delaloye R., Perruchoud E., Lambiel C., Lugon R. (2008). *InSAR Haut-Valais, Inventaire des mouvements de terrain par analyse de signaux d'interférométrie radar satellitaire (période 1993-2000). Rapport final*, Canton du Valais, Service des forêts et du paysage (SFP), 101 p. (non publié).
- Delannoy J.-J. (1986). *Carte géomorphologique du Massif du Vercors*, Université scientifique et médicale de Grenoble.
- Delannoy J.-J., Rovera G. (1996). **L'érosion dans les Alpes occidentales : contribution à un bilan** des mesures et des méthodes. *Rev. Géog. Alp.* **2**, 87-101.
- Délez P. (1996) *Géomorphologie de la région du Petit Combin*. Mémoire de licence, Université de Lausanne (non publié).
- Derruau M. (1988). *Précis de géomorphologie*. 7<sup>e</sup> édition, Masson, Paris, 533 p.
- Dewolf Y. (1965). *Intérêt et principes d'une cartographie des formations superficielles*. Publication faculté des Lettres de Caen, 183 p.
- Dewolf Y. (1972). Etude et cartographie des formations superficielles en France. In A. Meyrier (éd.) : *La Pensée Géographique contemporaine*, Presses Universitaires de Bretagne, pp. 253-268.
- Dikau R. (1988). Case studies in the Development of derived Geomorphic Maps. *Geol. Jb.* **104**, 329-338.
- Dikau R. (1992). Aspects of Constructing a digital Geomorphological Base Map. *Geol. Jb.* **122**, 357-370.
- Dinand A., Zanchi A., De Amicis M. (2001). Geomorphological Map of the Adige Valley, north of Trento, Italy. *Studi Trentini di Scienze Naturali – Acta Geologica* **78**, 147-153.
- Dufour S., Piegay H., Landon N., Moulin B. (2005). Production, répartition et effets hydro-géomorphologiques du **bois mort dans un petit cours d'eau de montagne**. *Z. Geomorph. N.F.* **49/3**, 391-409.
- Dumas B., Guérémy P., Lhénaff R., Raffy J. (1987). Enchaînement de processus de mouvements de terrain près de Reggio de Calabre (Italie du Sud). In A. Godard et A. Rapp (eds.) : *Processus et mesure de l'érosion*, Edition du CNRS, pp. 153-163.
- Dunlop P., Clark C.D (2006). Distribution of Ribbed Moraine in the Lac Naococane Region, Central Québec, Canada. *Journal of Maps* **v2006**, 59-70.
- Durin V., Mathieu L., Roditis J.-C., Vindry R. David S. (2007). **L'approche hydrogéomorphologique en milieux méditerranéens. Une méthode de détermination des zones inondables**. Direction Régionale de l'Environnement Provence-Alpes-Côte d'Azur (DirenPACA) et Direction Générale de l'Urbanisme, de l'Habitat et de la Construction, Paris, 60 p.
- Durussel N. (1990). *La vallée du Trient du glacier à Vernayaz (Valais): Morphologie glaciaire et essai de reconstitution paléogéographique*. Mémoire de licence, Université de Lausanne, 80 p.
- Dykes A.P. (2008). Geomorphological maps of Irish peat landslides created using hand-held GPS. *Journal of Maps* **v2008**, 258-276.

- Errante D. (2002) *Elaboration de la légende géomorphologique du domaine volcanique pour la Légende IGUL: le cas de l'Etna (Sicile)*. Mémoire de licence, Université de Lausanne (non publié).
- Evans D.J.S., Twigg D. R., Rea B.R., Shand M. (2007). Surficial geology and geomorphology of the Brúarjökull surging glacier landystem. *Journal of Maps* **v2007**, 349-367.
- Evans D.J.S., Twigg D. R., Shand M. (2006). Surficial geology and geomorphology of the pörisjökull plateau icefield, west-central Iceland. *Journal of Maps* **v2006**, 17-29.
- Faccini F., Piccazzo M., Robbiano A., Roccati A. (2008). Applied geomorphological map of the Portofino Municipal Territory (Italy). *Journal of Maps* **v2008**, 451-462.
- Fall M., Azzam R., Noubactep C. (2006). A multi-method approach to study the stability of natural slopes and landslide susceptibility mapping. *Engineering Geology* **82**, 241-263.
- Fallot J.-M. (2000). Evolution du nombre de jours avec des précipitations abondantes en Suisse durant le 20<sup>ème</sup> siècle. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie* **13**, 100-109.
- Fell R. (1994). Landslide risk assessment and acceptable risk. *Canadian Geotechnical Journal* **31**, 261-272.
- Fernández-Lavado C., Furdada G., Marquéz M.A. (2007). Geomorphological method in the elaboration of hazard maps for flash floods in the municipality of Jucuaràn. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **7**, 455-465.
- Filho W.S., Karmann I. (2007). Geomorphological map of the Serra da Bodoquena karst, west-central Brazil. *Journal of Maps* **v2007**, 282-295.
- Fookes P.G., Sweeney M., Manby C.N.D., Martin R.P. (1985). Geological and geotechnical engineering aspects of low-cost roads in mountainous terrain. *Engineering Geology* **21 (1-2)**, 1-152.
- Forte F., Pennetta L. (2007). Geomorphological Map of the Salento Peninsula (southern Italy). *Journal of Maps* **v2007**, 173-180.
- Franzi L., Bianco G. (2001). A statistical method to predict debris flow deposited volumes on a debris fan. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Solar, Terrestrial & Planetary Science* **26/9**, 683-688.
- Fränzle D. (1966). *La cartographie géomorphologique. In Nature et Ressources. Nouvelles sur les recherches scientifiques relatives aux ressources et à la conservation de la nature Vol. II*, Unesco, Paris, 16-18.
- Frederici P.R., Rodolfi G., Stocker E. (2002). Geomorphological mapping and relief evolution of the Dokali River catchment near Demonìa (South Western Lakonia, Greece). *Géomorphologie: relief, processus, environnement* **3/2002**, 223-238.
- Fryirs K.A., Brierley G.J., Preston N.J., Spencer J. (2007). Catchment-scale (dis)connectivity in sediment flux in the upper Hunter catchment, New South Wales, Australia. *Geomorphology* **84**, 297-316.
- Fumeaux D. (2001) *Le Val de Zinal: morphologie glaciaire et périglaciaire, essai de reconstitution paléogéographique des stades glaciaires*. Mémoire de licence, Université de Lausanne (non publié).
- Gabet E.J., Mudd S.M. (2006). The mobilization of debris flows from shallow landslides. *Geomorphology* **74**, 207-218.
- Gabus J.-H., Weidmann M., Sartori M., Burri M. (2008a). *Atlas géologique de la Suisse 1: 25 000. Feuille 1287 Sierre (Feuille 111 de l'Atlas)*. Notice explicative. Swisstopo, Berne, 88 p.
- Gabus J.-H., Weidmann M., Bugnon P.-C., Burri M., Sartori M., Marthaler M. (2008b). *Atlas géologique de la Suisse 1: 25 000. Feuille 1287 Sierre (Feuille 111 de l'Atlas)*. Swisstopo, Berne.
- Gachet G. (2008). *Analyse et exploitation des données LIDAR aéroportés pour la caractérisation des milieux boisés de la Suisse*. Thèse 4283, EPFL, 278 p.
- Galli M., Ardizzone F., Cardinali M., Guzzetti F., Reichenbach P. (2008). Comparing landslide inventory maps. *Geomorphology* **94**, 268-289.

- Garavaglia V. (2010). *Analisi dendrocronologiche applicate a fenomeni di instabilità dei versanti: metodi d'indagine, gestione ed elaborazione dati in ambiente GIS e strategie per la loro divulgazione*. PhD Thesis, Università degli Studi di Milano.
- Garitte G., Lahousse P. (2002). **Contribution à l'évaluation de l'aléa torrentiel dans le bassin versant du Riou Chanal (Alpes de Haute-Provence, France)**. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* **1/2002**, 61-70.
- Garreau J. (1970). *La carte géomorphologique et l'aménagement touristique du territoire en Basse Bretagne. Actes du Quatre-vingt-douzième congrès national des sociétés savantes*. Strasbourg et Colmar 1967, Section de Géographie, Paris, Bibliothèque nationale.
- Garry G., Ballais J.-L, Masson M. (2002). **La place de l'hydrogéomorphologie dans les études d'inondation en France méditerranéenne**. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* **1/2002**, 5-16.
- Gärtner H. (2007). Tree roots - Methodological review and new development in dating and quantifying erosive processes. *Geomorphology* **86**, 243-351.
- Gärtner H., Schweingruber F.H., Dikau R. (2001). Determination of erosion rates by analyzing structural changes in the growth pattern of exposed roots. *Dendrochronologia* **19 (1)**, 81-91.
- Gaspard G. (2003). Articulations entre potentiels touristiques et réalités géomorphologiques : **l'exemple d'un Département français d'Outre-Mer (la Guadeloupe)**. In E. Reynard, C. Holzmann, D. Guex, N. Summermatter (eds.) : *Géomorphologie et tourisme, Actes de la Réunion annuelle de la Société Suisse de Géomorphologie (SSGm)*, Finhaut, 21-23 septembre 2001, Lausanne, Institut de Géographie, *Travaux et Recherches* **24**, 67-78.
- Geddes N., Dunkerley D. (1999). The influence of organic litter on the erosive effects of raindrops and of gravity drops released for desert shrubs. *Catena* **36**, 303-313.
- Gentizon C., Baud M., Holzmann C., Lambiel C., Reynard E., Schoeneich P. (2001). GIS and geomorphological Mapping as Management Tools in Alpine Periglacial Areas. In M. F Buchroithner : High Mountain Cartography 2000, *KB* **18**, TU Dresden 2000, 215-228.
- Geomorphologische Karte von Teilen des Böhmerwaldes  
[http://homepage.univie.ac.at/thomas.englleder/tom/dipl\\_hm/exkurs/exkurs\\_hm.htm](http://homepage.univie.ac.at/thomas.englleder/tom/dipl_hm/exkurs/exkurs_hm.htm)
- GEOTEST (1989). *Murgang-, Steinschlag- und Lawinen- Gefahrenkarte für das Siedlungsgebiet der Gemeinde Agarn. Bericht Nr. 89075*, Martigny, 9 p. (non publié).
- GEOTEST (1990). *Leuk Erosigebiet Bochtür Sanierung. Generelles Vorprojekt*. Gemeinden Leuk und Agarn, Kreisfortstamt IV Turtmann, Martigny, 13 p. (non publié).
- GEOTEST, Teyssiere & Candolfi AG (1998). *Agarn, Meretschibach Gefahrenanalyse. Bericht v9210.2*, 27 p. (non publié).
- Gertsch E. (2009). Geschiebelieferung alpiner Wildbachsysteme bei Grossereignissen – Ereignisanalysen und Entwicklung eines Abschätzverfahrens. Inauguraldissertation, Universität Bern, 204 p.
- Geyer M., Megerle A. (2003). Géotourisme et développement durable en Allemagne du Sud. In E. Reynard, C. Holzmann, D. Guex, N. Summermatter (eds.): *Géomorphologie et tourisme, Actes de la Réunion annuelle de la Société Suisse de Géomorphologie (SSGm)*, Finhaut, 21-23 septembre 2001, Lausanne, Institut de Géographie, *Travaux et Recherches* **24**, 177-183.
- Gilewska S. (1966). IGU-Commission on applied geomorphology. *Z. Geomorph. N.F* **10**, 191-192.
- Gilewska S. (1967). Different methods of showing the relief on the detailed geomorphological maps. *Z. Geomorph. N.F* **11/4**, 481-490.
- Giordano A. (1994). **L'érosion et la lutte contre l'érosion en forêt méditerranéenne**. *Forêt méditerranéenne* **15**, 12-21.

- Glade T. (2005). Linking debris-flow hazard assessments with geomorphology. *Geomorphology* **66**, 189-213.
- Goudie A., Lewin J., Richards K., Anderson M., Burt T., Whalley B., Worsley P. (1990). *Geomorphological Techniques. Second Edition*. British Geomorphological Research Group, London, UNWIN HYMAN.
- Graciotti R., Pantaloni M., Foresi L. (2008). Geomorphological map of the Pianosa Island (Tuscan Archipelago, Italy). *Journal of Maps* **v2008**, 463-471.
- Grandgirard V. (1997). Géomorphologie et études d'impact sur l'environnement. *Bull. Soc. Frib. Sc. Nat.* **86**, 65-98.
- Grandgirard V. (1999). Les géotopes. In J.-A. Hertig (ed.): *Etudes d'impact sur l'environnement*. Traité de génie civil de l'EPFL 23, pp. 333-343.
- Grandgirard V., Boyer L. (1992). *EIE N16. Evaluation des vallées sèches de l'Ajoie*. Mémoire de diplôme, Institut de Géographie, Université de Fribourg (non publié).
- Greco F. (2002). Mapping geomorphic hazards in Romania: small, medium and large scale representations of land instability. *Géomorphologie: relief, processus, environnement* **2/2002**, 197-206.
- Greco F. (2009). Geomorphological Map of the Prahova Subcarpathians (Romania). *Journal of Maps* **v2009**, 108-116.
- Greenway D.R. (1987). Vegetation and slope stability. In M.G. Anderson et K.S. Richards (eds.): *Slope Stability*. John Wiley and Sons, pp. 187-230.
- Griffiths J.S., Abraham J.K. (2008). Factors affecting the use of applied geomorphology maps to communicate with different end-users. *Journal of Maps* **v2008**, 201-210.
- Gruppo di Lavoro Per la Cartografia Geomorfologica (1994). *Carta geomorfologica d'Italia – 1: 50 000. Guida al Rilevamento*. Servizio Geologico Nazionale Quaderni serie III Vol. 4., 41 p.
- Gruppo Nazionale di Geografia e Geomorfologia (1993). Proposta di legenda Geomorfologica ad indirizzo applicativo. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* **16/1993**, 129-152.
- Gude M., Barsch D. (2005). Assessment of geomorphic hazards in connection with permafrost occurrence in the Zugspitze area (Bavarian Alps, Germany). *Geomorphology* **66**, 85-93.
- Gudelis V. (1993). Geomorphology in Lithuania. In J.H. Walker and W.E. Grabau (eds.): *The Evolution of Geomorphology. A Nation-by-Nation Summary of Development*. John Wiley & Sons, pp. 277-281.
- Gullà G., Antronico L., Iaquina P., Terranova O. (2008). Susceptibility and triggering scenarios at a regional scale for shallow landslides. *Geomorphology* **99**, 39-58.
- Gurnell A.M., Piégay H., Gregory S., Swanson F.J. (2002). Large wood and fluvial processes. *Freshw. Biol.* **47**, 601-619.
- Gustavsson M., Kolstrup E., Seijmonsbergen A. C. (2006). A new symbol-and-GIS based detailed geomorphological mapping system: Renewal of a scientific discipline for understanding landscape development. *Geomorphology* **77**, 90-111.
- Gustavsson M., Seijmonsbergen A.C., Kolstrup E. (2008). Structure and contents of a new geomorphological GIS database linked to a geomorphological map – With an example from Liden, central Sweden. *Geomorphology* **95**, 335-349.
- Gustavsson, M. (2005). *Development of a detailed Geomorphological Mapping System and GIS Geodatabase in Sweden*. Licentiate Thesis, Geotuyckeriet, Uppsula, 129 pp.
- Gutiérrez F., Gutiérrez M., Sancho C. (1998). Geomorphological and sedimentological analysis of a catastrophic flash flood in the Aràs drainage basin (Central Pyrenees, Spain). *Geomorphology* **22**, 265-283.

- Gutiérrez-Santolalla F., Gutiérrez-Elorza M., Marin C., Maldonado C., Younger P.L. (2005). Subsidence hazard avoidance based on geomorphological mapping in the Ebro River valley mantled evaporite karst terrain (NE Spain). *Environ. Geol* **48**, 370-383.
- Guzzetti F., Peruccacci S., Rossi M., Stark C.P. (2008). The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows: an update. *Landslides* **5**, 3-17.
- Hampel R., (1980). Geschieberechnung für Gefahrenzonenpläne in Wildbachgebieten. International Symposium Interpraevent, Bad Ischl, pp. 83-91.
- Harbor J., Warburton J. (1993). Relative Rates of Glacial and Nonglacial Erosion in Alpine Environments. *Arctic and Alpine Research* **25 (1)**, 1-7.
- Harvey A.M. (1992). Process interactions, temporal scales and the development of hillslope gully systems: Howgill Fells, northwest England. *Geomorphology* **5**, 323-344.
- Harvey A.M. (2007). Geomorphic instability and change - Introduction: implications of temporal and spatial scales. *Geomorphology* **84**, 153-158.
- Hayden J. (2009). Geomorphological mapping. Disponible sur le site <http://disc.gsfc.nasa.gov>
- Heckmann, T., Thiel M., Haas F., and Becht M. (2009). Towards a quantification of sedimentary connectivity in a Central Alpine catchment. *Geophysical Research Abstracts* **11**, EGU2009-9129.
- Hewitt K. (2004). Geomorphic hazards in mountain environments. In N. Owens et O. Slaymaker (eds.) : *Mountain Geomorphology*, London, UK, Arnold, pp. 187-218.
- Heyman J., Hättstrand C., Stroeven A.P. (2008). Glacial geomorphology of the Bayan Har sector of the NE Tibetan Plateau. *Journal of Maps* **v2008**, 42-62.
- Hooke J., (2003). Coarse sediment connectivity in river channel systems: a conceptual framework and methodology. *Geomorphology* **56**, 79-94.
- Howes D.E. (1987). A Terrain Evaluation Method for Predicting Terrain Susceptible to Post-logging Landslide Activity : A Case study from the Southern Coast Mountains. Technical Report n°28, Ministry of Environment Land and Parks, Victoria, British Columbia, Canada, 38 p.
- Howes D.E., Kenk E. (1997). *Terrain classification system for british Columbia (Version 2). A system for the classification of surficial materials, landforms and geological processes of British Columbia*. Recreational Fisheries branch Ministry of Environment & Surveys and Resource Mapping Branch Ministry of Crown Lands Province of British Columbia, Victoria, 114 p.
- Hübl J., Kienholz H., Loipersberger A. (2002). *DOMODIS - Documentation of Mountain Disasters*. State of Discussion in the European Mountain Areas. Internationale Forschungsgesellschaft INTERPRAEVENT, Schriftenreihe 1, Handbuch 1, Klagenfurt, 40 p.
- Huggel C., Käab A., Haeberli W. (2003). Regional-scale models of debris flows triggered by lake outbursts: the June 25, 2001 debris flow at Täsch (Switzerland) as a test study. In D. Rickenmann et C.L. Chen (eds.): *Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment*. Millpress, pp. 1151-1162.
- Hungr O., McDougall S., Wise M., Cullen M. (2008). Magnitude-frequency relationships of debris flows and debris avalanches in relation to slope relief. *Geomorphology* **96**, 335-365.
- Hungr O., Morgan G., Kellerhals R. (1984). Quantitative analysis of debris torrent hazards for design of remedial measures. *Canadian Geotechnic Journal* **21**, 663-677.
- Hürlimann M., Copons M. (2004). Debris-Flow hazard assessment in Andorra. Turbulenzen in der Geomorphologie. *Mitteilungen der VAW ETHZ* **184**, 41-50.
- Hürlimann N., Rickenmann D., Graf C., (2003). Field and monitoring data of debris flows events in the Swiss Alps. *Canadian Geotechnical Journal* **40**, 161-175.

- Innes J.L. (1983). Debris flows. *Progress in Physical Geography* **7**, 469-501.
- Ionesco T. (1964). Considérations générales concernant les relations entre l'érosion et la végétation au Maroc. *Rev. Géogr. Maroc* **6**, 17-28.
- Iwahashi J., Pike R.J. (2007). Automated classifications of topography from DEMs by an unsupervised nested-means algorithm and a three-part geometric signature. *Geomorphology* **86**, 409-440.
- Jaboyedoff M., Couture R., Locat P. (2009). Structural analysis of Turtle Mountain (Alberta) using digital elevation model: Toward a progressive failure. *Geomorphology* **103**, 5-16.
- Jacob N., Gob F., Bravard J.-P., Petit F. (2006). Les formes fluviales d'une rivière en gorge, le Chassezac (Cévennes, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement* **1/2006**, 3-22.
- Jakob M. (2005). A size classification for debris flows. *Engineering Geology* **79**, 151-161.
- Jakob M., Hungr O. (2005). *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Springer, Berlin, 739 p.
- Jakob, M., Bovis, M.J., Oden, M., (2005). The significance of channel recharge rates for estimating debris-flow magnitude and frequency. *Earth Surf. Process. Landforms* **30**, 755-766.
- Janeras M., Navarro M., Arnò G., Ruiz A., Kornus W., Talaya J., Barbèra M., Lòpez F. (2004). LiDAR applications to rock fall hazard assessment in Vall de Núria. Proceedings of the 4<sup>th</sup> ICA Mountain Cartography workshop, Vall de Núria, Spain, 30<sup>th</sup> September-2<sup>nd</sup> October 2004. *Monografies tècniques* **8**, Institut Cartogràfic de Catalunya, 51-64.
- Jansson K.N. (2005). Map of the glacial of north-central Québec-Labrador, Canada. *Journal of Maps* **v2005**, 46-55.
- Jaquet S. (2009). *Application du LiDAR au bassin de réception du Bruchi*. Travaux personnels de géographie, semestre de printemps 2009, 28 p. (non publié).
- Jobard S. (2005), *Les glaciers du Haut Arc (Savoie) : caractérisation et impacts de la décrue du post-Petit Age Glaciaire*. Thèse, Lab. Edytem, Université de Savoie, 268 p.
- Johnson R.M., Warburton J. (2002). Annual sediment budget of a UK mountain torrent. *Geogr. Ann.* **84A (2)**, 73-88.
- Johnson R.M., Warburton J. (2006). Variability in sediment supply, transfer and deposition in an upland torrent system: Iron Crag, northern England. *Earth Surf. Process. Landforms* **31**, 844-861.
- Johnson P.A., McCuen R.H. (1996). Mud and debris flows. In V.P. Singh (Editor): *Hydrology of disaster*. Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, 161-181.
- Joly F. M. (1962). Principes pour une méthode de cartographie géomorphologique. *Bull. Ass. Géogr. Franç.* **309/310**, 271-277.
- Joly F. (1963). Un exemple de carte géomorphologique en pays semi-aride nord-africain. *Geographical Studies* **46**, 59-61.
- Joly F. (1985). Carte géomorphologique de la France au 1 : 1000000, Université Paris VII.
- Jones A.F., Brewer P.A., Johnstone E., Macklin M.G. (2007). High-resolution interpretative geomorphological mapping of river valley environments using airborne LiDAR data. *Earth Surf. Process. Landforms* **32**, 1574-1592.
- Jordan F., Boillat J.-L., Dubois J., Shleiss A. (2006). *Prévision et gestion des crues par opérations préventives sur les retenues alpines*. Proceedings du 22<sup>ème</sup> Congrès des Grands Barrages, CIBG/ICOLD, Barcelone, 497-510.
- Jordan P., Slaymaker O. (1991). Holocene Sediment Production in Lillooet River Basin, British Columbia: A Sediment Budget Approach. *Géographie physique et Quaternaire* **45**, 45-57.

- Kääb A. (1999). Photogrammetry for Early Recognition of High Mountain Hazards: New Techniques and Applications. *Physics and Chemistry of the Earth* **NH6.4-022**, 6 p.
- Kääb A., Chiarle M., Raup B., Schneider C. (2007). Climate change impacts on mountain glaciers and permafrost. *Global and Planetary Change* **56**, vii-ix.
- Kääb A., Haeberli W (1996). Früherkennung und Analyse glazialer Naturgefahren im Gebiet Gruben, Wallis, Schweizer Alpen. *Tagungspublikation : Internationales Symposium INTERPRAEVENT 1996 – Garmisch-Partenkirchen* **4**, 113-122.
- Kalbermatten M. (2004). *Détermination d'indicateurs géomorphologiques à partir de données altimétriques laser*. Travail de diplôme, EPFL, 55 p. (non publié).
- Kamp U., Growley B.J., Khattak G.A., Owen L.A. (2008). GIS-based landslide susceptibility mapping for the 2005 Kashmir earthquake region. *Geomorphology* **101**, 631-642.
- Kienholz H. (1978). Maps of Geomorphology and Natural Hazards of Grindelwald, Switzerland : Scale 1 : 10 000. *Arctic and Alpine Research* **10 (2)**, 168-184.
- Kienholz H., Krummenacher B. (1995). *Légende modulable pour la cartographie des phénomènes. Recommandations*. Dangers naturels, OFEFP et OFEE, Berne, 19 p.
- Kienholz, H. et Graf, C. (2000). *Naturgefahren. Vom Gelände zur Karte der Phänomene. Kompendium*. Berne, OFEFP et OFEE, 57 p.
- Kjaer K.H., Korsgaard N.J., Schomacker A. (2008). Impact of multiple glacier surges – a geomorphological map from Bruarjökull, East Iceland. *Journal of Maps* **v2008**, 5-20.
- Klimaszewski M. (1963). The principles of Geomorphological mapping in Poland, *Geographical Studies* **46**, 69-70.
- Klimaszewski M. (1982). Detailed geomorphological maps, *ITC Journal* **3**, 265-271.
- Klimaszewski M. (1988). On constructing detailed geomorphological maps, *Z. Geomorph. N.F.* **32/4**, 457-470
- Klimaszewski M., Tricart J. (1963). Resolutions adopted at the conference of the subcommission on geomorphological mapping. *Geographical Studies* **46**, 129-130
- Kneisel C., Rothenbühler C., Keller F., Haeberli W. (2007). Hazard assessment of Potential Periglacial Debris Flows based on GIS-based Spatial Modelling and Geophysical Field Survey: A Case Study in the Swiss Alps. *Permafrost and Periglac. Process.* **18**, 259-268.
- Kneisel C., Rothenbühler C., Keller F., Haeberli W. (2007). Hazard assessment of Potential Periglacial Debris Flows based on GIS-based Spatial Modelling and Geophysical Field Survey: A Case Study in the Swiss Alps. *Permafrost and Periglac. Process.* **18**, 259-268.
- Kolenko A. (2004). Prozessorientierte Analyse eines Wildbaches unter Berücksichtigung von Murgängen. *Communication du Laboratoire de Constructions hydrauliques* **17**, EPFL, 133-143.
- Korup O. (2004). Landslide-induced river channel avulsions in mountain catchments of southwest New Zealand. *Geomorphology* **63**, 57-80.
- Korup O., Strom A.L., Weidinger J.T. (2006). Fluvial response to large rock-slope failures: Examples from the Himalayas, the Tien Shan, and the Southern Alps in New Zealand. *Geomorphology* **78**, 3-21.
- Kozarski S. (1993). Geomorphology in Poland, In J.H. Walker and W.E. Grabau (eds.): *The Evolution of Geomorphology. A Nation-by-Nation Summary of Development*. John Wiley & Sons, pp. 347-353.
- Krautblatter R. M., Dikau R. (2007). Towards a uniform concept for the comparison and extrapolation of rockwall retreat and rockfall supply. *Geogr. Ann.* **89 A (1)**, 21-40.

- Kronfellner-Kraus G., (1985). Extreme Feststofffrachten und Grabenbildungen von Wildbächen, INTERPRAEVENT. VHB, Villach, pp. 109-118.
- Labhart T., Decrouez D. (1997). *Géologie de la Suisse*. Delachaux et Niestlé, 211 p.
- Lahousse P., Salvador P.-G. (2002). Evaluation de la dangerosité du torrent du Verdarel (Hautes-Alpes). *Géomorphologie : relief, processus, environnement* **1/2002**, 93-103.
- Laigre L. (2009). *Etude diachronique de la dynamique fluviale sur le Rhône suisse depuis la fin du Petit Age Glaciaire. Cartographie paléoenvironnementale sectorielle de la source au Lac Léman*. Mémoire de recherche, Université Paris XII Val de Marne, 178 p. (non publié).
- Lambiel C., Delaloye R. (2005). *Le pergélisol dans la région du Mont Gelé – Mont Fort*. Rapport de recherche 2004-2005. Institut de Géographie, Université de Lausanne et CREG (Groupe de Recherche en Géomorphologie, Université de Fribourg), 12 p.
- Lambiel C., Reynard E., Cheseaux G., Lugon R. (2004). Distribution du pergélisol dans un versant instable, le cas de Tsarmine (Arolla, Evolène, VS). *Bull. Murithienne* **122**, 89-102.
- Lateltin O. (1999). Evaluation des dangers : critères et cartes de danger. In SHGN (Service hydrologique et géologique national) et Institut de Géologie et de Paléontologie de l'université de Fribourg : *Mouvements de terrain et cartes de danger*, Cours 05-07, 26-28.05 et 22-24 septembre 1999, Schwarzsee.
- Latocha A. (2009). The Geomorphological Map as a Tool for Assessing Human Impact on Landforms. *Journal of Maps* **v2009**, 103-107.
- Latocha A., Migon P. (2006). Geomorphology of medium-high mountains under changing human impact, from managed slopes to nature restorations: a study from the Sudetes, SW Poland. *Earth Surface Processes and Landforms* **31**, 1657-1673.
- Latulippe C., Peiry J.-L. (1996). Essai de hiérarchisation des zones de production de matières en suspension dans **le bassin versant d'un grand cours d'eau : l'Isère en amont de Grenoble**. *Rev. Géog. Alp.* **2**, 29-44.
- Lautridou J.P., Ozouf J.C. (1982). Experimental frost shattering: 15 years of research at the Centre de Géomorphologie du CNRS. *Progress in Physical Geography* **6 (2)**, 215-232.
- Lecce S.A. (1990). The alluvial Fan Problem. In H. Rachoki et M. Church (eds): *Alluvial Fans: A Field approach*. John Wiley & Sons, pp. 3-21.
- Lee E.M. (2001). Geomorphological mapping. In J.S. Griffiths (ed.): *Land Surface Evaluation for Engineering Practice*. Geological Society, London. *Engineering Geology Special Publications* **18**, 53-56.
- Leone F., Aste J.-P., Leroi E. (1996). **L'évaluation de la vulnérabilité aux mouvements de terrain : pour une meilleure quantification du risque**. *Rev. Géog. Alp.* **1**, 35-46.
- Leoni et al. (2009). GIS Methodology to Assess Landslide Susceptibility: Applications to a River Catchment of Central Italy. *Journal of Maps* **v2009**, 87-93.
- Leser H., Stäblein G. (1975). *Geomorphologische Kartierung. Richtlinien zur Herstellung geomorphologischer Karte Karten 1: 25'000 (GMK25)*. Berliner Geographische Abhandlungen, Sonderheft, 1-39.
- Leser H., Stäblein G. (1980). Legende der Geomorphologischen Karte 1: 25'000 (GMK 25), 3. Fassung im GMK Schwerpunktprogramm. *Berliner Geographische Abhandlungen* **31**, 91-100.
- Leser, H., Portmann J.-P. (1985). *Die geomorphologische Kartierung in der Schweiz*. Rapport interne de la SsGM (Société suisse de Géomorphologie) (non publié).
- Levine N.S., Kaufman C.C. (2008). Land Use, Erosion, and Habitat Mapping on an Atlantic Barrier Island, **Sullivan's Island, South Carolina**. *Journal of Maps* **v2008**, 161-174.
- Liener S., Streit D., Kipfer A. (2000). Abflussverhalten und Geschiebetransport im Wildbacheinzugsgebiet Spissibach, Leissigen. In C. Hegg et D. Vonder Mühl (eds.) : *Beiträge zur aktuellen Geomorphologie*.

- Proceedings der Fachtagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft* vom 8-10 Juli 1999, Bramois. Birmensdorf, WSL, 17-27.
- Lin M.L., Chang B.S. (2003). Triggering of debris flows caused by groundwater upwelling and surface runoff. In D. Rickenmann et C.L. Chen (eds.): *Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment*. Millpress, pp. 327-338.
- Lin P.S., Lin J.Y., Hung J.C., Yang M.D. (2002). Assessing debris-flow hazard in a watershed in Taiwan. *Engineering Geology* **66**, 295-313.
- Lin P.S., Lin J.Y., Lee J.H. (2003). Hazard assessment of potential debris flows in the watershed of Chen-You-Lan river. In D. Rickenmann et C.L. Chen (eds.): *Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment*. Millpress, pp. 977-988.
- Lin Z., Oguchi T. (2004). Drainage density, slope angle, and relative basin position in Japanese bare lands from high-resolution DEMs. *Geomorphology* **63**, 159-173.
- Lindenschmidt K.-E., Herrmann U., Pech I., Suhr U., Apel H., Thieken A. (2006). Risk assessment and mapping of extreme floods in non-dyked communities along the Elbe and Mulde Rivers. *Adv. Geosci.* **9**, 15-23.
- Liniger M. (2000). Rutschungen und Murgänge Laui (Sörenberg, LU). *Bull. Angew. Geol.* **5 (1)**, 93-98.
- Liu X., Lei J. (2003). A method for assessing regional debris flow risk: an application in Zhaotong of Yunnan province (SW China). *Geomorphology* **52**, 181-191.
- Livingstone S.J., O’Cofaigh C., Evans D.J.A. (2008). Glacial geomorphology of the central sector of the last British-Irish Ice Sheet, *Journal of Maps* **v2008**, 358-377.
- Loat R. (2007). Le recensement des régions vulnérables. *Environnement* **2**, 14-17.
- Loat R., Meier E. (2003). Dictionnaire de la protection contre les crues, OFEG, Haupt Verlag, Berne, 424 p.
- Lopez-Martinez J., Martinez de Pison E., Arche A. (1992). Geomorphology of Hurd Peninsula, Livingston Island, South Shetlands Islands. *Recent Progress in Antarctic Earth Science*, 751-756.
- Loye A., Jaboyedoff M. (2008). *Estimation des quantités de matériaux érodés dans le bassin versant de Zinal basée sur l'étude de l'alluvionnement des ouvrages hydroélectriques valaisans. Rapport final*. Institut de Géomatique et d'Analyse du Risque (IGAR), Université de Lausanne, 37 p. (non publié).
- Loye A., Schlüchter C. (2005). Geologische Karte Belalp (VS). ETHZ (non publié).
- Lugon R., Monbaron M. (1998). Stabilité des terrains meubles en zone de pergélisol et changements climatiques. Deux études de cas en Valais : Le Ritigraben (Mattertal) et la moraine du Dolent (Val Ferret). Rapport final PNR 31.
- Lugon R., Vonder Mühl D., Gardaz J.-M. (2000). La lave torrentielle de la moraine du glacier du Dolent (Val Ferret, Massif du Mont Blanc, Suisse). In Hegg C. et Vonder Mühl D. (eds.) : *Beiträge zur Geomorphologie. Proceedings der Fachtagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft* vom 8.-10 Juli 1999 in Bramois. Birmensdorf, Eidgenössische Forschungsanstalt WSL, pp. 29-26.
- Macklin M.G., Brewer P.A., Hudson-Edwards K.A., Bird G., Coulthard T.J., Dennis I.A., Lechler P.J., Miller J.R., Turner J.N. (2006). A geomorphological approach to the management of rivers contaminated by metal mining. *Geomorphology* **79**, 423-447.
- Maire R. (1984). Un exemple de karst haut-alpin : le Désert de Platé, Haute-Savoie. Carte géomorphologique au 1 / 25 000. *Karstologia* **3**, 25-33.
- Malavoi J.R., Souchon Y. (2002). Description standardisée des principaux faciès d'écoulement observables en rivière : clé de détermination qualitative et mesures physiques. *Bull. Fr. Pêche Piscic.* **365/366**, 357-372.
- Malet J.-P., Laigle D., Remaitre A., Maquaire O. (2005). Triggering conditions and mobility of debris flows associated to complex earthflows. *Geomorphology* **66**, 215-235.

- Malet J.P., Maquaire O., Calais E. (2002). Le GPS en géomorphologie dynamique. Application à la surveillance de mouvements de terrain (Super-Sauze, Alpes du Sud, France), *Géomorphologie : relief, processus, environnement* **2/2002**, 165-180.
- Maridet L., Piegay H., Gilard O., Thevenet A. (1996). **L'embâcle de bois en rivière : un bienfait écologique ? Un facteur de risques naturels ?** *La Houille Blanche* **5**, 32-38.
- Marie R. (1984). *Méthodologie de programmation des actions de Restauration de Terrain en Montagne : le cas de la Maurienne*. CEMAGREF, Grenoble, Division protection contre les érosions, 37 p.
- Marie R. (1992). *Typologie des situations de danger*. Rapport, CEMAGREF, Grenoble (non publié).
- Mark D.M. (1984). Automated detection of drainage networks from digital elevation models. *Cartographica* **21**, 168-178.
- Marre A. (2007). Cartographie géomorphologique et cartographie des risques (Geomorphological mapping and risks mapping). *BAGF Geographies* **1**, 3-21.
- Martin-Serrano A., Salazar A., Nozal F., Suarez A. (2004). *Mapa Geomorfológico de España a escala 1: 50 000. Guía para su Elaboración*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 129 p.
- Marwa M. M., Kimaro D.N. (2005). Geomorphological mapping for route selection and road construction at lower Kihansi in Tanzania. *Bull. Eng. Env* **64**, 333-339.
- Mathys N., Poesen J. (2005). Ravinement en montagne : processus, mesures, modélisation, régionalisation. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* **1/2005**, 3-6.
- Matsuoka N. (2008). Frost weathering and rockwall erosion in the southeastern Swiss Alps : Long-term (1994-2006) observations. *Geomorphology* **99**, 353-368.
- May J.-H. (2008). A geomorphological map of the Quebrada de Purmamarca, Jujuy, NW Argentina, *Journal of Maps* **v2008**, 211-224.
- McArdell B.W., Badoux A., (2007). Influence of rainfall on the initiation of debris flows at the Illgraben catchment, canton of Valais, Switzerland. *Geophysical Research Abstracts* **9**, EGU2007-08804.
- McAuliffe J.R., L. A. Scuderi, L. D. McFadden (2006). Tree-ring record of hillslope erosion and valley floor dynamics: landscape responses to climate variation during the last 400 yr in the Colorado Plateau, northeastern Arizona. *Glob. Planet. Change* **50 (3-4)**, 184-201.
- McCormack D., Irving D.H.B., Brocklehurst S.H., Rarity F. (2008). Glacial geomorphological mapping of Coire Mhic Fhearchair, NW Scotland: The contribution of a high-resolution ground based LiDAR survey. *Journal of Maps* **v2008**, 315-331.
- McIvor J.G., Williams J., Gardener C.J. (1995). Pasture management influences runoff and soil movement in the semi-arid tropics. *Aust. J. Exp. Agric.* **35**, 55-65.
- Michaelides K., Chappell A. (2008). Connectivity as a concept for characterising hydrological behaviour. *Hydrological Processes* **23**, 517-522.
- Millard T.H., Rollerson T.P., Thomson B. (2002). *Post-logging Landslide Rates in the Cascade Mountains, Southwestern British Columbia*. Technical Report n°TR-023. British Columbia Ministry of Forests, Victoria, British Columbia, Canada, 21 p.
- Mishev K., Vaptzarov I. (1993). Geomorphology in Bulgaria (8), In J.H. Walker and W.E. Grabau (eds.): *The Evolution of Geomorphology. A Nation-by-Nation Summary of Development*. John Wiley & Sons, pp. 69-74.
- Mizuyama T., S. Kobashi Ou G. (1992) Prediction of debris flow peak discharge, Interpraevent 1992, Bern, vol. 4, pp. 99-108.

- Moharana P.C., Kar A. (2002). Watershed simulation in a sandy terrain of the Thar desert using GIS. *Journal of Arid Environments* **51**, 489-500.
- Molina A., Govers G., Poesen J., Van Hemelryck H., De Bièvre B., Vanaker V. (2008). Environmental factors controlling spatial variation in sediment yield in a central Andean mountain area. *Geomorphology* **98**, 176-186.
- Monbaron M. (1993). La géomorphologie, élément indispensable dans toute étude d'impact sur l'environnement. *Cahier de l'Institut de Géographie de l'Université de Fribourg* **9**, 113-130.
- Monserrat O., Crosetto M. (2008). Deformation measurements using terrestrial laser scanning data and least squares 3D surface matching. *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing* **63**, 142-154.
- Morand S. (2000). Inventaire des glaciers rocheux du Val d'Arolla (Valais, Suisse) - Problématique des dangers naturels en zone périglaciaire. In C.Hegg et D. Vonder Mühl (eds.) : *Beiträge zur Geomorphologie*. Proceedings der Fachtagung des Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft vom 8.-10 Juli 1999 in Bramois. Birmensdorf, Eidgenössische Forschungsanstalt WSL, 107-112.
- Morard S. (2008). *Géomorphologie et géologie du Parc Naturel Régional de Finges (Valais)*. Rapport pour la candidature au label Parc Naturel Régional. (non publié).
- Morche D., Schmidt K.-H., Heckmann T., Haas F. (2007). Hydrology and geomorphic effects of a high-magnitude flood in an Alpine river. *Geogr. Ann.* **89 A (1)**, 5-19.
- Moreiras S.M. (2005). Landslide susceptibility zonation in the Rio Mendoza Valley, Argentina. *Geomorphology* **66**, 345-357.
- Moriggi J. et Pasche L. (1996) *Le bassin versant de la Sionne. Géomorphologie et aménagements*. Mémoire de licence, Université de Lausanne (non publié).
- Morton D.M., Alvarez R.M., Ruppert K.R., Goforth B. (2008). Contrasting rainfall generated debris flows from adjacent watersheds at Forest Falls, southern California, USA. *Geomorphology* **96**, 322-338.
- Moser S. (1958). Gemorphologische Karte des Zentralen Aargaus.
- Näf D., McArdell B. (2004). Dangers en montagne. Laves torrentielles. *Les Alpes* **11**, 48-51.
- Naimi M., Tayaa M., Ouzizi S. (2004). Cartographie des formes d'érosion dans le bassin versant de Nakla (Rif occidental, Maroc). *Sécheresse* **1/E** (revue électronique <http://www.secheresse.info/spip.php?rubrique976> )
- Ng, K.C., Parry, S., King, J.P., Franks, C.A.M., Shaw, R., 2003. Guidelines for Natural Terrain Hazard Studies. *GEO Report*, **138**. Geotechnical Engineering Office, Hong Kong.
- Nicod J. (1978). *Carte géomorphologique des massifs de Bure et d'Aurouze (Dévoluy méridional, Echelle 1 : 20' 400, Institut de Géographie d'Aix-en-Provence , CNRS, Paris.*
- Nicod J. (1984) *Evolution karstique dans les domaines méditerranéens et alpins. Carte géomorphologique des karsts des Plans de Provence – Audoubert – Mons, Echelle 1/ 25 000*, Institut de Géographie, Aix-en-Provence, IGN Paris 1984.
- Nicod J. (1987). Carte géomorphologique et géodynamique du Beaufortin Oriental – Alpes de Savoie, France, échelle 1 : 30 000, Institut de Géographie d'Aix-en-Provence, IGN.
- Nicolas G. (1982). Les logiques spatiales lausannoises. In J.-CH. Biaudet (ed.): *Histoire de Lausanne*, Toulouse, Privat et Lausanne, Payot, pp. 11-18.
- Nisbet M., Verneaux J. (1970). Composantes chimiques des eaux courantes. Discussion et proposition de classes en tant que bases d'interprétation des analyses chimiques. *Ann. Limnol.* **6**, 161-190.
- Noverraz F. (1985). *Détection et utilisation des terrains instables. Rapport final*. Ecole polytechnique fédérale de Lausanne (EPFL), 229 p.

- Noverraz F. (1999). Identification des phénomènes, cartographie. In SHGN (Service hydrologique et géologique national) en collaboration avec l'Institut de Géologie et de Paléontologie de l'université de Fribourg : *Mouvements de terrain et cartes de danger*, Cours 05-07, 26-28.05 et 22-24.09.1999, Schwarzsee.
- O'Farrell C.R., Heimsath A.M., and Kaste J.M. (2007). Quantifying hillslope erosion rates and processes for a coastal California landscape over varying timescales. *Earth Surface Processes and Landforms*, **32**, 544-560
- OcCC (Organe consultatif sur les Changements Climatiques) (1998). *La Suisse face au changement climatique. Impacts des précipitations extrêmes. Rapport sur l'état des connaissances*, Berne, 33 p.
- OcCC (2003). *Evénements extrêmes et changements climatiques*, Berne, 94 p.
- OcCC (2008). *Le climat change – que faire ?*, Berne, 47 p.
- OFAT, OFEE et OFEFP (1997a). *Prise en compte des dangers dus aux mouvements de terrain dans le cadre des activités de l'aménagement du territoire*. Recommandations 1997, Dangers naturels, Berne, 43 p.
- OFAT, OFEE et OFEFP (1997b). *Prise en compte des dangers dus aux crues dans le cadre des activités de l'aménagement du territoire*. Recommandations 1997, Dangers naturels, Berne, 32 p.
- OFEE et SHGN (1991). Analyse des causes des crues de l'année 1987. Rapport final. *Communication de l'Office fédéral de l'économie des eaux (OFEE) 5 / Communication du Service hydrologique et géologique national (SHGN) 15*, Berne, 48 p.
- OFEFP (1999). *Apprivoiser le risque d'avalanches. Les enseignements de l'hiver 1999*. Berne, 27 p.
- OFEFP et OFS (2002). *Environnement suisse 2002*, Berne, 181 p.
- OFEG (2002). Les crues 2000 - Analyse des événements. Cas exemplaires. Rapports de l'OFEG, *Série Eaux 2*, Berne, 250 p.
- OFEG (2003a). *Evaluation des crues dans les bassins versants de Suisse. Guide pratique. Rapports de l'OFEG, Série Eaux 4*, 115 p.
- OFEG (2003b). *Instructions pour la représentation des formes quaternaires et autres signes et symboles lors de la mise au net des cartes originales de l'Atlas géologique de la Suisse 1 : 25'000*. Instructions rédactionnelles pour la minute, Berne.
- OFEV (2008). *Crues de 2005 en Suisse. Rapport de synthèse de l'analyse des événements*. Département fédéral de l'environnement, des transports, de l'énergie et de la communication DETEC, Berne, 23 p.
- Office fédéral des forêts et Institut fédéral de recherches forestières (1984). *Catalogue des signes conventionnels pour la cartographie des mouvements de terrain et des eaux dans les zones de glissements. Annexe des « Prescriptions concernant les projets forestiers et l'octroi de subventions fédérales pour leur exécution » du 15 avril 1978*. Berne.
- Oppikofer T. (2010). *Monitoring and analysis of slope movements using 3D terrestrial laser scanning*, PhD thesis, Université de Lausanne, à paraître.
- Oppikofer T., Jaboyedoff M., Blikra L.H., Derron M.-H. (2008a). Characterization and monitoring of the Aknes rockslide using terrestrial Laser Scanning. In J. Locat, D. Perret, D. Turmel, D. Demers et S. Leroueil : *Compte rendus de la 4<sup>e</sup> Conférence canadienne sur les géorisques : des causes à la gestion*, Presses de l'Université Laval, Québec, pp. 211-218.
- Oppikofer T., Jaboyedoff M., Keusen H.-R. (2008b). Collapse at the eastern Eiger flank in the Swiss Alps. *Nature Geosciences* **1/2008**, 531-535.
- Otto J.-C. (2006). *Paraglacial sediment storage quantification in the Turtmann Valley, Swiss Alps*. PhD Thesis, Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität, Bonn, 195 p.

- Otto J.-C., Dikau R. (2004). Geomorphologic system analysis of a high mountain valley in the Swiss Alps. *Z. Geomorph. N.F.* **48**, 323-341.
- Otto J.-C., Schrott L., Jaboyedoff M., Dikau R. (2009). Quantifying sediment storage in a high alpine valley (Turtmanntal, Switzerland). *Earth Surf. Process. Landforms* **34**, 1726-1742.
- Owens N., Slaymaker O. (2004). An introduction to mountain geomorphology. In N. Owens et O. Slaymaker: *Mountain Geomorphology*, Edward Arnold, 3-29.
- Ozvatc M. (2006). Der Rufibach bei Steinhaus (Wallis, Schweiz). Untersuchung über die Morphogenese und Muraktivität eines Seitentals der oberen Goms. Diplomarbeit, Institut für Geographie der Universität Stuttgart, 129 p. (non publié)
- Pain C., Paron P., Smith M. (2008). Applied geomorphological mapping (AppGeMa): a working group of the International Association of Geomorphologists. *Geophysical Research Abstracts* **10**, EGU2008-A-05888.
- Pallàs R., Vilaplana J.-M., Guinau M., Falgas E., Alemany X., Muñoz A. (2004). A pragmatic approach to debris flow hazard mapping in areas affected by Hurricane Mitch : example from NW Nicaragua. *Engineering Geology* **72**, 57-72.
- Panek T., Hradecky J., Minar J., Hungr O., Dusek R. (2009). Late Holocene catastrophic slope collapse affected by deep-seated gravitational deformation in flysch: Ropice Mountain, Czeck Republic. *Geomorphology* **103**, 414-429.
- Panizza M. (1990). *Geological Map of Landslides in Cortina d'Ampezzo (Dolomites, Italy)*, Istituto Geologia, Università di Modena.
- Parise M. (2001). Landslide Mapping Techniques and Their Use in the Assessment of the Landslide Hazard. *Phys. Chem. Earth* **26 (9)**, 697-703.
- Pasuto A., Soldati M. (1999). The use of landslide units in geomorphological mapping: an example in the Italian Dolomites. *Geomorphology* **30**, 53-64.
- Pasuto A., Soldati M. (2004). An integrated approach for hazard assessment and mitigation of debris flows in the Italian Dolomites. *Geomorphology* **61**, 59-70.
- Pasuto A., Soldati M., Siorpaes C. (2005). *Geomorphological map of the surroundings of Cortina d'Ampezzo (Dolomites, Italy)*, Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Modena e Reggio Emilia.
- Pelfini M., Santilli M. (2008). Frequency of debris flows and their relation with precipitation: A case study in the Central Alps, Italy. *Geomorphology* **101**, 721-730.
- Pellitero Ondicol R. (2009). Application of an alpine geomorphological mapping system to an atlantic mountain environment: The Curavacas Massif (Cantabrian Range, Northwest Spain). *Journal of Maps* **v2009**, 194-205.
- Peña J.L., Pellicer R., Chueca J., Jullian A. (1997). Leyenda para mapas geomorfológicos a escalas **1 : 25'000 / 1 : 50'000**. In J.L. Peña (ed.) : *Cartografía geomorfológica básica y aplicada*, Geoforma Ediciones, Logroño.
- Penelas M., Delaloye R., November V., Reynard E., Ruegg J. (2008). *Cartes de dangers et aménagement du territoire, Rapport thématique, Projet Impacts des inondations en Suisse*, COST C19, 74 p.
- Perov V.F. (2003). Classification of debris flow phenomena: geographic approach, case studies in the former USSR. In D. Rickenmann et C.L. Chen (eds.): *Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment*. Millpress, 1001-1011.
- Perret S., Stoffel M., Kienholz H. (2006). Spatial and temporal rockfall activity in a forest stand in the Swiss Prealps - A dendrogeomorphological case study. *Geomorphology* **74**, 219-231.
- Petermüller-Strobl M., Heuberger H. (1985). Erläuterungen zur geomorphologischen Karten 1: 25'000 der Bundesrepublik Deutschland, Blatt 8133 Seeshaupt.-Erl. GMK, Blatt 26: 1-58, Berlin

- Petley D.N. (1998). Geomorphological Mapping for Hazard Assessment in a Neotectonic Terrain. *The Geographical Journal* **164 (2)**, 183-2001.
- Petraschek A., Kienholz H. (2003). Hazard assessment and mapping of mountain risks in Switzerland. In D. Rickenmann et C.L. Chen (eds.): *Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment*. Millpress, 25-38.
- Pfammatter S. (2004). *Caractéristiques des événements pluvieux générant du transfert de sédiments en milieu alpin. Etude du cas de l'Ilgraben*. Travail de diplôme, Cycle Postgrade en hydrologie et gestion des ressources en eaux, EPFL, (non publié).
- Phillips J.D. (1991). Fluvial sediment transport budgets in the North Carolina Piedmont. *Geomorphology* **4**, 231-241.
- Pian S., Regnauld H La carte qui change les concepts. Comment des méthodes classiques de cartographie géomorphologique d'un littoral anthropisé incitent à repenser les concepts d'érosion et d'accumulation. Tiré de <http://espacestemps.net/document2466.html> le 15 juin 2007
- Pierrehumbert Gilles (1998). *L'informatique en cartographie géomorphologique. La région du Schilthorn (Oberland bernois, Suisse)*, Mémoire de licence, Université de Lausanne, 77 p.
- PLANALP (« Plate-forme Risques naturels de la Convention alpine ») (2006). Documentation des événements naturels. Instructions relatives aux relevés de terrain. *Signaux alpins* **4**, 64 p.
- PLANAT (Plate-forme nationale « Dangers naturels ») (2008). *Une décennie au service de la gestion des risques. Rapport d'activité 2004-2007*, Berne, 15 p.
- Pratini P. (1992) *Cartographie géomorphologique de la vallée de l'Aubonne : aperçu de l'histoire glaciaire de la région de 24000 BP à aujourd'hui*. Mémoire de licence, Institut de Géographie, Université de Lausanne (non publié).
- Rachlewicz G. (2007). Geomorphology outline of the vicinity of Petunyabukta. *Landform Analysis* **5**, 216-220.
- Raclot D., Puech C., Mathys N., Roux B., Jacome A., Asseline J., Bailly J.-S. (2005). Photographies aériennes prises par drone et Modèle Numérique de Terrain : apports pour l'observatoire sur l'érosion de Draix. *Géomorphologie: Relief, Processus, Environnement* **2005/1**, 7-20.
- Rebetez M. (2006). *La Suisse se réchauffe ; effet de serre et changement climatique*. 3<sup>e</sup> édition, PPUR, 144 p.
- Rebetez M., Lugon R., Baeriswyl P.-A. (1997). Climatic change and debris flows in high mountain regions: The case study of the Ritigraben Torrent (Swiss Alps). *Climatic Change* **36**, 371-389.
- Reid L.M., Dunne T., (1996). *Rapid evaluation of sediment budgets*. Catena Verlag, 164 p.
- Remondo J., Soto J., Gonzalez-Diez A., Ramon Diaz De Teran J., Cendrero A. (2005). Human impact on geomorphic processes and hazards in mountain areas in northern Spain. *Geomorphology* **66**, 69-84.
- Rey F. (2003). Influence of vegetation distribution on sediment yield in forested marly gullies. *Catena* **50**, 549-562.
- Rey F., Ballais J.-L., Marre A., Rovéra G., (2004). Rôle de la végétation dans la protection contre l'érosion hydrique de surface. *Comptes Rendus Géoscience* **336 (1)**, 991-998.
- Reynard E. (1992). *Géomorphologie de la vallée de la Morge (Valais)*, Mémoire de licence, Institut de Géographie, Université de Lausanne (non publié).
- Reynard E. (1993). Comparaison de cartes géomorphologiques à différentes échelles : le cas de la vallée de la Morge. In P. Schoeneich et E. Reynard (eds) : *Cartographie géomorphologique, cartographie des risques*. Actes de la Réunion annuelle de la Société Suisse de Géomorphologie, 19 au 21 juin 1992 aux Diablerets et à Randa. *Travaux et Recherches* **9**, Institut de Géographie, Université de Lausanne, pp. 25 – 30.

- Reynard E. (1997). *Cartographie géomorphologique dans le vallon de l'Aubonne. Comparaison de six systèmes de légende*. (non publié)
- Reynard E. (1999). Gestion patrimoniale et intégrée des ressources en eau dans les stations touristiques de montagne. Les cas de Crans-Montana et Nendaz (Valais). Thèse, *Travaux et Recherches* **17**, 2 vol.
- Reynard E., Fontana G., Kozlik L., Scapozza C. (2007). A method for assessing "scientific" and "additional values" of geomorphosites. *Geographica Helvetica* **62/3**, 148-158
- Reynard E., Holzmann C., Lambiel C., Phillips M. (2005). *Légende géomorphologique de l'IGUL et Guide pratique pour le levé de cartes géomorphologiques*. Institut de Géographie, Université de Lausanne, 33 p.
- Reynard E., Schoeneich P. (1995). Introduction aux méthodes en géographie physique. *Matériaux pour les cours et séminaires* **29**. Institut de Géographie, Université de Lausanne, 162 p.
- Reynard, E., Thorens, A. et Mauch, C. (2001). Développement historique des régimes institutionnels de l'eau en Suisse entre 1870 et 2000. In P. Knoepfel, I. Kissling-Näf et F. Varone (eds.) : *Institutionelle Regime für natürliche Ressourcen: Boden, Wasser und Wald im Vergleich*, Helbing & Lichtenhan, Basel, pp. 101-139.
- Reynolds Geosciences (2003). *Guidelines for geomorphological mapping in glacial hazard and risk assessment*. Disponible sur le site <http://www.geologyuk.com>
- Rickenmann D. (1995). Beurteilung von Murgängen. *Schweizer Ingenieur and Architekt* **48**, 1104-1108.
- Rickenmann D. (1997). Sediment transport in Swiss Torrents. *Earth surf. process. and landforms* **22**, 937-951.
- Rickenmann D. (1999). Empirical Relationships for Debris Flows. *Natural Hazards* **19**, 47-77.
- Rickenmann D. (2001). *Methoden zur Gefahrenbeurteilung von Murgängen*, Projet CADANAV, Etablissement d'une méthodologie de mise en oeuvre des cartes de dangers naturels du canton de Vaud. Deuxième rapport intermédiaire, EPFL.
- Robustelli G., Lucà F., Corbi F., Fubelli G., Scarciglia F., Dramis F. (2009). Geomorphological Map of the Ionian Area between the Trionto and Colognati River Catchments (Calabria, Italy). *Journal of Maps* **v2009**, 94-102.
- Rogers R.D., Schumm S.A. (1991). The effect of sparse vegetative cover on erosion and sediment yield. *J. Hydrol.* **123**, 19-24.
- Romang H., Zappa M., Hilker N., Gerber M., Dufour F., Frede V., Béro D., Oplatka M., Hegg C., Rhyner J. (2010). IFKIS-Hydro: an early warning and information system for floods and debris flows. *Nat Hazards* **DOI 10.1007/s11069-010-9507-8**.
- Rose J., Smith M.J. (2008). Glacial geomorphological maps of the Glasgow region, western central Scotland. *Journal of Maps* **v2008**, 399-416.
- Rosser N.J., Petley D.N., Lim M., Dunning S.A., Allison R.J. (2005). Terrestrial laser scanning for monitoring the process of hard rock coastal cliff erosion. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* **38**, 363-375.
- Rouiller J.-D., Béro D. (2001). *CONSECRU – Concept de protection contre les crues*. Rapport final. Crealp, Sion.
- Rouiller J.-D., Marro C. (1997). Application de la méthodologie « MATTEROCK » à l'évaluation du danger lié aux falaises. *Eclogae geol. Helv.* **90**, 393-399.
- Rubensdotter L. (2002). Detailed Geomorphological survey of a small mountain drainage area, Abisko, Northern Swedish Lapland. *Geografiska Annaler* **84**, 267-273
- Sahlin E.A.U., Glasser N.F. (2008). A geomorphological map of Cadair Idris, Wales. *Journal of Maps* **v2008**, 299-314.

- Salomé, A.I., van Dorsser, H.J., Rieff, Ph. L. (1982). A comparison of geomorphological mapping systems. *ITC Journal* **1982/3**, 272–274.
- Sanchez M.J. (2002). Slope deposits in the Upper Nalón River Basin (NW Spain): an approach to a quantitative comparison. *Geomorphology* **43**, 165-178.
- Sandri A. (1987). *Gangbachgebiet. Geomorphologische Karte 1: 10'000*. In Folgen der Waldschäden auf die Gebirgsgewässer in der Schweiz – Workshop 1987. VAW Zürich et EAFV Birmensdorf.
- Sartori M., Ornstein P., Metraux C., Kuehni A. (2006). Du levé géologique à la cartographie numérique. *Géomatique Expert* **49**, 38-41.
- Sass O. (2006). Geophysical investigations of a relict talus slope in the Bavarian Alps, Germany. *Z. Geomorph. N.F.* **58/4**, 447-463.
- Scheebeli M., Latersner M., Amman W. (1997). Destructive snow avalanches and climate change in the Swiss Alps. *Eclogae geol. Helv.* **90**, 415-420.
- Schlunegger F., Badoux A., McArdeell B.W., Gwerder C., Schnydrig D., Rieke-Zapp D., Molnar P. (2009). Limits of sediment transfer in an alpine debris-flow catchment, Illgraben, Switzerland. *Quaternary Science Reviews* **28**, 1097-1105.
- Schmid O. (2003). Wildbach Bruchji, geologisch-geotechnischer Bericht, Brig Glis, 13 p. (non publié)
- Schmidt K.-H., Morche D. (2006). Sediment output and effective discharge in two small high mountain catchments in the Bavarian Alps, Germany. *Geomorphology* **80**, 131-145.
- Schneebeli M., Latersner M., Amman W. (1997). Destructive snow avalanches and climate change in the Swiss Alps. *Eclogae geol. Helv.* **90**, 457-461.
- Schneevoigt N.J., Van Der Linden S., Thamm H.-P., Schrott L. (2008). Detecting Alpine landforms from remotely sensed imagery. A pilot study in the Bavarian Alps. *Geomorphology* **93**, 104-109.
- Schoeneich P. (1993a). Comparaison des systèmes de légendes français, allemand et suisse - principes de la légende IGUL. In P. Schoeneich et E. Reynard (eds.) : Cartographie géomorphologique, cartographie des risques. Actes de la Réunion annuelle de la Société Suisse de Géomorphologie, 19-21 juin 1992 aux Diablerets et à Randa. *Travaux et Recherches* **9**, Institut de Géographie, Université de Lausanne, pp. 15-24.
- Schoeneich P. (1993b). Cartographie géomorphologique en Suisse. Une bibliographie commentée et des propositions. In P. Schoeneich P. et E. Reynard (eds.) : Cartographie géomorphologique, cartographie des risques. Actes de la Réunion annuelle de la Société Suisse de Géomorphologie, 19-21 juin 1992 aux Diablerets et à Randa. *Travaux et Recherches* **9**, Institut de Géographie, Université de Lausanne, pp. 1-13.
- Schoeneich P. (1998). *Le retrait glaciaire dans les vallées des Ormonts, de l'Hongrin et de l'Étiaz (Préalpes vaudoises)*, Thèse, Université de Lausanne, 483 p.
- Schoeneich P. (2002). Quaternaire, *Matériaux pour les cours et séminaires* **31**, Institut de Géographie, Université de Lausanne.
- Schoeneich P., Reynard E., Pierrhumbert G. (1998). Geomorphological mapping in the Swiss Alps and Prealps. *Wiener Schriften zur Geographie und Kartographie* **11**, 145–153.
- Schrott L., Adams T. (2002). Quantifying sediment storage and Holocene denudation. *Z. Geomorph. N.F.* **128**, 129-145.
- Schrott L., Hufschmidt G., Hankammer M., Hoffmann T., Dikau R. (2003). Spatial distribution of sediment storage types and quantification of valley fill deposits in an alpine basin, Reintal, Bavarian Alps, Germany. In *Geomorphology* **55**, 45 – 63.

- Schrott L., Niederheide A., Hankammer M., Hufschmidt G., Dikau R. (2002). Sediment storage in a mountain catchment: geomorphic coupling and temporal variability (Reintal, Bavarian Alps, Germany). *Z. Geomorph. N.F.* **127**, 175-196.
- Schrott L., Sass O. (2008). Application of field geophysics in geomorphology : Advances and limitations exemplified by case studies. *Geomorphology* **93**, 55-73.
- Schuerch P., Densmore A.L., McArdeell B.W., Molnar P. (2006). The influence of landsliding on sediment supply and channel change in a steep mountain catchment. *Geomorphology* **78**, 222-235.
- Schulz W.H. (2007). Landslide susceptibility revealed by LIDAR imagery and historical records, Seattle, Washington. *Engineering Geology* **89**, 67-87.
- Schumm S.A. (1956). Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Geological Society of American Bulletin* **67**, 597-646.
- Schwab M., Rieke-Zapp D., Schneider H., Liniger M., Schlunegger F. (2008). Landsliding and sediment flux in the Central Swiss Alps : A photogrammetric study of the Schimbrig landslide, Entlebuch. *Geomorphology* **97**, 392-406.
- Schweingruber F.H. (1988). *Tree rings. Basics and applications of dendrochronology*. Kluwer, Academic press, Dordrecht, Boston, London.
- Schweingruber F.H. (1996). *Tree rings and environment*. Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research, Birmensdorf.
- Schwer P., Rickenmann D., Hegg C. (2000). Beobachtungen zum Einzelkornttransport in Wildbächen. In C. Hegg et D. Vonder Mühl (eds.) : *Beiträge zur Geomorphologie*. Proceedings der Fachtagung des Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft vom 8.-10 Juli 1999 in Bramois. Birmensdorf, Eidgenössische Forschungsanstalt WSL, 65-75.
- Seijmonsbergen A.C., De Graaf L.W.S. (2006). Geomorphological mapping and geophysical profiling for the evaluation of natural hazards in an alpine catchment. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **6**, 185-193.
- Seijmonsbergen A.C., De Graaf L.W.S. (2006). Geomorphological mapping and geophysical profiling for the evaluation of natural hazards in an alpine catchment. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **6**, 185-193.
- Serrano E., Gonzalez-Trueba J.J. (2005). Assessment of geomorphosites in natural protected areas: the Picos de Europa National Park (Spain). *Geomorphologie: relief, processus, environnement* **3/2005**, 197-208.
- SHGN (1994). La crue de 1993 en Valais et au Tessin. Mesures effectuées et premières conclusions. *Communications du Service hydrologique et géologique national* **19a**, Berne, 82 p.
- Siché I., Forte E., Prizzon A., Arnaud-Fassetta G., Fort M. (2004). Cartographie hydrogéomorphologique et paléochenaux fluviaux en milieux profondément modifiés par les sociétés. L'exemple du port fluvial antique d'Aquilée dans la plaine du Frioul (Italie septentrionale, Adriatique). *Mosella* **XXIX 3/4**, 247-259.
- SIPC (Stratégie Internationale pour la Prévention des Catastrophes), ONU (Organisation des Nations Unies), OMM (Organisation météorologique mondiale) (2004). L'eau et les catastrophes. Etre informé et préparé. *OMM* **971**, 34 p.
- Sitar N., (1994). Initiation of rainfall-induced debris flows. In Sociedad Ecuatoriana de mecanica de suelos y rocas (editor): *First Panamerican symposium on landslides*, Gayaquil, 23-35.
- Slaymaker O. (1991). Mountain geomorphology: a theoretical framework for measurement programs. *Catena* **18**, 427-437.
- Smith M.J., Rose J., Booth S. (2006). Geomorphological mapping of glacial landforms from remotely sensed data: an evaluation of the principal data sources and an assessment of their quality. *Geomorphology* **76**, 148-165.

- So C.L., Lam K.C. (1993). Geomorphology in Hong Kong. In J.H. Walker and W.E. Grabau (eds.): *The Evolution of Geomorphology. A Nation-by-Nation Summary of Development*. John Wiley & Sons, pp. 181-188.
- Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K.B., Tignor M., Miller H.L. (eds.) (2007). *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, USA, 996 p.
- Spagnolo M., Clark C.D. (2009). A geomorphological overview of glacial landforms on the Icelandic continental shelf. *Journal of Maps* **v2009**, 37-52.
- Stäblein G. (1980). Die Konzeption der Geomorphologischen Karten GMK 25 und GMK 100 im DFG-Schwerpunktprogramm. In Barsch and Liedtke (eds.) : *Methoden und Anwendbarkeit geomorphologischer Detailkarten. Berliner Geographische Abhandlungen* **31**, 13-30.
- Staley D.M., Wasklewicz A.T., Balszczynski S.J. (2006). Superficial patterns of debris flow deposition on alluvial fans in Death Valley, CA using airborne laser swath mapping data. *Geomorphology* **74**, 152-163.
- Stäubli S., Martin S., Reynard E. (2008). Historical mapping for landscape reconstruction: examples from the Canton of Valais (Switzerland). In L. Hurni and K. Kriz (eds) : *Proceedings 6th ICA workshop – Mountain Mapping and Visualisation*, La Lenk, 11-15 février 2008, pp. 211-217.
- Steck A. (1966). *Petrographische und tektonische Untersuchungen am Zentralen Aaregranit und seinen altkristallinen Hüllgesteinen im westlichen Aarmassiv im Gebiet Belalp-Grisighorn*. Matériaux pour la Carte Géologique de la Suisse, Commission Géologique Suisse, Berne, 99 p.
- Steck A. (1984). Geologie der Aletschregion (VS). *Bulletin de géologie Lausanne* **276**, 135-154.
- Steck A., Epard J.-L., Marchant R. (1999a). Carte tectonique des Alpes de Suisse occidentale et des régions avoisinantes 1:100 000. Feuille: 42 Oberwallis. Carte géologique spéciale n°123-NE, Service hydrologique et géologique national, Berne.
- Steck A., Alliman M., Epard J.-L., Escher A., Lempicka Münch A., Marthaler M., Masson H., Mosar J., Sartori M., Spring L. (1999b). *Carte tectonique des Alpes de Suisse occidentale et des régions avoisinantes 1:100 000. Feuille: 41 Col du Pillon. Carte géologique spéciale n°123-NW*, Service hydrologique et géologique national, Berne.
- Steck A., Alliman M., Dal Piaz G.V., Epard J.-L., Escher A., Gouffon Y., Martinotti G., Masson H., Sartori M. (1999c). Carte tectonique des Alpes de Suisse occidentale et des régions avoisinantes 1:100 000. Feuille: 46 Val de Bagnes. Carte géologique spéciale n°123-NW, Service hydrologique et géologique national, Berne.
- Steck A., Epard J.-L., Escher A., Gouffon Y., Masson H. (2001). *Carte tectonique des Alpes de Suisse occidentale et des régions avoisinantes 1:100 000. Carte géologique spéciale n°123*. Notice explicative. Service hydrologique et géologique national, Berne.
- Sterling S., Slaymaker O. (2007). Lithologic control of debris torrent occurrence. *Geomorphology* **86**, 307-319.
- Stoffel M. (2006). A Review of Studies Dealing with Tree Rings and Rockfall activity: The Role of Dendrogeomorphology in Natural Hazard Research. *Natural Hazards* **39**, 51-70.
- Stoffel M. (2008). Dating past geomorphic processes with tangential rows of traumatic resin ducts, *Dendrochronologia* **26 (1)**, 53-60.
- Stoffel M., Beniston M. (2006). On the incidence of debris flows from the early Little Ice Age to a future greenhouse climate: A case study from the Swiss Alps. *Geophys.Res. Lett.* **33**, L16404.
- Stoffel M., Bollschweiler M., Leutwiler M., Aeby P. (2008). Tree-ring reconstruction of debris-flow events leading to overbank sedimentation on the Illgraben cone (Valais Alps, Switzerland). *The Open Geology Journal* **2**, 18-29.

- Stoffel M., Lièvre I., Conus, D., Grichting M.A., Raetzo H., Gaertner H.W. Monbaron M. (2005). 400 years of debris flow activity and triggering weather conditions: Ritigraben VS, Switzerland. *Arctic, Antarctic and Alpine Research* **37 (3)**, 387–395.
- Stokes C.R., Clark C.D. Lian O.B., Tulaczyk S. (2006). Geomorphological Map of Ribbed Moraines on the Dubawnt Lake Palaeo-Ice Stream Bed: A Signature of Ice Stream Shut-down. *Journal of Maps* **v2006**, 1-9.
- St-Onge D. (1964). Geomorphological map legends, their problems and their value in optimum land utilization. *Geographical Bulletin* **22**, 5-12.
- Storrar R., Stokes C.R. (2007). A Glacial Geomorphological Map of Victoria Island, Canadian Arctic. *Journal of Maps* **v2007**, 191-210.
- Strömquist L. (1985). Geomorphic impact of snowmelt on slope erosion and sediment production. *Z. Geomorph. N.F.* **29/2**, 129-138
- Stuber A. (1989) *La région de la Gemmi : géomorphologie, histoire et dynamique glaciaire*. Mémoire de licence, Université de Lausanne (non publié).
- Stuber A. (1993). La géomorphologie dans les domaines de la protection de la nature et du paysage. Exemples **d'applications cartographiques**. In P. Schoeneich et E. Reynard (eds.) : *Cartographie géomorphologique, cartographie des risques*. Actes de la Réunion annuelle de la Société Suisse de Géomorphologie, 19-21 juin 1992 aux Diablerets et à Randa. *Travaux et Recherches* **9**, Institut de Géographie, Université de Lausanne, 45-51.
- Summermatter N. (2002) *La Combe de l'A : une plage de 240 millions d'années au milieu de nos montagnes !* Mémoire de licence, Université de Lausanne, 168 p. (non publié).
- SWISSTOPO (2007). Géodonnées. *Geodata-news* **14**, 1-5.
- Szymczak S., Bollschweiler M., Stoffel M. (2009). Debris-flow activity and snow avalanches in a steep watershed of the Valais Alps (Switzerland): Dendrogeomorphic event reconstruction and identification of triggers. *Geomorphology*, doi: 10.1016/j.geomorph.2009.10.012.
- Takei A., (1984). Interdependance of sediment budget between individual torrents and riverstream, INTERPRAEVENT. VHB, Villach, pp. 35-48.
- Tang C., Zhu J., Li W.L., Liang J.T. (2009). Rainfall-triggered debris flows following the Wenchuan earthquake. *Bull. Eng. Geol. Environn.* **68**, 187-194.
- Taylor M.P., Kesterton R.G.H. (2002). Heavy metal contamination of an arid river environment: Gruben River, Namibia. *Geomorphology* **42**, 311-327.
- Tenthorey G., Gerber E. (1993). Gestion des formes du relief : un prototype **d'inventaire géomorphologique**. In P. Schoeneich et E. Reynard (eds.) : *Cartographie géomorphologique, cartographie des risques*. Actes de la Réunion annuelle de la Société Suisse de Géomorphologie, 19-21 juin 1992 aux Diablerets et à Randa. *Travaux et Recherches* **9**, Institut de Géographie, Université de Lausanne, 53-58.
- Teyssseire & Candolfi Ingenieurbüro AG, GEO7 (2002). *Schutzkonzept Meretschi*. Technischer Bericht, 21 p. (non publié).
- Teyssseire & Candolfi Ingenieurbüro AG (T&C) (2003). *Bruchji / Ereignis Juli 2001. Prozessanalyse*. Bericht Nr. 1762 - 1. Kanton Wallis, Gemeinde Naters, 17 p. (non publié)
- Teyssseire & Candolfi Ingenieurbüro AG (2006). *Auflageprojekt Schutzkonzept Bruchji*. Technischer Bericht Nr. 1762a - 8b. Kanton Wallis, Gemeinde Naters, 27 p. (non publié)
- Teyssseire & Candolfi Ingenieurbüro AG (2009). *Optimisation de l'aménagement des zones de rétention de laves torrentielles à partir de l'exemple du Bruchji*. Travail de diplôme MAS (F. Heinzmann), EPFL et ETHZ, 60 p. (non publié)

- Theiler D. (2003). *Revitalisation et assainissement des cours d'eau en Valais. Etude préliminaire dans les bassins versants des trois Dranses*. Mémoire de licence, Université de Lausanne, 222 p.
- Theiler D., Reynard E. (2008a). Assessing sediment dynamics from geomorphological maps : Bruchi torrential system, Swiss Alps., *Journal of maps* **v2008**, 277-289.
- Theiler D., Reynard E. (2008b). Mapping sediment transfer processes using GIS applications. In L. Hurni and K. Kriz (eds) : *Proceedings 6th ICA workshop – Mountain Mapping and Visualisation*, La Lenk, 11-15 février 2008, pp. 227-234.
- Theiler D., Reynard E. (2009). Assessing sediment dynamics in small alpine watersheds: Linking short-term processes study to dynamic geomorphological mapping. *Geophysical Research Abstracts* **11**, EGU2009-0.
- Theiler D., Reynard E., Bardou E. (2007). From geomorphological mapping to risk assessment: A project of integrated GIS application in the Western Swiss Alps. In D. Petrovic (ed.): *Proceedings of the 5<sup>th</sup> Mountain Cartography Workshop, Bohinj (Slovénie), 29<sup>th</sup> March – 1<sup>st</sup> April 2006*, pp. 236-241.
- Theiler D., Reynard E., Lambiel C., Bardou E. (2010). The contribution of geomorphological mapping to sediment transfer evaluation in small alpine catchments. *Geomorphology* **doi:10.016/j.geomorph.2010.03.006**.
- Thomi L. (2005). *La gestion de l'aménagement des cours d'eau dans les cantons suisses de Glaris, de Berne et du Valais*. *Geogr. Helv.* **60/1**, 35-43.
- Thomi L. (2010). *Gestion sociopolitique et connaissances des risques hydrologiques : transformations et interdépendances*, Thèse de doctorat, Université de Lausanne.
- Thompson C., Rhodes E., Croke J. (2007). The storage of bed material in mountain stream channels as assessed using Optically Stimulated Luminescence dating. *Geomorphology* **83**, 307-321.
- Travalletti J., Oppikofer T., Delacourt C., Malet J.-P., Jaboyedoff M. (2008). Monitoring landslide displacements during a controlled rain. Experiment using a long-range terrestrial laser scanning (TLS). *The International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* **38**, 309-319.
- Tricart J. (1952). *La Géomorphologie et la notion d'échelle*. *Revue de Géomorphologie Dynamique* **3**, 213-218.
- Tricart J. (1955). Quelques problèmes posés par des cartes géomorphologiques. *Revue Polonaise de Géographie* **Tome XXVII-2**, 285-288.
- Tricart J. (1961). Notice explicative de la carte géomorphologique du delta du Sénégal. *Mém. BRGM* **8**, 19-37.
- Tricart J. (1963). Cartes géomorphologiques et géomorphologie appliquée. *L'expérience du centre de géographie appliquée*. *Geographical Studies* **46**, 113-120.
- Tricart J. (1965). *Principes et méthodes de la géomorphologie*. Masson et Cie, Paris, 496 p.
- Tricart J. (1968). Problèmes de coordination internationale de la cartographie géomorphologique. Le rôle de la Sous-Commission des Cartes **Géomorphologiques de l'UGI**. *Prezglad Geograiczny* **XL/2**, 255-262.
- Tricart J. (1971) Les études géomorphologiques pour la conservation des terres et des eaux. *Options Méditerranéennes* **9**, 94-99.
- Tricart J. (1972). *Normes pour l'établissement de la carte géomorphologique détaillée de la France: classification codée, critères d'identification et légende pratique (1/20'000, 1/25'000, 1/50'000)*. *Edition du CNRS* **12**, 37-105.
- Tricart J., Le Bourdieu F., Ottmann L. (1963). Présentation de quelques essais de cartes géomorphologiques détaillées réalisées au centre de géographie appliquée. *Géomorphologie dynamique* **14**, 21-33.
- Tricart, J., (1972). *Normes pour l'établissement de la carte géomorphologique détaillée de la France: classification codée, critères d'identification et légende pratique (1/20'000, 1/25,000, 1/50,000)*. *CNRS* **12**, pp. 37-105.

- Tropeano D., Turconi L. (2003). Geomorphic classification of alpine catchments for debris-flow hazard reduction. In D. Rickenmann et C.-L. Chen (eds.): *Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment*. Millpress, pp. 1221-1232.
- Tucker G.E., Catani F., Rinaldo A., Bras R.L. (2001). Statistical analysis of drainage density from digital terrain data. *Geomorphology* **36**, 187-202.
- UNESCO (2008). L'eau et les catastrophes naturelles à l'occasion de la Journée internationale de la prévention des catastrophes naturelles. *Bulletin bimensuel du Portail de l'EAU de l'UNESCO* **209**. Consultable à l'adresse [http://www.unesco.org/water/news/newsletter/index\\_fr.shtml](http://www.unesco.org/water/news/newsletter/index_fr.shtml)
- Vallet J. (2008). High precision LiDAR Mapping for Complex Mountain Topography. In L. Hurni and K. Kriz (eds) : *Proceedings 6th ICA workshop – Mountain Mapping and Visualisation*, La Lenk, 11-15 février 2008, pp. 249-254.
- Van Asselen S., Seijmonsbergen A.C. (2006). Expert-driven semi-automated geomorphological mapping for a mountainous area using a laser DTM. *Geomorphology* **78**, 309-320.
- Van Den Eeckhaut M., Van Walleghem T., Poesen J., Govers G., Verstraeten G., Vandekerckhove L. (2006). Prediction of landslide susceptibility using rare events logistic regression: A case-study in the Flemish Ardennes (Belgium). *Geomorphology* **76**, 392-410.
- Van Noord H. (1993). A geomorphological mapping system at scale **1: 10'000 and its application possibilities**. In M. Panizza, M. Soldati et D. Barani (eds): *Proceedings of the first European Intensive Course on applied geomorphology*, Modena-Cortina d'Ampezzo, 24th June – 3rd July 1992, pp. 31-42.
- Van Westen C.J., Getahun F.L. (2003). Analyzing the evolution of the Tessina landslide using aerial photographs and digital elevation models. *Geomorphology* **54**, 77-89.
- Van Westen C.J., Rengers N., Soeters R. (2003). Use of Geomorphological Information in Indirect Landslide Susceptibility Assessment. *Nat. Hazards* **30**, 399-419.
- Van Westen C.J., Soeters R., Sijmons K. (2000). Digital geomorphological landslide hazard mapping of the Alpaço area, Italy. *JAG* **2/1**, 51-60.
- Van Zuidam R.A. (1982). Considerations on systematic medium-scale geomorphological mapping. *Z. Geomorph. N.F.* **26/4**, 473-480.
- Vandenbergh J., Vanacker V. (2008). Towards a system approach in the study of river catchments. *Geomorphology* **98**, 173-175.
- Varnes D.J. (1978). Slope movement types and processes. In: R.L.S.R.J. Krizek (Ed.): *Landslides : analysis and control*, special report 29. Transportation Research Board, Washington.
- Ventura G., Vilardo G., Bronzino G., Gabriele G., Napi R., Terranova C. (2005). Geomorphological map of the Somma-Vesuvius volcanic complex. *Journal of Maps* **v2005**, 30-37.
- Vergier M.F. (1968). Statique, cinématique et dynamique en cartographie géomorphologique. *Bull. De l'Assoc. de Géographes Français* **vol. 359-60**, pp. 12-21.
- Verstappen H.T., van Zuidam, R.A. (1968). *ITC textbook of Photo-Interpretation, VII:2—ITC system of geomorphological survey*. ITC, Delft, The Netherlands.
- Veyrat-Charvillon S. (2005). *Elaboration d'une méthode de prediction du volume maximal d'une lave torrentielle, Topographie de terrain et Stéréophotogrammétrie sur photographies aériennes d'archives. Torrents du Manival, du Merdarêt et des Arches (Alpes-du-Nord, Isère, France)*. Thèse, Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand 2.
- Veyrat-Charvillon S., Mémier M. (2006). Stereophotogrammetry of archive data and topographic approaches to debris-flow torrent measurements: calculation of channel-sediment states and a partial sediment budget for Manival torrent (Isère, France). *Earth Surf. Process. Landforms* **31**, 201-219.

- Viera Cepero F.D.L.C. (2003). *Geomorphology and natural hazards of the Samala River Basin, Guatemala*, PhD Thesis, ITC (International Institute for Geo-Information science and earth observation), The Netherlands.
- Vilardo G., Ventura G. (2008). Geomorphological map of the 1944 Vesuvius lava flow (Italy). *Journal of Maps* **v2008**, 225-234.
- Vischer D.L. (2003). *Histoire de la protection contre les crues en Suisse. Rapports de l'OFEG, Série Eaux* **5**, 208 p.
- Vitek J.D., Giardino J.R., Fitzgerald J.W. (1996). Mapping geomorphology : A journey from paper maps, through computer mapping to GIS and Virtual Reality. *Geomorphology* **16**, 233-249.
- Vogt J.V., Colombo R., Bertolo F. (2003). Deriving drainage networks and catchment boundaries: a new methodology combining digital elevation data and environmental characteristics. *Geomorphology* **53**, 281-298.
- Vonder Mühl D., Roer I., Delaloye R., Frei C., Gruber S., Haeberli W., Hoelzle M., Phillips M. (2007). Permafrost Monitoring Switzerland (PERMOS). Le permafrost dans les Alpes suisses en 2004/2005 et 2005/2006. *Les Alpes* **9**, 26-33.
- Warburton J. (2006). Mountain Environments. In C. Perry and K. Taylor (eds.): *Environmental Sedimentology*. Oxford, Blackwell, 32-74.
- Warburton J. (2007). Sediment budgets and rates of sediment transfer across cold environments in Europe : a commentary. *Geogr. Ann.* **89 A (1)**, 95-100.
- Werren G. (2007). *La géomorphologie face aux activités touristiques sur le plateau structural de Bucegi, Roumaine*, Mémoire de licence, Université de Lausanne, 110 p. (non publié).
- Wichmann V., Heckmann T., Haas F., Becht M. (2009). A new modelling approach to delineate the spatial extent of alpine sediment cascades. *Geomorphology* **111**, 70-78.
- Yao X., Tham L.G., Dai F.C. (2008). Landslide susceptibility mapping based on Support Vector Machine: A case study on natural slopes of Hong Kong, China. *Geomorphology* **101**, 572-58.
- Zahnd M., Brethaut D. (2006). *Etude quantitative de l'alluvionnement de la retenue de Sénin (Valais, Suisse) et de l'érosion de son bassin versant et étude de l'instabilité d'un secteur de falaise en rive est du lac de Sénin à l'aide de la méthode Matterock*. Travail de diplôme, Université de Genève, 133 p. (non publié).
- Zaugg Stern M. (2006). De la décision d'expert au dialogue sur les risques. *Eawag News* **61**, 12-14.
- Zeller J. (1985). Feststoffmessung in kleinen Gebirgseinzugsgebieten. *Wasser, Energie, Luft* **77(7/8)**, 246-251.
- Zimmermann M. (1989). Geschiebeaufkommen und Geschiebemanagement. Grundlagen zur Abschätzung des Geschiebehaushaltes im Emmental, Thèse, Universität Bern, Bern.
- Zimmermann M. (1990). Debris flows 1987 in Switzerland: geomorphological and meteorological aspects. Hydrology in Mountainous Regions. I - Artificial Reservoirs; Water and Slopes. Proceedings of the two Lausanne Symposia, August 1990. *IAHS Publ.* **194**, 387-393.
- Zimmermann M. (2000). *Geomorphologische Analyse des Illgraben*, GEO 7, Berne.
- Zimmermann M., Mani P. et Romang H. (1997a). Magnitude-frequency aspects of alpine debris flows. *Eclogae geol. Helv.* **90**, 415-420.
- Zimmermann M., Mani P., Gamma P., Gsteiger P., Hunziker G., Heiniger O. (1997b). *Beurteilung der Murganggefährdung mit Hilfe eines Geographischen Informationssystemes. Analyse der räumlichen Entwicklung infolge von Klimaänderungen*. Schlussbericht NFP 31 Projekt 4031-33253.
- Zryd A. (2001), *Les Glaciers*, Editions Pillet, Saint-Maurice, 325 p.

Annexes aux chapitres 5, 6 et 10

Dénomination	Caractéristiques et exemples	Conséquences pour les laves torrentielles
Formations rocheuses cohérentes	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Peu de fractures : un seul plan de fracturation ou un plan de stratification avec puissance de bancs importante.</li> <li>• Roches sédimentaires (calcaires massifs (type urgonien), grès, molasse), granitiques (gneiss), roches volcaniques (diorites, roches vertes)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Fournissent des éboulis à gros blocs ou des écroulements (barrages naturels intéressants pour bloquer les laves).</li> <li>• <b>Prédominance d'éléments</b> à granulométrie élevée</li> </ul>
Formations rocheuses fracturées	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Plans de stratification et une ou plusieurs familles de fractures</li> <li>• Puissance des bancs peu importante (inférieures au mètre)</li> <li>• Deux ou plus de familles de fractures pour les roches non sédimentaires avec une maille inférieure au mètre. Exemple : les mêmes que précédemment mais fractures : dolomies, quartzites ; calcaire marneux ; calcschistes et schistes ; conglomérats, brèches</li> </ul>	Fournissent des éboulis à éléments dont le diamètre prédominant est inférieur à un décimètre cube
Formations rocheuses peu cohérentes	<ul style="list-style-type: none"> <li>• En général formées par une alternance de niveaux de compétences différentes, anisotrope importante : marnes (terre noire), schistes et grès (zone houillère), schistes argileux (Lias)</li> </ul>	<b>La fraction argileuse joue le rôle d'un maillon faible. Teneur en argile importante qui permet de passer rapidement de l'état plastique à l'état liquide quand la teneur en eau augmente</b>
Formations meubles cohérentes	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Formations superficielles (Quaternaire) non ou très peu remaniées. Faciès argileux bien représentés, <b>généralement issus de l'altération des formations en place</b> : moraines, alluvions fluvio-glaciaires, éboulis, <b>colluvions, produits d'altération</b> : arène granitique, gore, altération des marnes</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Cohésion moins importante (formation de transport), éléments fins prédominants, facilement mobilisable (ravinement, glissement...)</li> <li>• <b>Infiltrations possibles et circulation d'eau anarchiques. Risques de pressions interstitielles importantes favorisant les décrochements ; risque de décollement au niveau du substratum (influence de l'orientation des structures)</b></li> </ul>
Formations meubles peu cohérentes	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Toute formation ayant subi un mouvement gravitaire (écroulement, glissement, solifluxion, tassement, affaissement, fauchage, dépôt de coulées...) - y compris les mouvements anciens (environ 10 000 BP) et actuels – <b>ou résultant d'un processus de vieillissement des versants.</b></li> <li>• Faciès argileux très fréquents. Milieux fissurés, sans cohésion</li> </ul>	Déjà en mouvement. Avec comme moteur principal de ces mouvements : <b>l'eau, donc très facilement mobilisable</b>
Formations de roches solubles	Gypse essentiellement	Fluage → écroulements, glissements. Influence sur la morphologie du lit : enfoncement et même disparition. Déstabilisation des berges Influence sur la durée de vie des ouvrages et sur le choix de leur implantation

Nom	Formule	Remarques														
<b>Méthodes globales (conceptuelles et empiriques)</b>																
Zeller (1976)	$V_{moy} / A_d = C_2 * 755.1 * A_d^{-0.218}$	<ul style="list-style-type: none"> <li>Formule utilisée en ingénierie dans le canton d'Uri fournissant des indications sur la fréquence. Pour 1 ha &lt; A<sub>d</sub> &lt; 10 000 km<sup>2</sup> et 2 &lt; C<sub>2</sub> &lt; 50 mais 6 &lt; C<sub>2</sub> &lt; 20 pour un événement centennal</li> <li>V<sub>moy</sub> : volume moyen annuel ; C<sub>2</sub> : paramètre dépendant de la fréquence</li> </ul>														
Takei (1984)	$V_{ev} = C_1 * 13'600 * A_d^{0.061}$	<ul style="list-style-type: none"> <li>Formule calée initialement sur des valeurs moyennes puis validée sur 551 torrents, permettant d'estimer des volumes de faible fréquence à l'aide du facteur correctif c<sub>1</sub>.</li> </ul>														
Kronfellner-Kraus (1985)	$V_{ev} = K_t * A * J_t$	<ul style="list-style-type: none"> <li>Formule autrichienne très influencée par la surface, où le facteur de torrentialité K<sub>t</sub> exprime l'intensité des processus érosifs sur l'ensemble du bassin versant et le potentiel d'apports en matériaux, qui se base sur un large échantillon de crues torrentielles comprenant également du transport par charriage de fond. Validée sur 1'420 torrents.</li> <li>K<sub>t</sub> = 1750 / e<sup>0.018*A</sup> en Valais, pour les zones incluses dans la super-nappe du Grand-St-Bernard</li> <li>K<sub>t</sub> = 1150 / e<sup>0.014*A</sup> en Valais, pour les nappes helvétiques et les Préalpes du Chablais</li> <li>K<sub>t</sub> = 550 / e<sup>0.008*A</sup> pour les mêmes zones que les classes précédentes mais pour des bassins dont le potentiel de production de sédiments est plus faible.</li> </ul>														
D'Agostino (1996)	$V_{ev} = 45 * I_g * A^{0.9} * J_t^{1.5}$	<ul style="list-style-type: none"> <li>Très influencée par la surface et il est difficile de chiffrer la géologie pour différencier des bassins versants d'une même zone (Bardou, 2002). La méthode semble surestimer les volumes, de plus l'indice géologique est incalculable sur certaines lithologies (Brochot et al. 2002).</li> <li>Les deux formules, validées sur 62 torrents, permettent d'estimer des volumes transportés par des laves torrentielles, des écoulements hyperconcentrés et du charriage</li> <li>J<sub>t</sub> : pente du bief de transport et d'érosion / du torrent [%]</li> </ul> <table border="1"> <thead> <tr> <th>I<sub>g</sub></th> <th>Types de substrat (ou potentiel d'érosion du plus faible)</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>0</td> <td>Roches porphyriques, granitiques, dioritiques</td> </tr> <tr> <td>1</td> <td>Roches calcaires massives (Urgonien), Molasse</td> </tr> <tr> <td>2</td> <td>Roches volcaniques dégradées, tufs basaltiques, brèches</td> </tr> <tr> <td>3</td> <td>Roches sédimentaires détritiques terrigènes (marnes etc.), certains flyschs</td> </tr> <tr> <td>4</td> <td>Roches métamorphiques : phyllites, schistes, gneiss, calcschistes, micaschistes</td> </tr> <tr> <td>5</td> <td>Couverture morainique, alluvions, éboulis, éboulements, terrains glissés/soliflués, coulées boueuses</td> </tr> </tbody> </table>	I <sub>g</sub>	Types de substrat (ou potentiel d'érosion du plus faible)	0	Roches porphyriques, granitiques, dioritiques	1	Roches calcaires massives (Urgonien), Molasse	2	Roches volcaniques dégradées, tufs basaltiques, brèches	3	Roches sédimentaires détritiques terrigènes (marnes etc.), certains flyschs	4	Roches métamorphiques : phyllites, schistes, gneiss, calcschistes, micaschistes	5	Couverture morainique, alluvions, éboulis, éboulements, terrains glissés/soliflués, coulées boueuses
I <sub>g</sub>	Types de substrat (ou potentiel d'érosion du plus faible)															
0	Roches porphyriques, granitiques, dioritiques															
1	Roches calcaires massives (Urgonien), Molasse															
2	Roches volcaniques dégradées, tufs basaltiques, brèches															
3	Roches sédimentaires détritiques terrigènes (marnes etc.), certains flyschs															
4	Roches métamorphiques : phyllites, schistes, gneiss, calcschistes, micaschistes															
5	Couverture morainique, alluvions, éboulis, éboulements, terrains glissés/soliflués, coulées boueuses															
D'Agostino et al. (1996)	$V_{ev} = 39 * A_d * I_c^{1.5} * IG * IT^{-0.3}$	<ul style="list-style-type: none"> <li>IT (indice de torrentialité) vaut 1 pour les laves torrentielles, 2 pour les écoulements hyperconcentrés et 3 pour le charriage. ; I<sub>c</sub> : indice dépendant de la géologie ; A<sub>d</sub> : superficie du bassin versant [km<sup>2</sup>]</li> </ul>														
Rickenmann (1995 et 1997)	$V_{ev} = (6.4 * S_f - 23) * L_{ero}$	<ul style="list-style-type: none"> <li>Formules calées sur des torrents suisses et italiens ayant débordé en 1987 mais elle semble surestimer pour les torrents des Alpes françaises. De plus, la pente du cône de déjection est difficile à obtenir car elle est dépendante du volume déposé par les laves torrentielles, de la viscosité du mélange et de la forme de la vallée dans laquelle le cône aboutit.</li> <li>Pour 7% &lt; S<sub>f</sub> &lt; 15%</li> <li>S<sub>f</sub> : pente du cône de déjection [%] ; L : longueur du chenal érodable [m]</li> </ul>														
Rickenmann et al. (1997)	$V_{ev} = (110 - 2.5 * S_f) * L_{ero}$	<ul style="list-style-type: none"> <li>Pour 15% &lt; S<sub>f</sub> &lt; 40%</li> </ul>														
Hampel (1980)	$V_{ev} = \frac{4.42 * A * P_{100} * \psi_0 * \left(1 - \frac{alt_{min}}{2300}\right) * (S_f - 1.23)^{2.63}}{S_f * R^L}$	<ul style="list-style-type: none"> <li>Développée à partir d'essais en laboratoire puis validée sur 118 torrents autrichiens, cette formule donne un volume extrême déposé mixte provenant de lave torrentielle et du charriage.</li> <li>Le nombre de paramètres à estimer complique le tout, d'autant plus que cette formule est adaptée uniquement pour des pluies de longue durée et non des sollicitations convectives.</li> <li>L : longueur d'écoulement des matériaux depuis la zone de déclenchement [km] ; ψ<sub>0</sub> : coefficient de réduction de la lame ruisselée due à l'infiltration [-] ; R : paramètre rendant compte de la formation de matières en</li> </ul>														

		suspension (MES), elle-même dépendante de la pente et de la roche (il vaut 0.8 pour les Alpes calcaires et 0.66 pour le reste des Alpes) ; $Alt_{min}$ : altitude de l'embouchure ; $S_f$ : pente du cône de déjection [%] ; $A$ : superficie du bassin versant [ $km^2$ ]
Bianco et al. (2001)	$V_{100} = 0.49 * A * I_{bv}^{1.6} * IGM$	<ul style="list-style-type: none"> <li>Formule conceptuelle s'inspirant de l'approche de D'Agostino s'appuyant sur la classification de Marie.</li> <li><math>(SNV+2)^{0.2}</math> valable pour <math>I_{bv} &lt; 200\%</math></li> <li>Brochot et al. (2002) propose un calcul différent de l'IGM.</li> </ul> <p><math>IGM</math> : indice géologique selon la classification de Marie ; <math>SNV</math> : surface non végétalisée [%] ; <math>I_{bv}</math> : dénivelé spécifique [%] ; <math>A</math> : superficie du bassin versant [<math>km^2</math>]</p>

**Estimation d'une plage de volume événementiel moyen et des valeurs extrêmes**

Franzi (2001)	$V_{moy} = 8.9588 * A^{0.7652}$	A partir de données provenant des Alpes européennes, Franzi développé la formule suivante à partir d'une représentation graphique sur un plan LogA/LogV (où A est la surface du bassin versant et V le volume déposé). $V_{moy}$ : volume moyen [ $1000 * m^3$ ] ; $A$ : superficie du bassin versant [ $km^2$ ]
Bardou (2002)	$\Delta V_{sup} = 83.8 + 275.7 * e^{\left(\frac{-A}{0.93}\right)} + 43.1 * (F - 0.2) * A + (2164.5 * F^2) - (156.2 * F) + 26.4$ $\Delta V_{inf} = 39.8 + 24.0 * e^{\left(\frac{-A}{5.8}\right)} + 3.8 * F * A + 53.4 * F$ <p><math>F</math> : fréquence cumulée des événements comprise entre 0 et 1. ; <math>A</math> : superficie du bassin versant [<math>km^2</math>]</p>	
	$V_{ev_{max}} = V_{ev} \left(1 + \left(\frac{\Delta V_{sup}}{100}\right)\right)$ $V_{ev_{min}} = V_{ev} \left(1 - \left(\frac{\Delta V_{inf}}{100}\right)\right)$	<ul style="list-style-type: none"> <li>F traduit la fraction d'événements sur 50 ans ayant atteint une amplitude donnée</li> <li>Plus cette fraction est grande, plus elle comporte des événements rares. Les équations ci-contre fournissent les volumes extrêmes pour un F donné.</li> </ul>

**Méthodes géomorphologiques**

Hungri et al. (1984)	$V_{ev} = \sum_i (L_i * e_i)$	<p>Cette méthode se base sur les surfaces de production pertinentes pour des bassins versants d'une superficie de 1 à 3 <math>km^2</math>, soit les surfaces en connexion avec le torrent pouvant fournir du matériel, pour les torrents de la Colombie Britannique mais applicable au milieu alpin. L'estimation du volume est obtenue en divisant le torrent en biefs de productivité homogène, auxquels on attribue une valeur moyenne de productivité pour chacun d'entre eux. L'éventuelle mobilisation généralisée par de grands glissements n'est pas prise en compte dans l'estimation.</p> <p><math>e</math> : taux de production linéaire selon les valeurs ci-dessous</p>				
		Type de lit	Matériaux du lit	Versants adjacents	Facteurs de stabilité	Apport unitaire de matériaux du lit [ $m^3/m$ ]
		A	Roche-mère en place (bedrock)	Non érodable	Stable, presque sans dépôt	0-5
		B	Dépôts meubles ou matériaux fins (sol)	Non érodable (roche-mère)	Stable	5-10
		C	Eboulis profond ou moraine	Hauteur < 5m	Stable	10-15
		D	Eboulis profond ou moraine	Talus, hauteur > 5m	Versants adjacents stables	15-30
E	Eboulis profond ou moraine	Talus, hauteur > 20m	Versants adjacents potentiellement instables (zone en glissement)	Jusqu'à 200 (à considérer comme un foyer localisé)		

Méthode des sections érodables	$V_{ev} = \sum_i (L_i * s_{ei})$	<p>Méthode se basant sur les traces d'érosion mesurées suite à des événements survenus dans les Alpes et présentant des similarités avec la précédente.  <i>S<sub>e</sub></i> : section d'érosion dans le bief considéré [m<sup>2</sup>] ; <i>L<sub>i</sub></i> : longueur du bief homogène ; <i>V<sub>ev</sub></i> : volume de matériaux déposés par une lave torrentielle [m<sup>3</sup>]</p>
--------------------------------	----------------------------------	---

*Estimation de la profondeur d'érosion*

Kronfellner-Kraus (1984)	$p = 1.5 + 0.125 * J$	<p>A l'origine, cette formule n'était valable que sur les cônes formés d'alluvions grossières mais les intempéries 1987 ont montré que la formule pouvait être utilisée dans les tronçons plus raides ou formés des alluvions plus fines.  <i>P</i> : profondeur maximale de l'érosion [m] ; <i>J</i> : pente [m/m]</p>
--------------------------	-----------------------	---

Contexte géomorphologique			Contexte de la mesure			Vitesses d'érosion [mm/an - m <sup>3</sup> /km <sup>2</sup> /an]			Source(s) <sup>1</sup>
Système morphogénétique	Processus	Roche(s) érodées	Période <sup>2</sup>	Lieu	Méthode	Min.	Max.	Moy.	
<b>Périglacière</b>	Eboulement Eboulisation	Gneiss et micaschistes	Actuelle	Suisse	Cubage des débris rocheux évacués par glacier rocheux en pied de paroi	0.6	5.5	2.5	Barsch, 1977 (1)
		Gneiss	Actuelle	Hautes-Alpes françaises (2500-2800 m)	Cubage des débris au pied des parois sur une période de quelques années	0.05	0.25	-	Francou, 1988 (1)
	Eboulisation	Quartzite	Actuelle	La Plagne, Savoie (2400 m)	Cubage des débris piégés au pied des parois sur 3 années	0.01	0.25	-	Rovéra, 1990 (1)
		Calcaire	Actuelle	Grande Chartreuse, Isère (2000 m)	Cubage des débris piégés au pied d'une paroi sur 1 an	0.1	0.3	-	Rovéra, Poulain, 1995 (1)
		?	Actuelle	Val d'Hérens, Suisse	?	-	-	2.16	Small, 1987 (2)
		?	Actuelle	Alpes Suisses	?	0.5	4.5	2.5	Barsch, 1977 (2)
		?	Actuelle	Alpes Suisses	?	0.8	1.5	-	Barsch, 1996 (2)
		?	Actuelle	Alpes Suisses	?	1.5	3.4	-	Barsch, 1996 (2)
		?	Actuelle	Alpes Suisses	?	0.13	0.36	-	Galibert, 1965 (2)
		?	Actuelle	Alpes françaises	?	-	-	1.2	Kaiser, 1992 (2)
?	Actuelle	Alpes françaises	?	-	-	1	Francou, 1988 (2)		
?	Actuelle	Alpes françaises	?	-	-	2.5	Francou, 1988 (2)		
<b>Fluviale</b>	Ravinement (1)	Marnes	Actuelle	Préalpes du Sud, Savournon, France	Cubage des sédiments piégés	4	16	10	Descroix, 1994 (1)
		Marnes	Actuelle	Préalpes du Sud, Savournon, France	Topométrie à la règle de la surface entre 2 dates	4.5	12	10	Descroix, 1994 (1)
		Marnes noires altérées	1984 1996	Bassin de Draix Alpes de Haute-Provence, France	Cubage des sédiments piégés	11	15	13	Cemagref, 1996 (1)
		Marnes et calcaires marneux	1989 1996	Baronnies, France	Piquets gradués et topométrie de la surface	1	30	15	Lecompte et al. 1992, 1996 (1)

<sup>1</sup> Toutes les sources citées ne figurent pas dans la bibliographie. Aussi, il est préférable de se référer directement aux travaux de (1) Delannoy et Rovéra (1996), (2) Glade (2005), (3) Otto (2006), (4) Beyer-Portner (1998), (5) Loye et Jaboyedoff (non publié)

<sup>2</sup> Seules les valeurs pour la période actuelle sont prises en compte. D'autres mesures, nombreuses parfois comme celles effectuées dans l'archipel du Svalbard au nord de la Norvège (donner la référence), n'ont pas été intégrées au tableau de récapitulation.

**Annexe 5.3 Synthèse des taux d'érosion/d'accumulation contenus dans la littérature**

Erosion globale		Marnes, calcaires, dépôts glaciaires	Actuelle	Drac (Isère) Durance (Hautes-Alpes)	entre deux dates Cubage des sédiments accumulés dans une retenue entre 2 dates	0.45	Descroix, 1994 (1)	
Ravinement (2)	Matériaux meubles – moraine latérale	Fin du PAG - Actuelle	Moraine latérale gauche du Glacier du Mont-Miné, Suisse	?	86	151	107	Curry et al. 2006
	Matériaux meubles – moraine latérale	Fin du PAG - Actuelle	Moraine latérale gauche du FeeGeltscher, Suisse	?	49	103	75	Curry et al. 2006
<b>Glaciaire</b>	Abrasion et débitage	Calcaire veiné de quartz	1921 1924	Glacier de Grindelwald, Suisse	Mesures micrométriques du substratum		1	De Quervain et Lütshig (1)
		Gneiss	1919 1925	<b>Glacier de l'Allalin</b> , Suisse	Mesures micrométriques du substratum		0.5	Lütshig (1)
	Abrasion, débitage et action des eaux courantes	?	Actuelle	<b>Glacier de l'Aar</b> , Suisse	Morphométrie		6	Penck (1)
		?	Actuelle	<b>Glacier de l'Aar</b> , Suisse	?		0.6	Lliboutry (1)
		?	Actuelle	Glacier du Rhône, Suisse	?		0.3	Lliboutry (1)
Abrasion	Marbre et basalte	Actuelle	<b>Glacier d'Argentière</b> , France	Echantillons de roches soumis à érosion	0.9	36	1	Boulton (1)
<b>Différents morphosystèmes et processus</b>	?	Actuelle	Barrage des Toules – Grand St-Bernard	Estimation		0.024 – 0.044		Beyer-Portner, 1998
		Actuelle	Barrage de La Fouly	Dragage du dessableur et estimation		0.422 – 0.645		Emosson SA (5)
		Actuelle	Barrage de Grande-Dixence	Estimation dans les prises d'eau et bathymétrie		0.623 – 1.137		Bezinge, 1985 (5) ; Bretz, 2006 (5)
		Actuelle	Barrage de Mattmark	<b>Etude de l'alluvionnement</b> des deltas et extrapolation		0.39 – 0.721		Beyer-Portner, 1998
		Actuelle	Barrage de Mattsand	Estimation sur les purges		0.61 – 1.78		Beyer-Portner, 1998
		Actuelle	Barrage de Gebidem	Mesures de purges et études batymétriques détaillées		1.26 – 2.113 – 2.5		Vischer, 1981 (5) ; Rechtsteiner, 1996 (5)
		Actuelle	Barrage de Ferden	Estimation et bathymétrie		0.092 – 0.12		KW Lötschental AG (5)
		Actuelle	Barrage de Mauvoisin	Bathymétries extrapolées sur toute la surface et étude détaillée		1.69 – 1.479 2.2 – 2.9		Schleiss, 1996 ; Electrowatt, 1997 ; Seiler et Thomann, 2002

**Annexe 5.3 Synthèse des taux d'érosion/d'accumulation contenus dans la littérature**

	Actuelle	Barrage de Moiry	Bathymétrie et estimation par observation	0.62			(5) Gougra SA, 2002 (5)
	Actuelle	Barrage de Turtmann	Bathymétrie et mesures de purges	0.23 – 0.32			Dufour, 2004 ; Alpreserv, 2005, Zuber, 2005 ; De Cesare, 2006 (5)
	Actuelle	Barrage de Emosson	Bathymétrie	0.43			Emosson, 2004 (5)
	Actuelle	Barrage de Sénin	Bathymétrie	0.15 – 0.3			Bréthaut et Zahnd, 2006 (5)
?	10 ka BP-actuelle	Turtmantal	Quantification de réservoirs de sédiments	0.62	1.87	-	Otto (3)
?	10 ka BP-actuelle	Hungerlitaelli (Turtmantal)	Quantification de réservoirs de sédiments	1.42	2.64	-	Otto (3)
?	10 ka BP-actuelle	Brändjitaelli (Turtmantal)	?	1.07	1.84	-	Knopp, 2001 (3)
?	15 ka BP-actuelle	Walensee, Suisse	?	-	-	>1.5	Müller, 1999 (3)
?	« Late + Post-Glacial »	Vallée du Rhône, Suisse	?			0.95	Hinderer, 2001 (3)
?	« Late + Post-Glacial »	Alpes	?	-	-	0.62	Hinderer, 2001 (3)
?	Actuelle	Alpes	?	-	-	0.13	Hinderer, 2001 (3)
?	Quaternaire	Rhin Grison	Quantification de réservoirs de sédiments		0.58		Jaeckli, 1957 (3)
?	« Post-Glacial »	Langenthal, Italie	Quantification de réservoirs de sédiments		1.1		Schrott et Adams, 2002 (3)
?	« Post-Glacial »	Reintal, Allemagne	?		0.3		Hufschmidt, 2002 (3)

L'indice de connectivité développé par Borselli et al. (2008) est présenté tel quel d'après la publication dans la revue *Geomorphology*.

---

Given data  
grid: elevation, C  
shapefile: road, urban area

## **A) Computation of input data**

### **1. Slope without null value**

- a. Enable Spatial Analyst  
under View... Toolbars, select Spatial Analyst
- b. Calculate Slope  
*from the Spatial Analyst toolbar, select Surface Analysis... Slope*  
*name the new theme Slope*
- c. Raster Calculator  
*from the Spatial Analyst toolbar, select Raster Calculator*  
*build an expression  $(([Slope]=0)*0.005)+[Slope]$ ;*  
*name the new theme S*

### **2. Road/urban mask**

- a. create a raster map of road and urban areas  
*from the Spatial Analyst toolbar, select Convert.. feature to raster*
- b. give 0 value to road and urban areas and value 1 to other area  
*from the Spatial Analyst toolbar, select Reclassify*  
*name the new theme ROAD\_MASK*

### **3. Flow Direction with road/urban mask and blue line mask**

- a. Raster Calculator  
*from the Spatial Analyst toolbar, select Raster Calculator*  
*build an expression:*  
*FlowDirection([elevation])*  
*Evaluate*  
*name the new theme FlowDir*
- b. Raster Calculator  
*from the Spatial Analyst toolbar, select Raster Calculator*  
*build an expression:*  
*[FlowDir] \* [ROAD\_MASK]*  
*Evaluate*  
*give the new theme name DIRMASK1*
- c. Raster Calculator  
*from the Spatial Analyst toolbar, select Raster Calculator*  
*build an expression:*  
*flowaccumulation([DIRMASK1])*  
*Evaluate*  
*name the new theme ACCMASK1*

d. Raster Calculator

*from the Spatial Analyst toolbar, select Raster Calculator*

*build an expression:*

*[ACCMASK1]b=1000*

*Evaluate*

*give the new theme name RIVERMASK*

e. Raster Calculator

*from the Spatial Analyst toolbar, select Raster Calculator*

*build an expression:*

*[DIRMASK1]\*[RIVERMASK]*

*Evaluate*

*give the new theme name DIRFINAL*

#### **4. Flow Accumulation without null value**

a. Raster Calculator

*from the Spatial Analyst toolbar, select Raster Calculator*

*build an expression:*

*flowaccumulation([DIRFINAL])+1*

*Evaluate*

*give the new theme name ACCFinal*

#### **Computation D<sub>dn</sub> component**

a. Raster Calculator

*from the Spatial Analyst toolbar, select Raster Calculator*

*build an expression*

*1/([C]\*[S])*

*Evaluate*

*name the new theme inv\_CS*

b. Raster Calculator

*from the Spatial Analyst toolbar, select Raster Calculator*

*build an expression:*

*flowlength([DIRFINAL], [inv\_CS], downstream)*

*Evaluate*

*name the new theme X*

c. Raster Calculator

*from the Spatial Analyst toolbar, select Raster Calculator*

*build an expression:*

*(([X]=0)\*[inv\_CS])+[X]*

*Evaluate*

*name the new theme Ddn*

#### **B) Computation D<sub>up</sub> component**

a. Raster Calculator

*from the Spatial Analyst toolbar, select Raster Calculator*

*build an expression*

*(flowaccumulation([DIRFINAL], [C])+[C]) / [ACCFinal]*

*Evaluate*

*name the new theme Cmean*

b. Raster Calculator

*from the Spatial Analyst toolbar, select Raster Calculator*

*build an expression*

*(flowaccumulation([DIRFINAL], [S])+[S]) / [ACCFinal]*

*Evaluate*

*name the new theme name Smean*

c. Raster Calculator

*from the Spatial Analyst toolbar, select Raster Calculator*

*build an expression*

*[Cmean]\*[Smean]\*Sqrt([ACCFinal]<sup>2</sup>/25)*

*Evaluate*

*name the new theme Dup*

### **C) Computation of Ic (Eq. (7))**

a. Raster Calculator

*from the Spatial Analyst toolbar, select Raster Calculator*

*build an expression*

*Log10([Dup/Ddn])*

*Evaluate*

*name the new theme name Ic*

Canton du Valais

**Service des routes et des cours d'eau**  
Aux ingénieurs de sections

Sion, le 6 avril 2009

### **Informations relatives au formulaire de saisie d'événements torrentiels**

Les événements torrentiels liés aux intempéries sont peu documentés dans le canton du Valais. Les événements dommageables sont généralement signalés à travers la fiche de demande de subventions des communes. Des rapports techniques décrivent les événements dommageables de grande ampleur pour lesquels des projets conséquents de sécurisation sont nécessaires. Les événements n'ayant pas causés de dégâts restent dans la plupart des cas inconnus.

Afin d'améliorer la base d'informations au sujet des événements passés pour l'administration et la recherche, le SRCE a décidé avec le WSL et les universités de Fribourg et de Lausanne de réviser le formulaire de demande de subventions. Le nouveau formulaire contient toutes les données précédentes. Des informations détaillées concernant le déroulement du processus ont été rajoutées. La structure du document a été modifiée en conséquence.

Le document comporte trois pages. La structure du document est la suivante:

- la première section comprend des informations de base au sujet de l'événement tel que sa localisation et le type de processus impliqué ;
- la deuxième section traite des conditions de déclenchement, principalement des informations météorologiques ;
- les causes de l'événement dommageable sont décrites dans la troisième section ;
- les processus dans le chenal sont évalués dans la quatrième section de manière qualitative ;
- dans la section 5, l'ampleur de l'inondation respectivement des débordements est quantifiée ;
- les dégâts sont décrits dans la section 6, et les mesures de sécurisation et de protection dans la section 7. Selon la nouvelle loi en vigueur, il n'existe plus que deux catégories de mesures, notamment la sécurisation immédiate et les projets. Les projets se déroulent comme à l'accoutumée ;
- des informations complémentaires tels que photos, rapports techniques sont à rajouter en fin de document (section 8).

**Toutes remarques, suggestions d'amélioration ou modifications souhaitées de la part des utilisateurs au sujet du formulaire seront les bienvenues.**

**Nous vous remercions d'avance pour votre coopération,**  
Avec nos cordiales salutations,

Mélanie Raymond Pralong  
Collaboratrice scientifique WSL

Eric Vez  
**Ingénieur cours d'eau**





8) Autre documentation en annexe:

- Rapport de l'événement
- Documentations photos :
- Matériel vidéo :
- Témoins oculaires :
- Autres :

Remarques :

Type de mesures demandées par Commune

Justificatif:

Type de mesure admises par Canton

Justificatif:

***Espace strictement réservé à l'administration cantonale***

Saisie base de données événements

Date de la saisie :

Collaborateur :

No événement :

Extrait de la carte topographique:

Photos:



UNIL | Université de Lausanne

Institut de géographie

FACULTE DES GEOSCIENCES ET DE L'ENVIRONNEMENT  
INSTITUT DE GEOGRAPHIE (IGUL)

# **Contribution à la cartographie géomorphologique de la dynamique sédimentaire des petits bassins versants torrentiels**

## **Vol. II – Cartographie géomorphologique**

Thèse de doctorat présentée à la Faculté des Géosciences et de l'Environnement de  
l'Université de Lausanne par

**David THELER**

Licencié ès Lettres de l'Université de Lausanne  
Diplômé postgrade EPF en Hydrologie et Gestion des ressources en eau

### **Jury**

Prof. Torsten Vennemann, Président du jury  
Prof. Emmanuel Reynard, Directeur de thèse  
Prof. Monique Fort, Expert  
Dr. Dominique Bérod, Expert  
Dr. Eric Bardou, Expert

LAUSANNE, octobre 2010

# Table des matières

## Vol. II

---

<b>1</b>	<b>Introduction</b>	<b>1</b>
1.1	Les grandes étapes historiques	1
1.2	Présentation de l'échantillon de cartes	4
<b>2</b>	<b>Typologie et contenu d'une carte géomorphologique</b>	<b>6</b>
2.1	Introduction : domaines d'application des cartes géomorphologiques	6
2.2	Typologie et contenu	10
2.2.1	Morphogenèse	11
2.2.2	Morphographie	11
2.2.3	Morphométrie	12
2.2.4	Morphostructure	14
2.2.5	Morphodynamique	15
2.2.6	Morphochronologie	15
2.2.7	Hydrographie	17
2.2.8	Lithologie(s) et pédologie	17
2.2.9	Végétation	19
2.3	Symbologie	20
2.3.1	Utilisation et choix des couleurs	21
2.3.2	Signes et symboles	23
2.3.3	Lettres et trames	24
2.4	Fonds de carte	24
2.5	Notions d'échelle	26
2.6	Synthèse	27
<b>3</b>	<b>L'élaboration d'une carte géomorphologique</b>	<b>29</b>
3.1	L'élaboration d'une carte géomorphologique au XXI <sup>e</sup> siècle	29
3.2	Photographies aériennes	30
3.3	Modèles numériques de terrain	31
3.4	Téledétection	33
3.5	Cartographie géomorphologique et SIG	33
3.6	Synthèse	36
<b>4</b>	<b>Analyse de cartes géomorphologiques</b>	<b>37</b>
4.1	Cartes des Pays de l'Est	39
4.1.1	Contexte général	39
4.1.2	Un exemple de carte roumaine (Grécu, 2009)	41
4.1.3	Un exemple de carte polonaise (Latocha, 2009)	42
4.2	Cartes françaises	44
4.2.1	Contexte général	44
4.2.2	Légende R.C.P.77	44
4.2.3	Cartes hydrogéomorphologiques	45
4.3	Carte allemande (GMK 25)	48

4.3.1	Contexte général	48
4.3.2	Principes de la légende	48
4.4	Cartes nord-américaines	50
4.4.1	Contexte général	50
4.4.2	Un exemple de système de légende canadien (Howes et Kenk, 1997)	50
4.5	Cartes italiennes	52
4.5.1	Contexte général	52
4.5.2	Un exemple de carte italienne	52
4.6	Carte hollandaise (légende AGRG)	55
4.6.1	Contexte général et principes des légendes développées	55
4.7	Cartes anglaises	57
4.8	Cartes suédoises	59
4.8.1	Contexte général	59
4.8.2	Principes de la légende	59
4.9	Cartes espagnoles	62
4.9.1	Contexte général	62
4.10	Cartes suisses	64
4.10.1	Contexte général	64
4.10.2	Légende suisse	64
4.10.3	Légende IGUL	65
4.10.4	<b>Propositions d'extensions</b> de la légende IGUL	67
4.10.4.1	Orientation « reconstitutions paysagères »	67
4.10.4.2	Orientation « géomorphosites »	67
4.10.4.3	Orientation « cartographie des aléas »	68
4.11	Synthèse	69

## **5 Conclusions**

**71**

# 1 Introduction

*Pour tout géomorphologue, les cartes géomorphologiques sont un instrument de recherche majeur à la fois en géomorphologie théorique et appliquée<sup>1</sup>. Ce volume, complémentaire à la première partie (vol. 1) de notre travail, a pour objectif de faire le bilan de la recherche en cartographie géomorphologique et des tendances cartographiques actuelles, en illustrant la diversité des pratiques et des systèmes de légende. Il est subdivisé en deux volets principaux. Une première partie retrace les étapes historiques de la cartographie géomorphologique et présente succinctement l'échantillon de cartes (ou extraits de cartes) géomorphologiques recueillies durant deux ans et demi. Un deuxième volet propose l'analyse de quelques cartes pour différents pays et une synthèse des travaux réalisés. Pour des raisons de lisibilité principalement, les figures présentées ne sont pas toujours accompagnées de leur légende.*

## 1.1 Les grandes étapes historiques

L'histoire de la cartographie géomorphologique couvre plus d'une centaine d'années. Dès la première partie du XXe siècle, cette discipline prend du retard par rapport aux cartes géologiques (Tricart, 1961). Les raisons de ce développement relativement tardif sont liées à l'histoire de la cartographie et de la topographie<sup>2</sup>, jusqu'à ce que des cartes de base suffisamment précises soient disponibles (Klimaszewski, 1988). Dewolf (1972) explique ce retard par la prise de conscience tardive de l'existence des formations superficielles en tant que telles et par les difficultés rencontrées dès qu'il s'est agi de les définir et de les cerner. Pour beaucoup de géologues d'ailleurs, ces formations étaient avant tout un masque qui gênait la représentation du « substrat » géologique et qu'il convenait d'oublier sauf si ce masque devenait trop important. Traditionnellement, il était donc admis que les nappes alluviales, couvertures morainiques et autres placages de limons étaient reportés sur les cartes géologiques (Dewolf, 1965). Le reste des formations disparaissait ou se confondait dans le grand anonymat des appellations telles que dépôts meubles de versants, sables et graviers des plateaux, etc. Certains chercheurs plus spécifiquement orientés vers la tectonique et la géologie structurale<sup>3</sup> les négligeaient délibérément alors que d'autres, plus intéressés au Quaternaire, les relevaient et les différenciaient. Aussi, la représentation des formations meubles était-elle bien souvent différente d'une carte à l'autre.

Pour de nombreuses générations de géographes, le but essentiel de la géomorphologie était de dénombrer des niveaux d'érosion, en tentant de replacer ces formes dans le cycle responsable de leur façonnement (Biro, 1955 ; Tricart, 1965). La chronologie était alors beaucoup plus liée aux altitudes relatives qu'à la recherche et à l'étude des dépôts qui jalonnent ces niveaux. Peu à peu, l'idée que les formes du relief actuel peuvent être l'héritage, non seulement de la tectonique mais aussi de processus liés à des climats successifs, a modifié l'optique des chercheurs. Ceux-ci ont alors porté un intérêt de plus en plus vif aux formations qui fossilisent le relief, jalonnent son évolution ou témoignent des modifications bioclimatiques subies par les formes. Les travaux de Biro (1955), consacrés aux méthodes de la géomorphologie, seront décisifs car il officialise en quelque sorte l'étude des formations superficielles (Dewolf, 1965 et 1972).

Les premières cartes géomorphologiques sont vraisemblablement apparues presque simultanément sous l'impulsion de Passarge (1912), sous la forme d'un Atlas morphologique comprenant huit

---

<sup>1</sup> Tiré du site [http://disc.gsfc.nasa.gov/geomorphology/GEO\\_11/GEO\\_CHAPTER\\_11.shtml](http://disc.gsfc.nasa.gov/geomorphology/GEO_11/GEO_CHAPTER_11.shtml) (consulté en mai 2006).

<sup>2</sup> La cartographie « topographique » débute en France en 1818.

<sup>3</sup> En Suisse, la tendance des géologues va vers la compréhension et l'explication de l'histoire orogénique alpine. Une attention plus particulière est ainsi souvent portée aux aspects structuraux au détriment des dépôts quaternaires. Ceci a été en partie comblé par une publication récente de l'OFEG (2003).

cartes<sup>4</sup> superposables<sup>5</sup> en noir et blanc à l'échelle du 1 : 50'000, et Gehne (1912), suivies quelques années plus tard par celles de Smolenski (1919), Weber (1924) ou Mayer (1926) (Klimaszewski, 1982 et 1988 ; Marre, 2007). Ces cartes ne comprennent encore pas toutes les formes de relief et se limitent à la sélection de quelques formes. En ex U.R.S.S, la cartographie géomorphologique commence à se développer parallèlement aux prospections lancées dans certaines régions pour y **développer l'économie comme le Caucase, la Sibérie, le Kazakhstan ou l'Oural**, dans les années 1920 et 1930 (Blagovolin et Timofeev, 1993). En France, la cartographie géomorphologique répond avant tout à **une demande sociale qui s'est exprimée d'une part par le développement d'opérations d'aménagement urbain des années 1960 et, d'autre part, par la « découverte » des risques naturels après la catastrophe de Val d'Isère** (Marre, 2007). **En d'autres lieux comme à Hong-Kong**, durant la même période (So et Lam, 1993 ; Ng et al. 2003), la protection contre les aléas naturels sera à l'origine de l'élaboration de cartes géomorphologiques.

Ce n'est véritablement qu'après la Deuxième Guerre Mondiale (et l'utilisation généralisée des photographies aériennes et leur interprétation) que des cartes géomorphologiques détaillées et **systématiques sont réalisées à l'échelle du 1 : 50'000 ou plus grande, comme celles d'Annheim** en Suisse dans les années 1945-1946 ou Klimaszewski en Pologne, dans les années 1950 à 1963 (Klimaszewski, 1982 ; Hayden, 2009). De nombreux pays mettent alors au point leur propre système de cartographie géomorphologique, en fonction des connaissances géomorphologiques, des paysages et des traditions locales (Gustavsson et al. 2006 ; Hayden, 2009). Des études comparatives de différents systèmes de légende – sur un même secteur – sont réalisées par Gilewska (1967) pour les légendes française, hongroise, soviétique et polonaise. Salomé et al. (1982) font de même dans les Ardennes belges pour comparer les légendes suisse, ITC (hollandaise), polonaise, unifiée et française (Goudie et al. 1990) alors que plusieurs systèmes de légendes de cartes géomorphologiques détaillées sont discutés par Tricart (1965 et 1972), Saint-Onge (1968) ou Demek (1972). Plus récemment, Gustavsson et al. (2006) ont synthétisé les principales différences de huit systèmes de légendes, dont celui développé par les auteurs (Fig. 1.1) Ceci a essentiellement pour objectif de clarifier les similarités et les différences entre les systèmes de cartographie sélectionnés mais de nombreux problèmes **de transcription d'éléments paysagers** restent en suspens (Gustavsson et al. 2006).

---

<sup>4</sup> Soit 1) une carte topographique-orographique avec la couverture végétale ; 2) une carte des gradients de pente ; 3) une carte des formes de vallées ; 4) une carte géologico-stratigraphique ; 5) une carte de la résistance physique ; 6) une carte de la résistance chimique ; 7) une carte pétrographique ; 8) une carte du développement du relief.

<sup>5</sup> Ce système de superposition de cartes fait déjà penser à un système d'information géographique (Marre, 2007).

Mapping system	Morphometry/morphography	Hydrography	Lithology	Structure	Process/genesis	Age
IGU, Unified key, 1968	Contour lines and symbols	Lines and symbols in blue	Not indicated	Not indicated	Colours, patterns, lines and symbols	Letter code
JTC, Verstappen and van Zuidam, 1968	Contour lines, symbols and lines	Hatching, lines and symbols in blue	Patterns, lines and symbols	Not indicated	Colours and symbols	Colours in separate map
Netherlands, Maarleveld et al., 1977	Contour lines, colour intensity and code	Lines, areas and symbols in blue	Not indicated	Partly in legend	Code, legend	Code/legend
GMK 25, Barsch et al., 1987	Contour lines, grey shading symbols and lines	Blue lines and symbols	Red pattern and separate map	Not indicated	Colours, red and black symbols	Colour
AGRG, De Graaff et al., 1987	Grey contour lines, symbols for breaks, etc., arrows and figures for slopes	Lines, areas, symbols and patterns in blue	Separate transparent maps, based on existing geological maps	Not indicated	Colours, symbols	Relative age according to youngest process
Western Alps, Nicod, 1988	Black contour lines	Blue lines and symbols	Yellow shading for consolidated rock	Black lines, yellow lines and symbols	Coloured lines and symbols	Partly included with rock lithology
Italy, Bartolini et al., 1986	Grey contour lines, hachure. Line symbols for erosional scarps	Lines, areas, symbols and patterns in blue (and black)	Colour, shading. Text to profiles	Brown lines and symbols	Coloured shading and symbols	Intensity of shading and symbols. Separate map
New system, this paper	Grey contour lines, symbols for breaks, etc., arrows and figures for slopes	Lines, areas, symbols and patterns in blue (and black)	Symbols for unconsolidated/letter code for consolidated materials	Red lines and symbols	Coloured symbols, colours	Coloured letter code for consolidated rock

**Figure 1.1** Aperçu des principaux paramètres géomorphologiques contenus dans différents systèmes de légende européens sélectionnés par Gustavsson et al. (2006). Tiré de Gustavsson et al. (2006).

Au 18<sup>ème</sup> Congrès International de l'Union Internationale de Géographie (UGI), en 1956, deux propositions d'élaboration de carte géomorphologique détaillée sont présentées par Annaheim et Klimaszewski, qui déboucheront, lors de la Conférence de 1960, sur la création d'une commission dont la tâche sera d'élaborer un système de cartographie uniforme permettant une meilleure comparabilité au niveau des paysages cartographiés. Ce système de légende voit le jour huit ans plus tard sous le nom « *The unified key to the detailed geomorphological map of the world* » (1 : 25'000 – 1 : 50'000). A partir de 1960, la carte n'est plus uniquement un instrument didactique et un moyen d'exposer les conceptions du chercheur. Elle devient instrument de recherche, permettant de visualiser les rapports que l'étude du terrain fait découvrir.

Cette période faste de la recherche en cartographie géomorphologique sera pourtant suivie d'une période creuse dans les années 1980-1990 en matière de production scientifique, explicable selon Gustavsson et al. (2006) par le développement des systèmes d'information géographique et par le temps que nécessite l'élaboration classique (terrain) d'une carte géomorphologique et la complexité de telles cartes, notamment par rapport aux cartes géologiques<sup>6</sup>. L'aspect descriptif et statique finira vraisemblablement par dévaloriser la recherche au profit de techniques modélisatrices en tous genres.

La cartographie géomorphologique connaît depuis peu un regain d'intérêt, au vu de la publication croissante de cartes géomorphologiques. Ceci est peut-être dû à une plus grande visibilité au travers de l'apparition certaines revues telles que *Journal of Maps* ([www.journalofmaps.com](http://www.journalofmaps.com)).

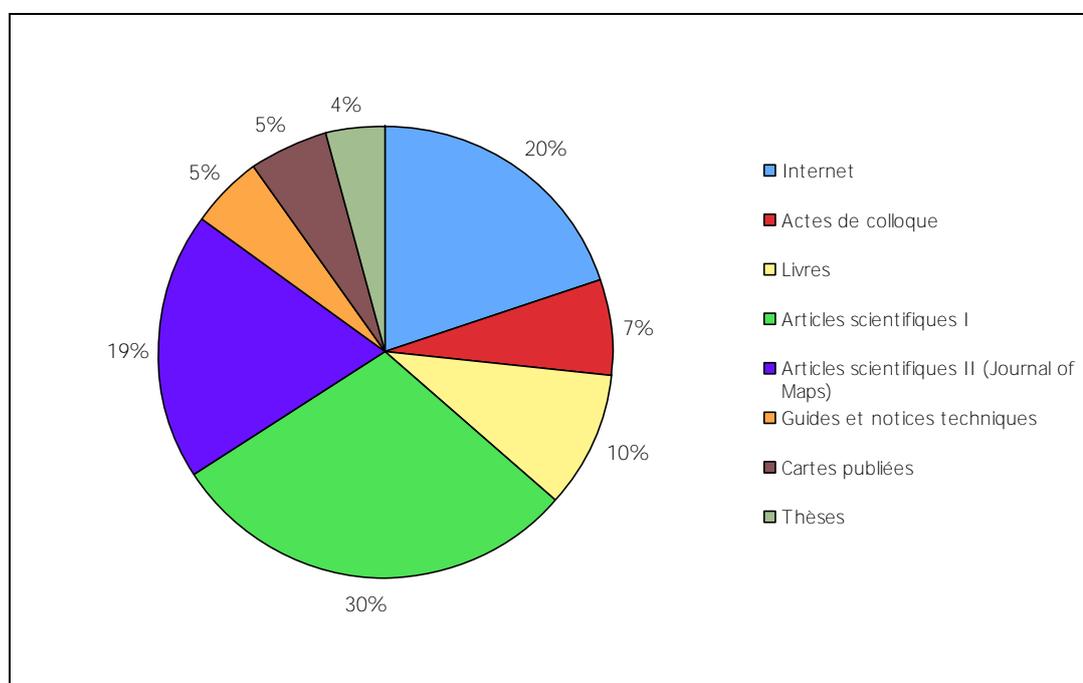
<sup>6</sup> Les cartes géologiques sont plus simples dans leur structure (Gustavsson et al. 2006) car, comme leur nom l'indique, elles ne représentent que la nature géologique des couches superficielles de la croûte terrestre. En plus des contours géologiques où le principe de superposition – les couches les plus jeunes sur les couches les plus anciennes – est utilisé, plusieurs niveaux d'information y sont indiqués, tels que le pendage des couches lithologiques ainsi que certaines informations liées à la tectonique (failles certaines et probables, décrochements, chevauchements de 1er et 2ème ordres) (Gustavsson et al. 2006 ; OFEG 2003). Les formations géologiques sont répertoriées selon leur composition (lithologie), leur âge (stratigraphie) et leur position structurelle (tectonique). Le choix de l'échelle dépend du contenu géologique et du but recherché. La condition primordiale à l'établissement d'une carte géologique de détail est un relevé précis sur le terrain, basé sur de nombreuses mesures et observations. Le fond topographique de base est constitué en règle générale par des cartes à l'échelle du 1:10 000, par exemple celles des plans d'ensemble de la mensuration cadastrale.

Marre (2007) résume assez bien l'évolution multiple de la cartographie géomorphologique :

- évolution vis-à-vis des concepts scientifiques de la géomorphologie, s'ouvrant de plus en plus à la réflexion sur les processus géomorphologiques ;
- évolution vers une diversité d'applications donnant naissance à de multiples systèmes de légende thématique : carte des formations superficielles<sup>7</sup> (Dewolf, 1965) ; phénomènes karstiques (Nicod, 1986), carte hydrogéomorphologique ou carte d'aléas ;
- évolution vis-à-vis d'une demande sociale puisque si les premières cartes ont essayé de répondre aux questions du monde rural (p. ex. principes de la R.C.P.77 où l'épaisseur des formations superficielles est en relation avec la semelle de labour (Tricart, 1971)), celles d'aujourd'hui répondent aux préoccupations de sociétés de plus en plus urbanisées et délimitent les zones d'aléas géomorphologiques pour y définir les risques ;
- évolution vis-à-vis de l'utilisation de techniques et outils à haute résolution (ch. 3 vol. I) et du développement des systèmes d'information géographique permettant la superposition d'un grand nombre de couches d'informations tout en conservant une bonne lisibilité aux documents cartographiques.

## 1.2 Présentation de l'échantillon de cartes

Entre février 2007 et février 2009, une recherche spécifique sur la cartographie géomorphologique a été réalisée, permettant de constituer un échantillon de 146 cartes ou extraits de cartes provenant (Fig. 1.1) de travaux réalisés dans le cadre de thèses ou autres travaux de diplôme (6) ; guides et notices « officielles » publiées (8) ; cartes publiées (8) ; actes de colloques (10) ; livres (14) ; publications disponibles sur Internet (29) ; articles scientifiques de diverses revues (81), et plus particulièrement *Journal of Maps* (28).



**Figure 1.2** Provenance des différentes cartes géomorphologiques constituant l'échantillon d'analyse (146 cartes).

<sup>7</sup> La légende de cartographie des formations superficielles développée par Dewolf (1965) comprend deux principes généraux (Dewolf, 1972) : un classement des formations superficielles en deux catégories en fonction de leur teneur en carbonate de calcium et des critères de classement d'ordre granulométrique, en quatre classes.

Plusieurs critères de comparaison ont été pris en compte tels que :

- le pays de réalisation de la carte et la nationalité du(es) auteur(s) ;
- **l'échelle** (petite, > 1 : 25'000 ; moyenne, 1 : 25'000 ; grande < 1 : 25'000, schématique ou inconnue) ;
- **l'utilisation et le choix (selon le code international proposé dans les années 1960) des couleurs** ;
- **le type d'utilisation principale ou domaine d'application** (cartographie des dangers, inventaire de formes et reconstitutions glaciaires/gravitaires/fluviatiles ou torrentielles ; **projets d'ingénierie**, aménagement du territoire s.l., modifications anthropiques du paysage ; **agriculture et valorisation des terres ou susceptibilité à l'érosion** ; établissement ou reconstitution de budgets sédimentaires ; transferts sédimentaires et approvisionnement en sédiments ; **contamination de cours d'eau**) ;
- le fond de carte utilisé (carte topographique, courbes de niveau, MNT, ortho-photo, image satellite ou fond blanc) ;
- **le type d'information (morphogénèse, morphochronologie, morphostructure, morphodynamique)** ;
- **la réalisation de la carte en vue d'une application dans des SIG** ;
- les techniques utilisées **pour l'élaboration de la carte** (terrain et outils classiques (boussoles, GPS), télédétection satellitaire, InSAR/IfSAR, LiDAR, MNT, analyses sédimentologiques et profils sismiques, *Schmidt Hammer*) ;
- le type de processus morphogénétiques cartographiés ;
- **la présence de l'hydrographie, de la végétation et de la lithologie** ;

La plupart de ces éléments **font l'objet d'un commentaire** dans le chapitre suivant.

## 2 Typologie et contenu d'une carte géomorphologique

*« Pour bien cartographier, il faut savoir bien définir. Or, l'identification précise des objets qui seront représentés est avant tout un problème de spécialiste et non de cartographe, d'autant plus grand et controversé que tous les spécialistes ne donnent pas forcément le même sens aux mêmes mots » (Joly, 1962). Ce problème a été soulevé au ch. 6 du vol. I.*

*Cette citation résume bien la difficulté à laquelle sont confrontés de nombreux géomorphologues désireux de représenter sur une carte les formes et processus et ce qu'ils observent. Le type de carte géomorphologique, son contenu, son échelle et le choix d'une symbologie (couleurs, trames, lettres etc.) dépendront étroitement de l'application finale de la carte.*

### 2.1 Introduction : domaines d'application des cartes géomorphologiques

Les informations contenues dans une carte géomorphologique sont utiles pour une grande gamme d'applications, de domaines de recherche scientifiques à la résolution de problèmes liés à l'environnement au sens large. Le contenu d'une carte géomorphologique, et par là le « type » de carte réalisé va dépendre étroitement de son application finale. Les cartes géomorphologiques peuvent revêtir un intérêt pour de nombreux spécialistes traitant du paysage, de ses formes et de son aménagement comme les ingénieurs, les urbanistes, les spécialistes du sol et de la forêt, les agronomes ou les conservateurs de la nature. Klimaszewski (1982) relève que la cartographie géomorphologique peut :

- fournir une image précise de la dynamique d'un relief qui permettra la reconstruction du développement de ce relief et l'évaluation des facteurs et processus d'origine ;
- établir des connections entre les différentes formes au sein d'un paysage donné ;
- faciliter le développement d'études comparatives ;
- fournir un moyen de comparaison entre des formes développées ou en développement dans des régions où les conditions climatiques et géologiques diffèrent ;
- servir d'outil à l'étude du rôle du climat dans le façonnement des formes superficielles.

Plus précisément et de manière concrète, la carte géomorphologique peut produire une base efficace pour (Tricart, 1963 ; Goudie et al. 1990 ; Brunnsden, 1993 ; Lee, 2001 ; Gustavsson et al. 2006 ; Marre, 2007 ; Hayden, 2009) (Fig. 2.1) :

- l'aménagement du territoire au sens large (Faccini et al. 2008 (Fig. 2.2-G)), notamment du point de vue de la mise en valeur de certaines portions agricoles d'un territoire donné (Tricart, 1963 et 1971 (Fig. 2.2-A) ; Kienholz, 1978 ; Coltorti et al. 2009) ; dans les années 1960, une attention particulière est portée à la valorisation et à une utilisation rationnelle des terres. A ce titre, St-Onge (1964) affirme qu'une étude détaillée des formes géomorphologiques permet au géomorphologue de prévoir l'impact de l'homme sur le paysage avec un certain degré de certitude<sup>1</sup> alors que Tricart (1963) utilise la carte géomorphologique comme document de base à la cartographie pédologique, destiné à faire un choix entre plusieurs politiques de mise en valeur du sol ;
- des projets ou avant-projets d'ingénierie (p. ex. choix du tracé et construction d'une route Marwa & Kimaro, 2005 (Fig. 2.2-E) ou Brunnsden, 1993) pour lesquels la plupart des cartes géomorphologiques mettent l'accent avant tout sur le type de matériel, sur les pentes et sur le

---

<sup>1</sup> St-Onge (1964) compare les systèmes de légende tchécoslovaque, belge, canadien, français, polonais et de l'ex U.R.S.S. d'un point de vue de leur utilité pour l'utilisation maximale des terres.

réseau hydrographique ou de drainage plutôt que sur la morphogenèse et la morphochronologie (Goudie et al. 1990) ;

- la prospection minière<sup>2</sup> (Goudie et al. 1990 ; Blagovolin et Timofeev, 1993) – nécessitant parfois la réalisation de cartes en trois dimensions (Brunsden et al. 1979, in Goudie et al. 1990) – et ses impacts sur les eaux superficielles (Taylor et Kesterton, 2002 (Fig. 2.2-B) ; Macklin et al. 2006) ;
- **l'évaluation d'impacts anthropiques (environnementaux<sup>3</sup>)** sur un paysage donné (Lambiel et Reynard, 2003 ; Latocha et Migon, 2005 ; Latocha, 2009 (Fig. 2.2-D)) ;
- fournir un complément pour des projets de protection (Schoeneich 1993c), la mise en valeur touristique de zones naturelles à beauté particulière (Garreau, 1970 ; Stuber, 1993 ; Reynard et al. 2003a et b ; Gaspard, 2003 ; Geyer et Megerle, 2003) ou culturelles d'importance (Panizza, 2003) ou la création de sentiers didactiques visant à vulgariser les Sciences de la Terre (p. ex. Reynard et al. 2003c ; Piacente et al. 2003 ; Auteri et Brancucci, 2003) ou, de manière plus générale, la vulgarisation des Sciences de la Terre. **L'inventaire et la gestion d'objets géomorphologiques remarquables** appelés « géotopes » ou « géosites » fait partie intégrante de la géomorphologie (Tenthorey et Gerber, 1993). **L'étude des géosites ou géomorphosites étant récente, la représentation cartographique à grande échelle n'a été que peu explorée jusqu'à présent** (Carton et al. 2005 ; Serrano et Gonzalez-Trueba, 2005 ; Coratza et Regolini-Bissig, 2009). La difficulté principale réside dans le fait que la représentation cartographique des géotopes ne peut se limiter à une cartographie géomorphologique classique basée sur les formes et les processus géomorphologiques car un géotope géomorphologique peut être chargé de valeurs additionnelles : écologique, culturelle, économique et esthétique (Coratza et Regolini-Bissig, 2009).
- **les reconstitutions paysagères et inventaires de formes, qui constituent l'application principale** des extraits de cartes collectionnés (Fig. 2.1), principalement pour des paysages ayant été soumis à des glaciations successives (p. ex. Schoeneich, 1998 ; Carrivick et Twigg, 2005 ; Heyman et al. 2008 ; Kjaer et al. 2008 (Fig. 2.2-H) , des épisodes volcaniques, des événements torrentiels (Decaulne et al. 2007), fluviaux (Siché et al. 2004) ou gravitaires (p. ex. Panèk et al. 2009) ; certaines reconstitutions glaciaires ou torrentielles nécessitent **l'application d'autres sciences comme pour des datations relatives<sup>4</sup>** ;
- **l'établissement de budgets sédimentaires à l'échelle de petits bassins versants** (Rubensdotter, 2002 (Fig. 2.2-F) ; Theler et al. (2010)), **qui est l'un des objectifs principaux sous-jacents** au développement de notre légende géomorphologique (ch. 2 vol. I) **ou d'une vallée glaciaire** toute entière (p. ex. Otto, 2006 (Fig. 2.2-C) ; Schneevoigt et al. 2008) ;
- la cartographie des dangers – **qui est l'une des applications les plus spécifiques et les plus importantes** (Goudie et al. 1990 ; Reynolds Geosciences, 2003 ; Gustavsson et al. 2006) – en constituant souvent un outil de diagnostic préliminaire à une future zonation spatiale des dangers (p. ex. Kienholz, 1979 ; Pasuto et Soldati, 1999 et 2004 ; Grécu, 2002 ; Seijmonsbergen et De Graaf, 2006 ; Fernández-Lavado et al. 2007). Ces aspects ont été abordés de manière plus détaillée dans le chapitre 4 du vol. I.

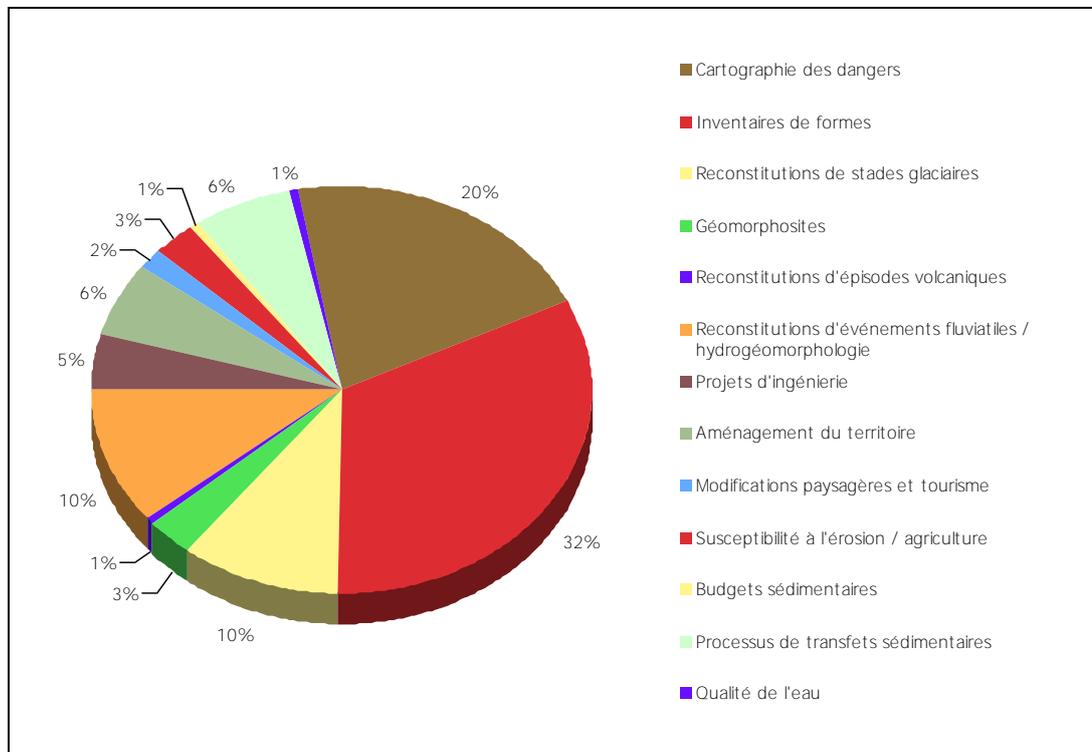
---

<sup>2</sup> En ex-U.R.S.S. par exemple, où cette pratique commence à se développer parallèlement aux prospections lancées dans le Caucase, la Sibérie, le Kazakhstan ou l'Oural, dans les années 1920 et 1930 (Blagovolin et Timofeev, 1993).

<sup>3</sup> Signalons que la géomorphologie peine à occuper une place d'importance dans les études d'impact sur l'environnement (EIE) (Grandgirard, 1997 et 1999). Signalons toutefois le travail d'évaluation et de cartographie des vallées sèches de l'Ajoie réalisé par Boyer et Grandgirard (1992) dans le cadre des travaux de construction de la N16, afin de déterminer les vallées sèches dans lesquelles l'implantation d'une décharge serait la plus justifiée, compte tenu de leurs caractéristiques hydrologiques, géomorphologiques, patrimoniales et paysagères.

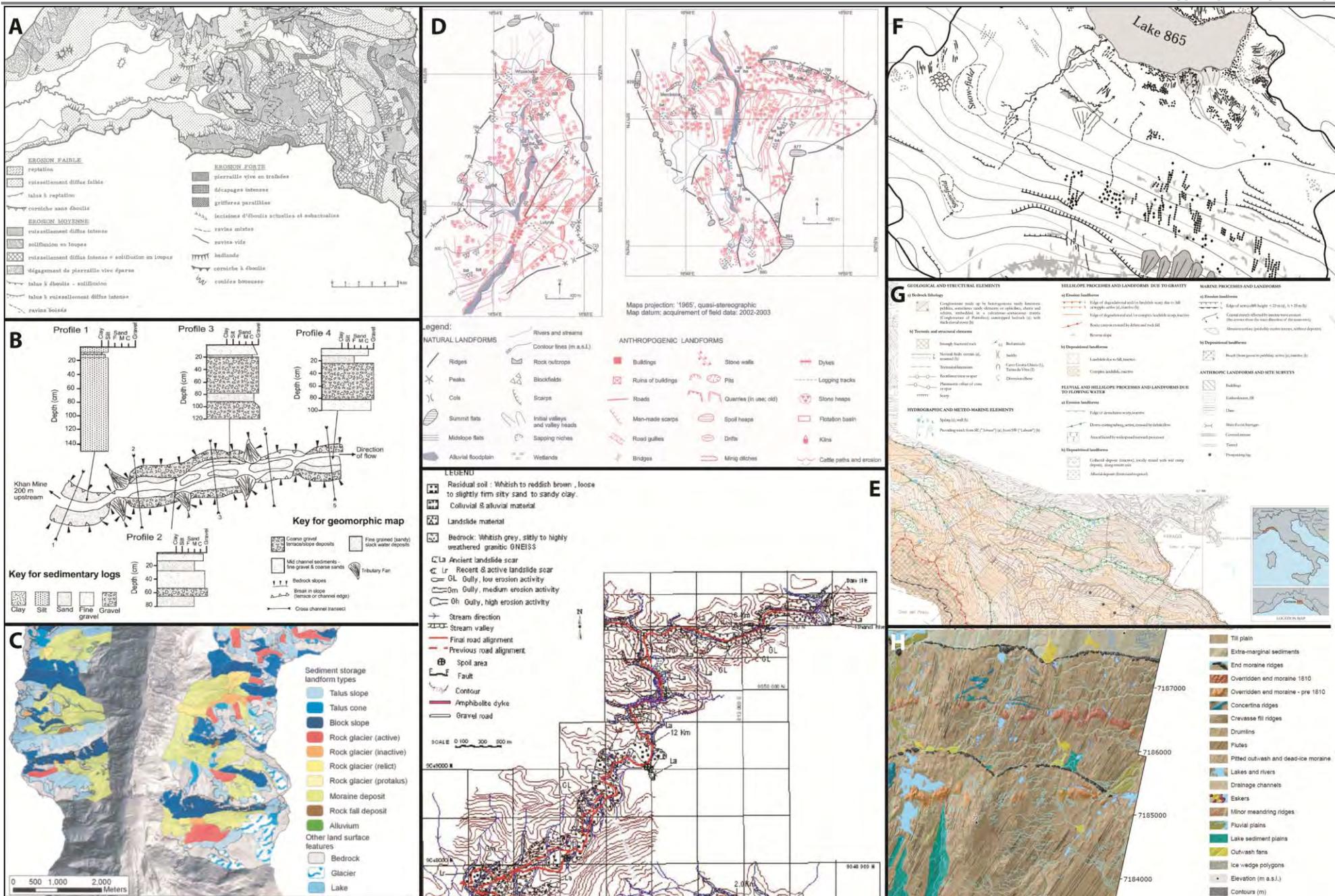
<sup>4</sup> Elles peuvent être de nature biologique (dendrochronologie - technique de datation la plus précise dans le domaine des géosciences pour des périodes temporelles de quelques siècles à quelques milliers d'années (Gärtner 2007) –, lichénométrie ou silénométrie, sédimentologique (par ex. l'étude des argiles varvées en milieu glaciaire ou la téphrochronologie, etc.) ou basée sur la désagrégation des roches (par ex. la corticométrie, l'étude de chrono-séquences pédologiques, l'hydratation d'obsidiennes ou le *Schmidt hammer* etc.).

Nous avons ainsi classé notre échantillon de cartes géomorphologiques en 13 de catégories (Fig. 2.1), mais celles-ci ne sont pas exclusives ni exhaustives. Certaines cartes pourraient être classées dans plusieurs catégories mais l'application principale a été retenue. Bien que les cartes géomorphologiques soient souvent (20% de l'échantillon) destinées à la cartographie des dangers, ce domaine spécifique ne sera pas abordé ici puisque déjà développé dans le vol. I (ch. 4).



**Figure 2.1** Domaines d'application de la carte géomorphologique sur l'échantillon étudié (n=146).

**Figure 2.2 (page suivante)** Aperçu de quelques cartes géomorphologiques appliquées : A) limitations géomorphologiques à l'utilisation des terres (Tricart, 1971) ; B) contamination d'un cours d'eau (Taylor et Kesterton, 2002) ; C) stocks sédimentaires (Otto, 2006) ; D) impacts anthropiques sur les paysages (Latocha, 2009) ; E) projet de route (Marwa et Kimaro, 2005) ; F) transferts sédimentaires (Rubensdotter, 2002) ; G) aménagement du territoire (Faccini et al. 2008) ; H) reconstitutions glaciaires (Kjaer et al. 2008).



## 2.2 Typologie et contenu

Joly (1962) distingue deux conceptions de la cartographie géomorphologique :

- celle dite **descriptive**, regroupant les cartes **analytiques** (cartes topographiques, morpho-structurales ou morphogénétiques), où les « *formes sont décrites pour elles-mêmes ou dans leur rapport avec un petit nombre de facteurs morphogénétiques* » et **synthétiques**, où « *des types de paysages morphologiques sont juxtaposés au moyen de couleurs ou de signes, précisés par des indices chiffrés ou lettrés* » ;
- celle plutôt **explicative**, plus complexe, qui « se donne pour règles de cartographier les faits **reconnus tels qu'ils sont, aménagés en fonction de l'échelle, de les mettre à leur place et de la manière la plus suggestive sur le dessin, en évitant autant que possible les symboles trop conventionnels [...]** ».

Ces approches sont également commentées par Gustavsson (2005), qui considère les cartes analytiques comme étant celles basées sur des informations ayant trait à la genèse ou la structure des formes, la morphométrie et la morphochronologie alors que les cartes synthétiques sont des documents où les données analytiques sont combinées avec des paramètres pédologiques, hydrologiques ou végétatifs, comme le système de légende que nous avons élaboré.

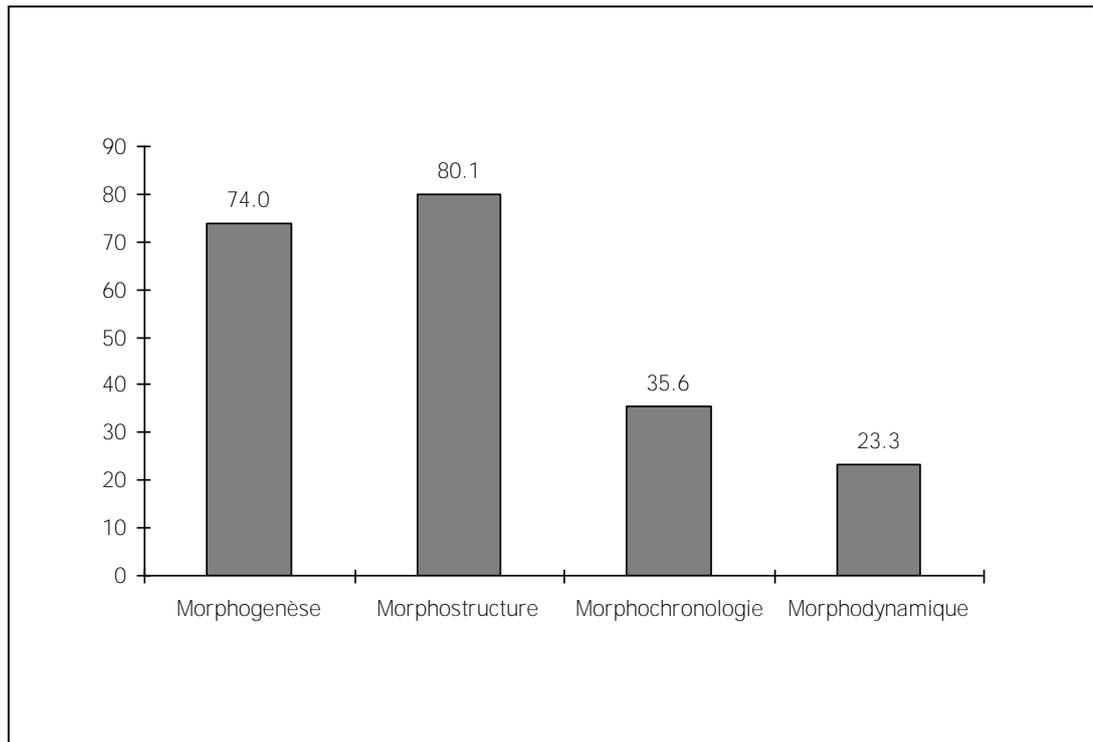
Pour jouer son rôle d'inventaire, Tricart (1955) estime qu'une carte géomorphologique doit figurer tous les éléments du relief, quels que soient leur nature et leur âge. **La carte se doit d'être exhaustive, exactement comme une carte géologique, achevée et ne doit pas comporter de blancs pour les surfaces émergées.** Une carte géomorphologique devrait donc comporter, en complément à la nature du substratum et son influence sur le relief, les éléments suivants (Tricart, 1955 et 1961 ; Joly, 1962 ; Bakker, 1963 ; Fränzle, 1966 ; Klimaszewski, 1982)<sup>5</sup> :

- **la physionomie des formes de terrain (morphométrie et morphographie, que d'aucuns regroupent sous le terme générique de morphologie) ;**
- les types de processus morphogénétiques responsables du modelé (morphogenèse et morphodynamique) ;
- la chronologie, au moins résumée, des événements (morphochronologie).

Les spécialistes distinguent donc parmi les cartes géomorphologiques les cartes morphologiques (forme), morphographiques (type de formes), morphogénétiques (origine des formes), morphodynamiques (dynamique des processus) et morphochronologiques (âge des formes) (Schoeneich et al. 1998 ; Hayden<sup>6</sup>, 2009) (Fig. 2.3).

<sup>5</sup> Voir également le site internet : <http://geographie2001.free.fr/TDgeo.html#géomorphologie>

<sup>6</sup> [http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/geomorphology/GEO\\_11](http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/geomorphology/GEO_11)



**Figure 2.3** Type d'information véhiculée dans les cartes géomorphologiques (n=146). Les valeurs sont des pourcentages et signifient par exemple que  $\frac{3}{4}$  des cartes contiennent des informations morphogénétiques.

### 2.2.1 Morphogenèse

La morphogenèse rend compte des conditions et modalités de l'élaboration du relief. Elle est incorporée dans les figurés des différents types de modelés et devrait impérativement figurer sur toute carte géomorphologique (Goudie et al. 1990). Les cartes à forte composante morphogénétique relient les formes du terrain aux processus qui les ont engendrées (Joly, 1962 ; Tricart, 1965 et 1970 ; Schoeneich, 1993a). Elles reflètent généralement les processus façonnant le paysage actuel et sont essentiellement utilisées pour des paysages ayant été affectés par différents processus **d'érosion et de dépôts. C'est par exemple** le cas dans les environnements alpins, où se côtoient fréquemment des processus glaciaires, périglaciaires, gravitaires, nivaux, fluviaux et parfois karstiques<sup>7</sup>. Selon Goudie et al. (1990), ces cartes sont courantes dans les études sur la morphologie glaciaire. Le nombre de domaines morphogénétiques cartographiés varie selon les auteurs. Otto (2006) en distingue par exemple 13 alors qu'il n'en existe « que » neuf dans la légende de l'IGUL, que nous avons notamment repris pour élaborer notre légende géomorphologique adaptée aux systèmes torrentiels.

### 2.2.2 Morphographie

Une carte morphographique<sup>8</sup> a pour objet de représenter la surface physique de la Terre au moyen de symboles conventionnels. Les données morphographiques sont purement descriptives et englobent, selon Tricart (1965) : les ruptures et les changements de pente, les concavités et **convexités, les terrasses et couloirs, les types d'arêtes et de vallées**. La morphographie fournit une description qualitative de la distribution des formes, alors que la morphométrie en donne une description quantitative (Tricart et al. 1963 ; Gustavsson et al. 2006 ; Hayden, 2009). Sur les cartes **morphographiques, les formes superficielles sont identifiées à l'aide d'un nom spécifique (par exemple fond de vallée ou pied de pente)**. Ces cartes identifient le type de paysage et donc

<sup>7</sup> La région de Tsanfleuron en Valais (voir Reynard 1992) en est un bon exemple puisque de nombreuses formes karstiques superficielles côtoient des formes glaciaires héritées et actuelles mais également des dépôts gravitaires et fluviaux et **d'autres formes périglaciaires**.

<sup>8</sup> Hayden (2009) précise que ce terme est surtout utilisé en Europe continentale alors que dans le monde anglo-saxon on lui préfère le terme de morphologie.

indirectement les processus d'érosion/dépôt (Ng et al. 2002). La plupart des cartes topographiques véhiculent beaucoup d'informations morphographiques (Goudie et al. 1990)

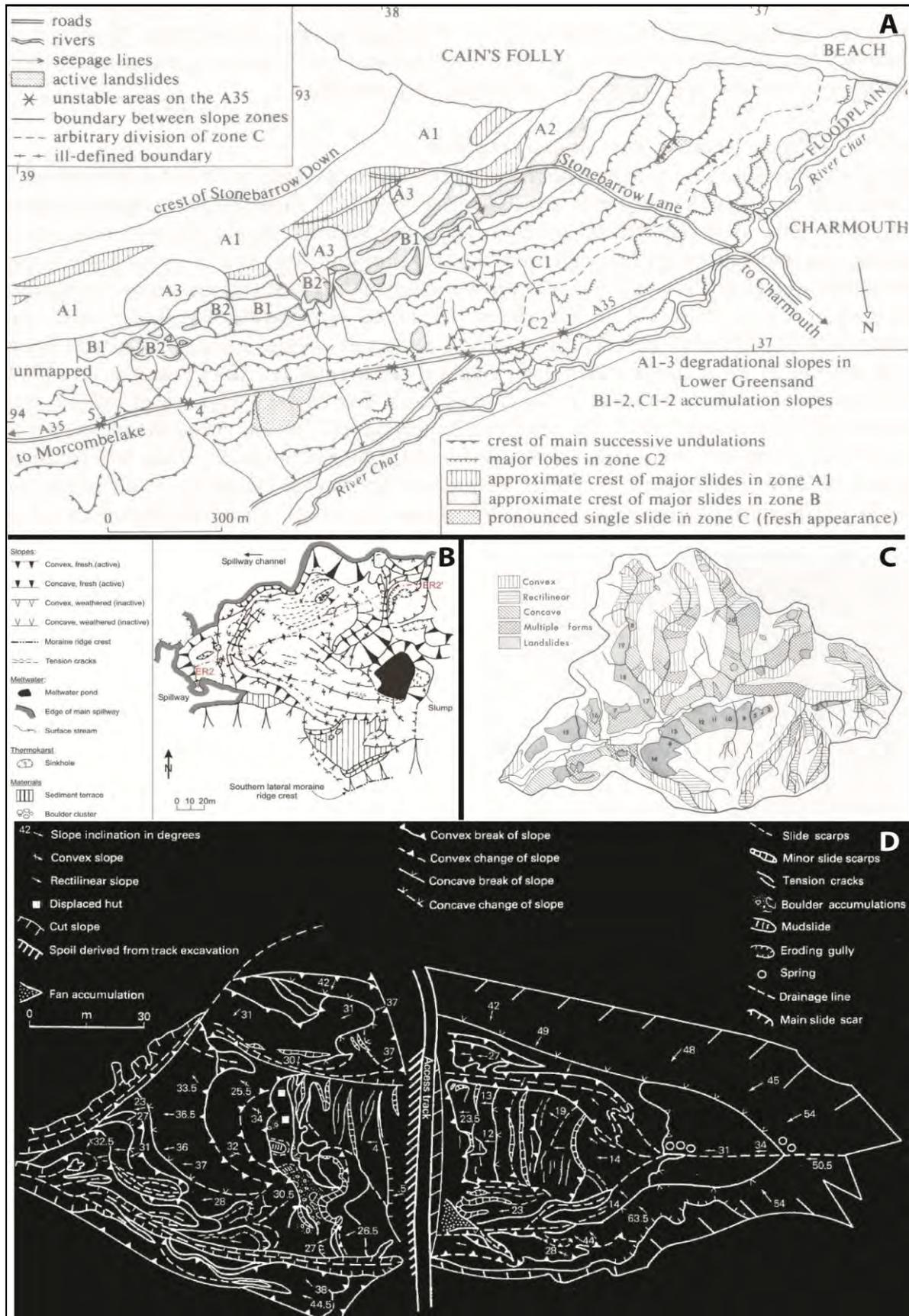
### **2.2.3 Morphométrie**

Les données morphométriques doivent permettre d'évaluer l'ampleur des dénivellations et la valeur des pentes. Ces données sont généralement incorporées aux symboles (Fig. 2.4-A, B et C) ou exprimées par des cotes (Fig. 2.4-D), des courbes de niveau significatives. Dans certains pays couverts à faibles variations de relief comme la Belgique ou la Grande-Bretagne, **l'identification de certaines formes peut s'avérer ardue. La carte devient alors** essentiellement morphométrique (Tricart, 1968).

Les cartes topographiques **fournissent directement ce type d'information par le biais d'une** représentation des positions relatives, dans le plan horizontal et en altitude, de détails visibles à la surface terrestre tout en figurant essentiellement les résultats des observations topographiques de relief, hydrographie, domaine bâti, voies de communication, végétation et cultures ainsi que la **toponymie (nomenclature) (Cosinschi, 2008). L'objectif militaire, à l'origine des demandes de** repérage précis, a évolué vers des utilisations civiles (notamment touristiques). Ce type de carte **permet à la fois une lecture d'ensemble, notamment des modes d'occupation des sols, mais aussi** une lecture de détail et précise (Cosinschi, 2008). Cependant, Reynolds Geosciences (2003) **déconseille l'utilisation de** cartes topographiques en raison de leur niveau de détail – déjà en-dessous de la réalité du terrain – **mais aussi en raison du fait qu'elles doivent encore être réalisées pour de** nombreuses régions de montagne, au sein desquelles la position des marges glaciaires et la couverture morainique évoluent **si vite qu'il existe rapidement un décalage avec les cartes** topographiques<sup>9</sup>. Tricart (1955 et 1961) proposait de résoudre ce problème en faisant apparaître des détails du modelé du relief que la carte topographique ne soulignait pas suffisamment. En Suisse, les mises à jour régulières des cartes topographiques leur confèrent un très bon niveau de détail et de précision.

---

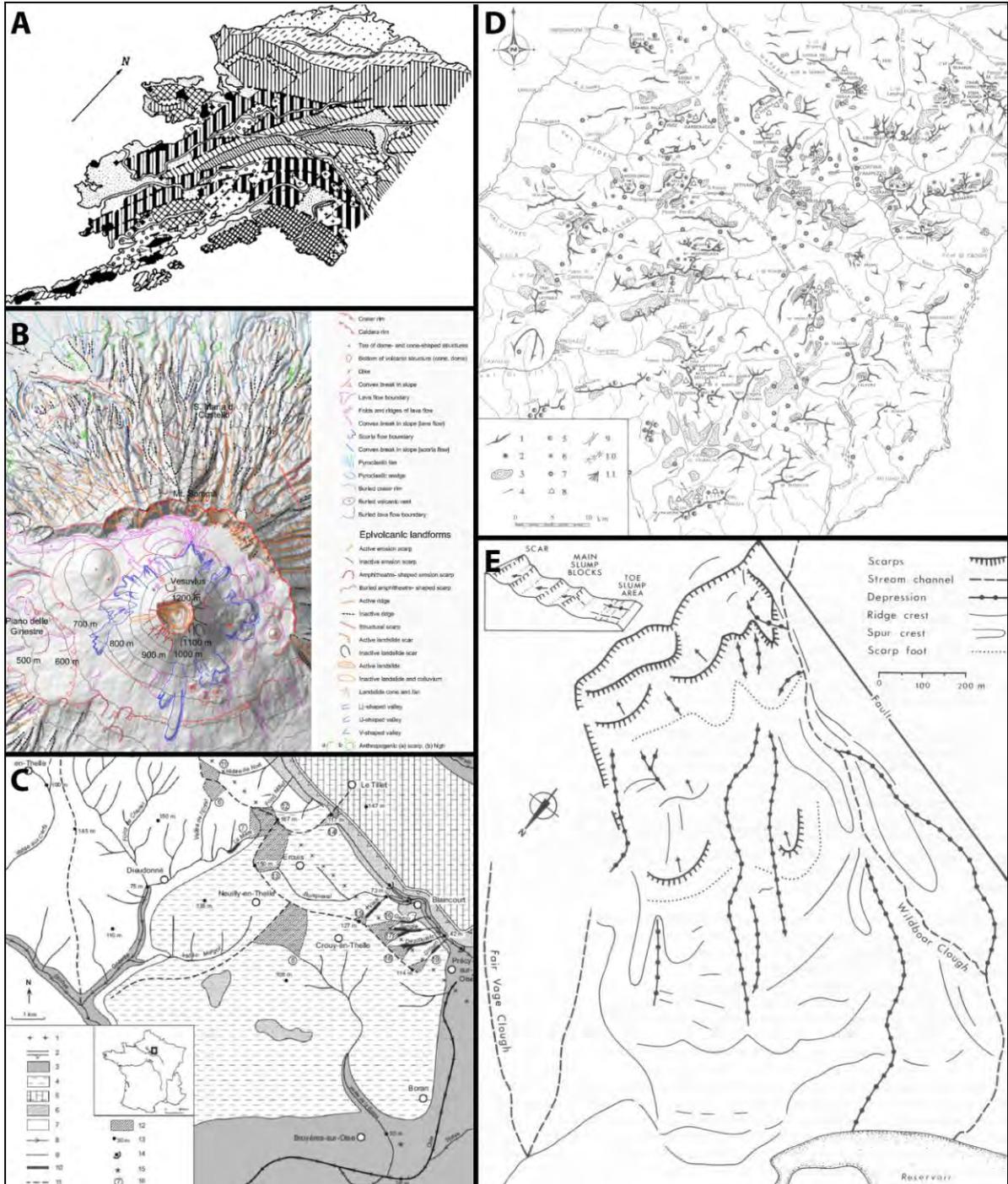
<sup>9</sup> Les auteurs leur préfèrent les images satellites avec des résolutions inférieures au mètre ou les photographies aériennes.



**Figure 2.4** Extraits de cartes morphométriques. A) carte géomorphologique d'un projet autoroutier (Brunsdén, 1993); B) extrait de carte géomorphologique d'une moraine (Imja Tsho, Nepal) (Reynolds Geosciences, 2003); C) distribution des pentes selon la méthode de Young (1972) (Johnson, 1987); D) carte morphométrique (Hearn et Fulton, 1986).

2.2.4 Morphostructure

Les données structurales établissent le rapport entre le relief et le bâti rocheux ; elles sont en quelque sorte une sélection des données importantes de la carte géologique et sont étroitement liées à l'échelle de cartographie : à petite échelle (p. ex. Fig. 2.6-A, C et D), une carte géomorphologique aura essentiellement un caractère morphostructural, bien l'échelle des cartes réalisées par Ventura et al. (2005, Fig. 2.5-B) ou Johnson (1987, Fig. 2.5-E) soit plus inférieure au 1 : 25'000.



**Figure 2.5** Exemples de cartes morphostructurales. A) carte des unités géomorphologiques de l'Alaska, échelle 1 : 15'000'000 ([http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/geomorphology/GEO\\_11](http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/geomorphology/GEO_11)); B) carte géomorphologique et morphostructurale du Vésuve (Ventura et al. 2005); C) carte morphostructurale du Pays de Thelle en France (Larue, 2005); D) carte géomorphologique schématique des Dolomites (Carton et Soldati, 1993); E) carte des principales formes structurales des Rollick Stones (Johnson, 1987).

### 2.2.5 Morphodynamique

La représentation dynamique des phénomènes est le problème majeur d'une carte géomorphologique, surtout lorsque son application finale concerne la gestion ou la prévention d'aléas naturels. Nous avons d'ailleurs tâché de résoudre ce problème dans les développements méthodologiques du vol. I (ch. 6 et 9). Une cartographie (dynamique) de processus soulève des problèmes concernant la représentation, sur un plan immobile, des composantes de mouvements (mouvements qui se produisent dans l'espace ou transformations qui se succèdent dans le temps). La difficulté graphique réside dans l'obligation de suggérer une dynamique à l'aide d'un document qui, par lui-même, est statique, sans sacrifier ni sa précision ni sa lisibilité. Le temps donne en quelque sorte à l'espace géographique une quatrième dimension qu'une cartographie dynamique ne peut négliger.

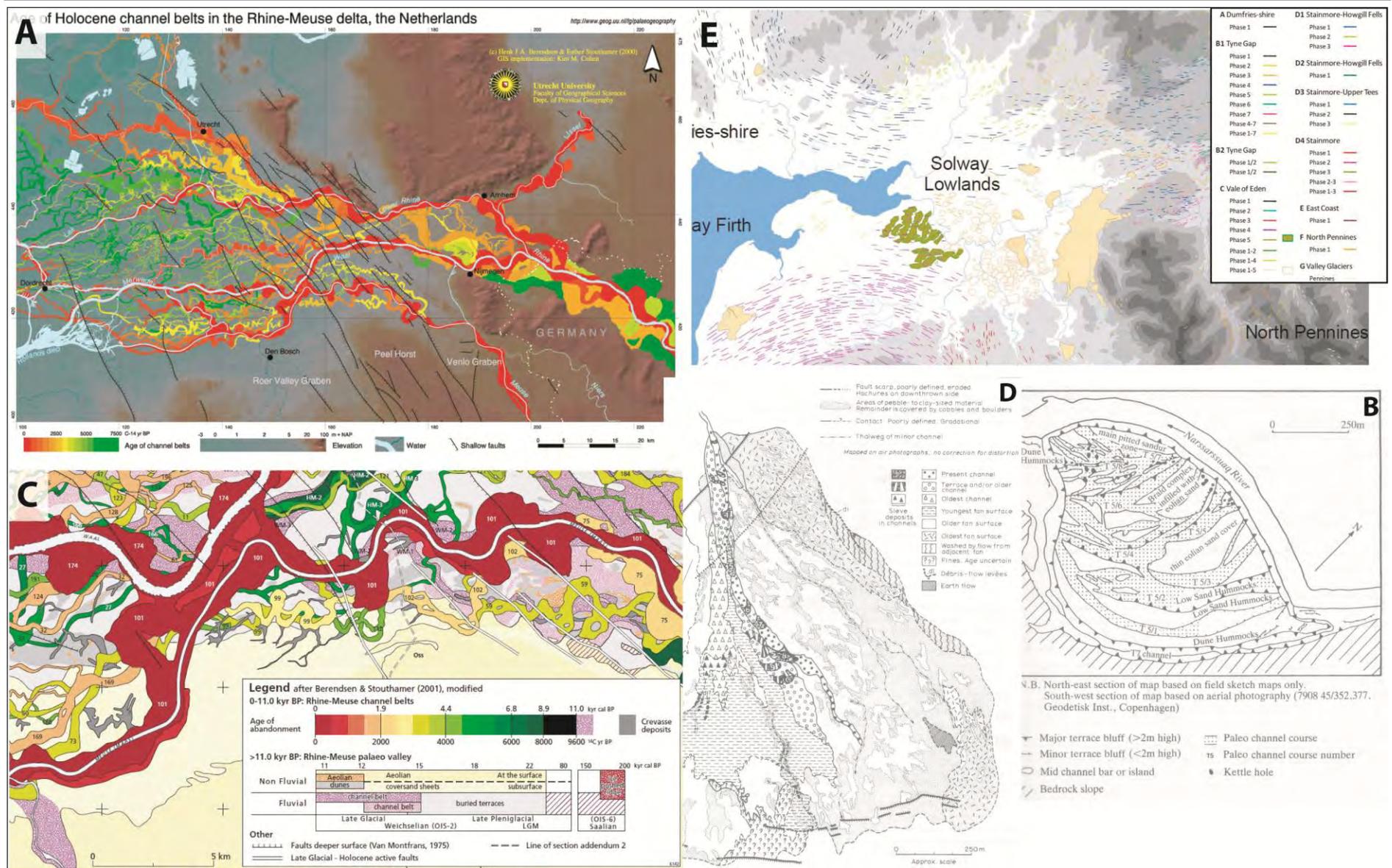
Sur les cartes de l'échantillon (24%) figurant des informations ayant trait à la morphodynamique des formes observables, les formes sont classées selon leur activité actuelle (formes héritées ou actives). Dans certaines cartes italiennes comme celles réalisées par Bartolini et al. (1985), Panizza (1990), Pasuto et al. (2005) ou Robustelli et al. (2009), une distinction entre les processus et formes actifs et inactifs est réalisée à l'aide de couleurs alors que la légende officielle (Gruppo [...], 1993) propose de distinguer trois stades d'activité : actif, latent et inactif (ch. 4). Dans la légende de l'IGUL, la dynamique intervient uniquement dans la cartographie des formes liées aux processus périglaciaires et gravitaires et s'illustre par une symbologie différente. Verger (1968) indique qu'une représentation cartographique des processus dynamiques a été tentée par l'École polonaise. Ces cartes ont été établies sur plusieurs saisons, notamment pour la période de la fonte nivale, et représentent les différents types de ruissellement (concentré, diffus, en nappe), la distinction de zones actives et passives et les relations des phénomènes génétiques avec les formes. En dehors de ces essais, nous ne connaissons guère de cartes offrant une réelle corrélation entre la géomorphologie et les processus dynamiques, c'est-à-dire entre les formes et les agents actuels. Si l'étude de la cinématique nécessite au moins deux observations successives, l'étude de la dynamique nécessite une continuité d'observations, ou à défaut d'observations fort nombreuses durant tout l'intervalle chronologique pris en compte. La question de la durée de l'intervalle chronologique est évidemment centrale.

### 2.2.6 Morphochronologie

La morphochronologie peut être définie comme la succession dans le temps des différentes générations de formes (Joly, 1962). La chronologie des éléments, unités ou systèmes du paysage, est importante pour retracer l'histoire du paysage et sa dynamique (Gustavsson et al. 2006). Elle se déduit de leur étagement ou emboîtement et permet de différencier les formes héritées des formes vives reflétant l'érosion actuelle (Ng et al. 2002). Sur les cartes morphochronologiques sont généralement figurés les âges relatifs de dépôts et de formes (Fig. 2.6-B, D et E). Ces cartes sont utiles si les relations d'âge peuvent être établies mais elles sont logiquement limitées en raison des difficultés à établir plus ou moins précisément l'âge absolu<sup>10</sup> de différentes formes superficielles (Fig. 2.6-A et C). Tricart (1961) insiste sur l'âge des formes<sup>11</sup> car en fonction de leur âge, les unités géomorphologiques de même nature ont un modelé différent. Kienholz (1978) relativise l'âge des formes en utilisant les termes de *relict* (pour un élément qui indique un encore le processus qui l'a engendré mais qui a l'apparence d'une fossilisation du processus original) et « probablement récent ».

<sup>10</sup> Tricart (1968) estime qu'il est préférable de dater de manière absolue les formes.

<sup>11</sup> Tricart préfère réserver les couleurs à la datation des formes (chronologie), contrairement aux principes adoptés dans les pays de l'Est (Pologne, Union Soviétique) où elles sont généralement réservées aux faciès géomorphologiques et donc aux différents processus morphogénétiques. Selon Joly (1962), l'âge d'une forme ou d'un dépôt est un renseignement de valeur mais qu'on peut tenir pour secondaire au regard de l'origine morphogénétique de cette forme ou de ce dépôt : une carte donnant la primauté à la genèse est plus significative qu'une carte donnant primauté à la chronologie : il faut éviter de donner à la couleur, sur une carte, une signification tantôt structurale, tantôt chronologique comme le font les cartes polonaises notamment.



**Figure 2.6** Extraits de cartes géomorphologiques véhiculant des informations morpho-chronologiques. Tiré de : A) et C) Berendsen<sup>12</sup> et al. 2000 ; B) Maizels, 1983 (in Goudie, 1990 : 99) ; D) Hooke, 1987 ; E) Livingstone et al. 2008.

<sup>12</sup> <http://www.geo.uu.nl/fq/palaeogeography/results/palaeogeography>

### 2.2.7 Hydrographie

En plus de structurer le paysage, le réseau hydrographique a une influence prépondérante sur la morphogenèse d'une région, d'autant plus marquée en climats tempérés et humides (Bravard et Petit, 2000 ; Gustavsson et al. 2006). Si toutes les cartes géomorphologiques de l'échantillon d'analyse représentent le réseau hydrographique, Kienholz (1979) indique également les conditions du lit du cours d'eau, en phase d'érosion ou d'aggradation (sédimentaire) mais sans toutefois inclure la notion de capacité. Ventura et al. (2005) ont quant à eux distingué les différents types de réseaux de drainage<sup>13</sup> dans un contexte volcanique (Fig. 2.7).

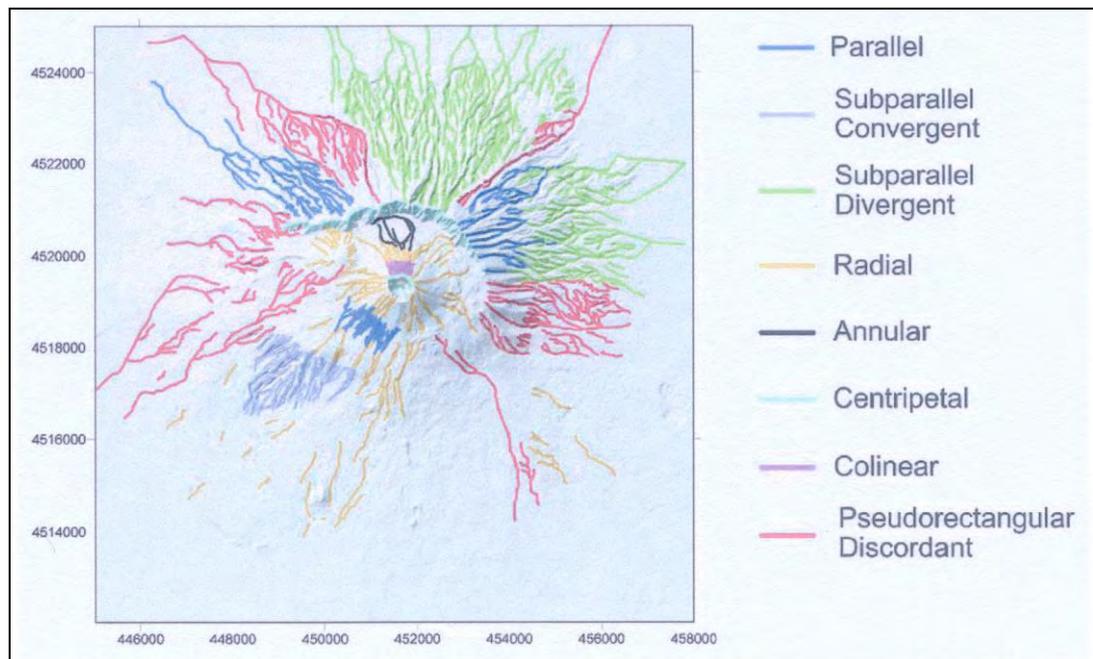


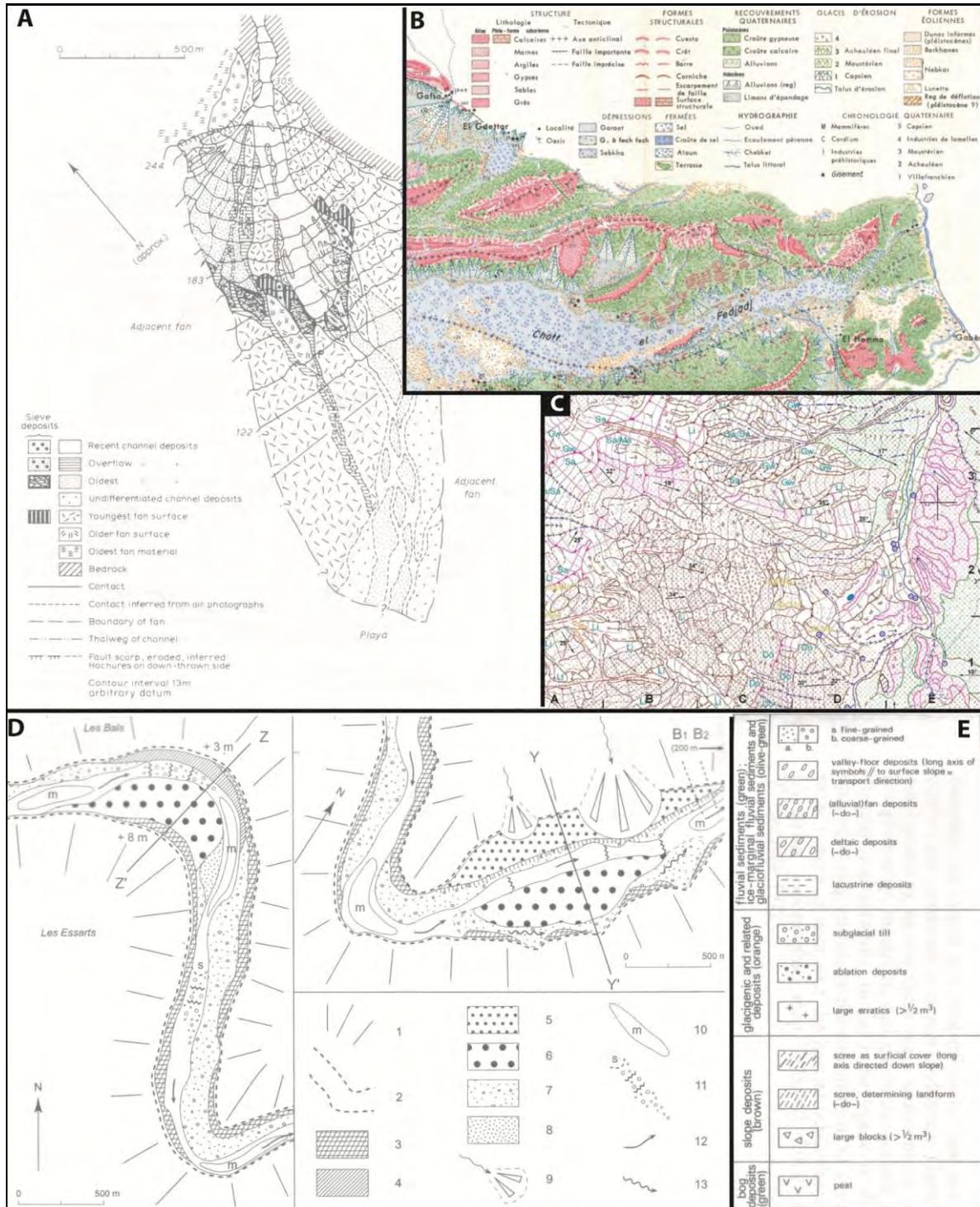
Figure 2.7 Typologie du réseau de drainage vésuvien. Tiré de Ventura et al. 2005

### 2.2.8 Lithologie(s) et pédologie

Bien que déjà présentes sur les cartes géologiques, les lithologies sont souvent figurées sur les cartes géomorphologiques, principalement celles concernant les sédiments non consolidés. Tricart (1961) et Joly (1962) accordent tous deux une grande importance à la lithologie dans les cartes géomorphologiques, trop souvent lacunaire ou absente sur les cartes et élément essentiel du modèle différentiel, qui permet d'expliquer en grande partie la morphogenèse d'une région en influençant la stabilité des formes. A ce titre, Joly (1962) propose d'utiliser des figurés symboliques inspirés de ceux couramment utilisés en géologie. Une approche possible consiste à distinguer les roches en place endogéniques (roches ignées et métamorphiques), sédimentaires (consolidées, lithifiées et évaporitiques) et les matériaux meubles (Fig. 2.8-B). Gustavsson et al. (2006) pensent toutefois que la présentation des types de roches « dures » n'est pas sans poser des problèmes. Dans sa légende, Gustavsson (2005 ; et al. 2006) distingue les sédiments meubles de la roche en place, en rajoutant un code composé de deux lettres (p. ex. : Gy pour gypse, Co pour conglomérat etc.) et une couleur différente en fonction de l'époque géologique (du Précambrien à l'Holocène) de la roche (Fig. 2.8-C). De Graaf et al. (1987) et Van Noord (1993) proposent, dans un système de légende destiné à cartographier les zones alpines et développé à l'Université d'Amsterdam, une palette de symboles pour distinguer le type de matériau au sein de chaque domaine morphogénétique (Fig. 2.8-E). Jacob et al. (2006) réalisent un croquis géomorphologique sur deux secteurs (A et B) du Chassezac (Cévennes, France) en y distinguant notamment les bancs holocènes à gros blocs (6), les voiles

<sup>13</sup> Les auteurs font la différence entre les réseaux parallèle, convergent, subparallèle, divergent subparallèle, radial, annulaire, centripète, colinéaire et pseudo-rectangulaire discordant.

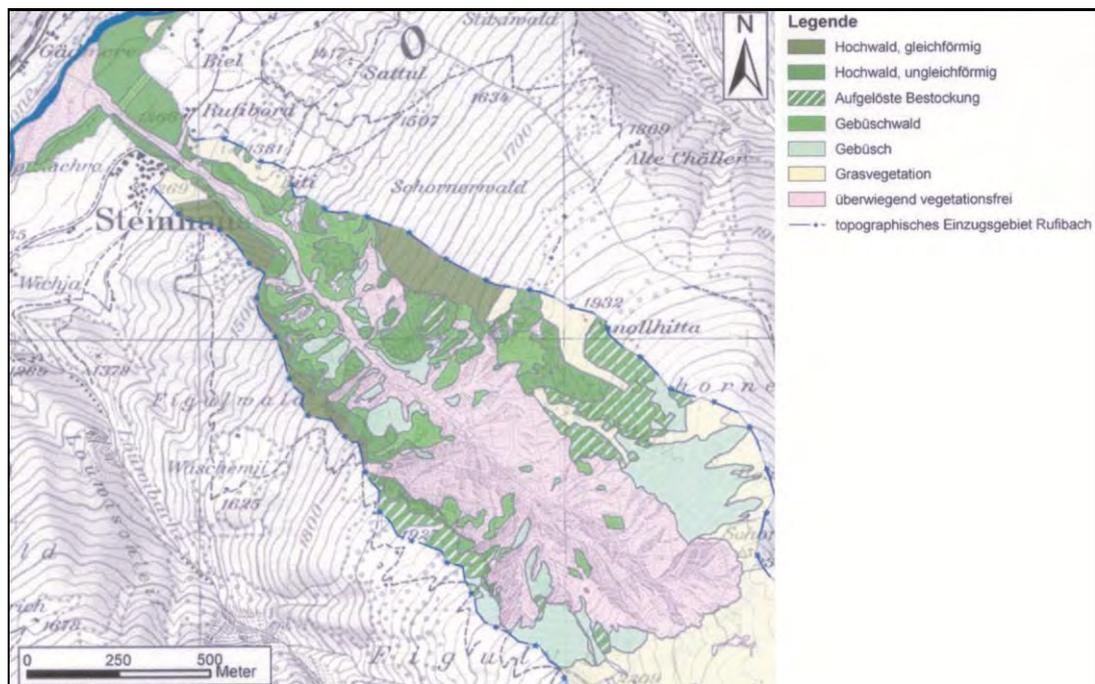
caillouteux sur lit rocheux (7), les bancs sableux (8), mouilles (10), chenal de crue (12) (Fig. 2.8-D) etc. Dans notre échantillon, 45% des cartes ne contiennent toutefois pas d'information ayant trait à la lithologie, alors que 24% en tiennent compte partiellement comme sur la carte de Hooke (1987) (Fig. 2.8-A).



**Figure 2.8** Exemples de cartes géomorphologiques avec information lithologique. A) âge de dépôt relatif sur une carte d'un cône de déjection (Hooke, 1987) – information lithologique considérée comme étant partielle ; B) carte géomorphologique de la Tunisie présaharienne ; C) carte géomorphologique figurant les périodes géologiques (Gustavsson et al. 2006) ; D) croquis géomorphologiques du Chassezac (Jacob et al. 2006) ; E) extrait de la légende de De Graaf et al. (1987).

### 2.2.9 Végétation

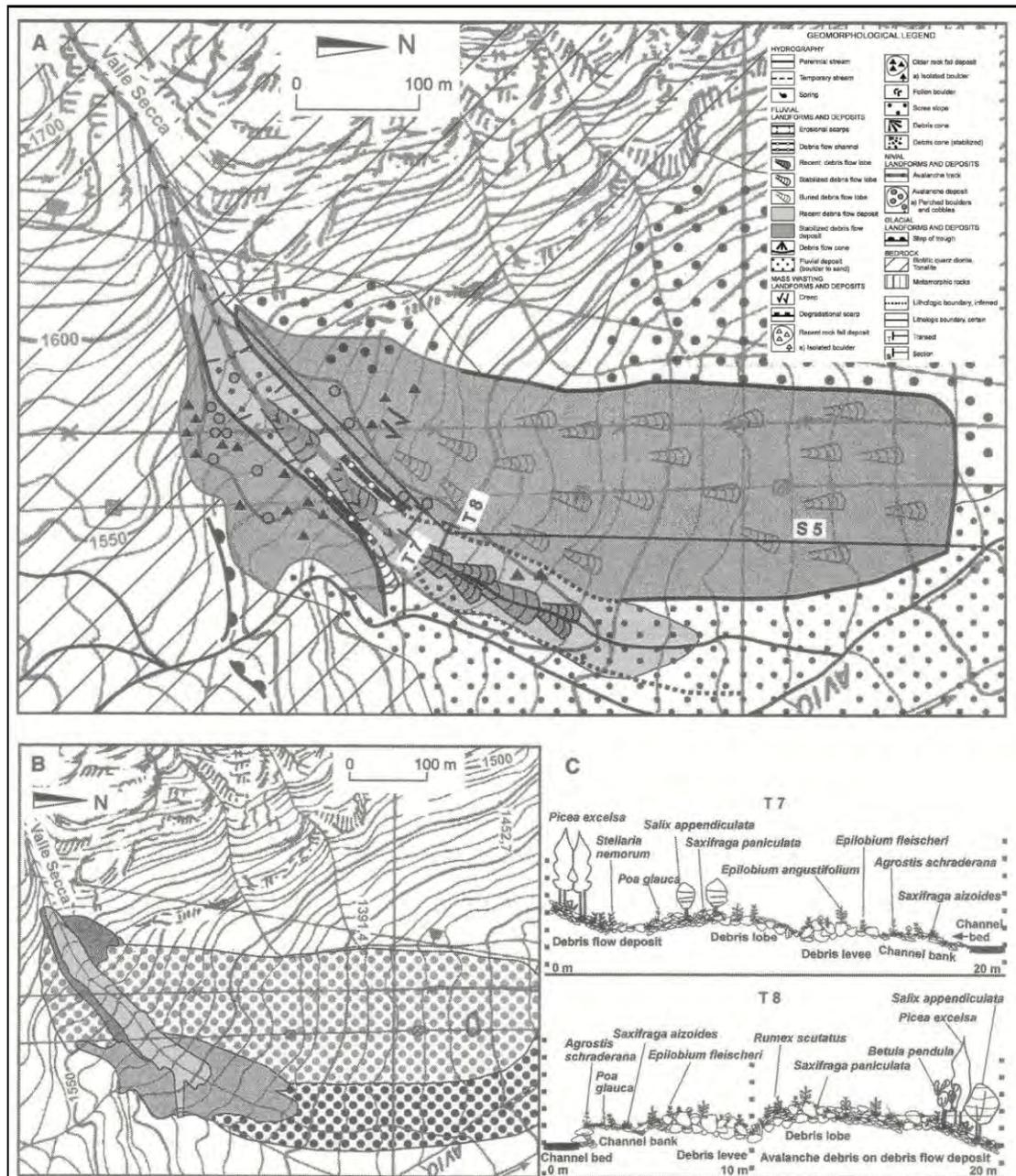
Rarement présente sur les cartes géomorphologiques, la végétation joue pourtant un rôle très **important dans l'(in)activité** des processus géomorphologiques. Tricart (1961) propose de faire intervenir la végétation lorsque les cartes sont orientées vers la dynamique actuelle des processus. Bardou et al. (2007) utilisent trois classes pour cartographier la dynamique de bassins versants torrentiels, soit a) les sols avec forêts ; b) les sols avec pelouse alpine et quelques arbres et c) les sols avec pelouse uniquement. Les travaux menés sur le Rufibach par Ozvatic (2006) intègrent **quatre classes de végétation issues de l'inventaire forestier suisse**<sup>14</sup> (Fig. 2.9). Baroni et al (2007) ont mis en évidence le lien entre le type de dépôts et de formes torrentiels avec la distribution de la végétation sur un cône de déjection (Fig. 2.10). Comme discuté aux chapitres 6 et 9 du vol. 1, différents paramètres caractérisant la végétation peuvent être déduits de manière automatique en travaillant les modèles numériques de surface (MNS).



**Figure 2.9** Carte de végétation réalisée par Ozvatic (2006) sur le Rufibach (Vallée de Conches, Valais).

<sup>14</sup> Soit :

- la futaie (régulière), composée de peuplements homogènes, de surfaces délimitées, avec une structure uniforme (à une ou plusieurs strates), dans laquelle les arbres formant le peuplement (peuplement principal) présentent des diamètres à hauteur de poitrine semblables et sont donc assimilés au même stade de développement ;
- la futaie (irrégulière) à une ou plusieurs strates, avec stades de développement mélangés. Forme intermédiaire entre les futaies régulières et celles d'aspect jardiné, le boisement présentant un degré de recouvrement permanent de 20 à 60%, en raison des conditions de station ou à cause du type de gestion, p. ex. les pâturages boisés et certains boisements à la limite supérieure de la forêt ;
- les peuplements clairsemés, boisement présentant un degré de recouvrement permanent de 20 à 60%, en raison des conditions de station ou à cause du type de gestion, p. ex. les pâturages boisés et certains boisements à la limite supérieure de la forêt ;
- la forêt buissonnante, surface forestière dont le peuplement déterminant est couvert à plus de deux tiers de buissons. Il s'agit en particulier des forêts d'aulnes verts et de pins rampants, mais aussi des taillis de noisetiers et des boisements similaires.



**Figure 2.10** Extrait de carte tiré de Baroni et al. (2007). Carte géomorphologique (A), carte de la végétation (B) et profils le long du cône de déjection (C).

### 2.3 Symbologie

Au mois de mai 1962 s'est tenu en Pologne un cycle de conférences sur la cartographie géomorphologique au cours desquelles une vingtaine de cartes provenant de 14 pays ont été présentées (Klimaszewski et Tricart, 1963 ; Klimaszewski, 1988). En raison des différents systèmes élaborés, les cartes étaient incomparables entre elles et plusieurs résolutions ont été adoptées (Klimaszewski et Tricart, 1963 ; St-Onge, 1964 ; Tricart, 1968 ; Klimaszewski, 1982). Ainsi, il a été convenu qu'une carte géomorphologique devait<sup>15</sup> :

- être issue de relevés de terrain et/ou de photographies aériennes ;
- avoir une échelle comprise entre 1 : 10'000 et 1 : 100'000 ; les levés doivent être effectués sur des fonds topographiques au 1 : 25'000 et les publications à l'échelle 1 : 50'000 ;

<sup>15</sup> En tout, neuf résolutions ont été adoptées.

- contenir des données morphographiques, morphométriques (fond topographique par ex.), morphogénétiques et morphochronologiques et **d'être réalisée à l'aide de couleurs et de signes** renseignant à la fois sur ces différents caractères (par ex. origine et âge de chaque forme) ;
- être accompagnée **d'une datation des formes** pour établir une chronologie ;
- contenir des informations sur la lithologie, **indiquée à l'aide de signes adéquats** ;
- **être réalisée à l'aide d'une trame de symboles** créée spécifiquement pour permettre une interprétation homogène et uniforme des cartes géomorphologiques.

Près d'un demi-siècle plus tard, la volonté de définir des normes est à nouveau reposée par un groupe de travail<sup>16</sup> de l'Association internationale des géomorphologues (Pain et al. 2008)<sup>17</sup>.

### 2.3.1 Utilisation et choix des couleurs

Si, à l'époque, les cartes en noir et blanc étaient essentiellement descriptives (Garreau, 1970), « *l'emploi des couleurs permet de préciser la nature et localiser les affleurements rocheux et les formations superficielles en indiquant les conditions de leur genèse, de leur conservation ou de leur destruction* ». La couleur étant l'élément le plus attractif pour l'œil humain, elle devrait être utilisée pour indiquer la caractéristique géomorphologique la plus importante (Goudie et al. 1990 ; Gustavsson et al. 2006). L'usage des couleurs diffère selon les cartes (Joly, 1962 ; Klimaszewski, 1988 ; Gustavsson et al. 2006). Ainsi, les couleurs peuvent être utilisées : a) pour les aspects lithologiques (relations lithologiques entre les formes et la structure, p. ex. sur certaines cartes françaises et hollandaises) ; b) pour mettre en évidence certaines caractéristiques morphométriques et morphogénétiques (p. ex. cartes polonaises (Klimaszewski, 1963)) ; c) pour caractériser l'origine particulière de certaines formes individuelles (p. ex. sur les cartes soviétiques) ; d) pour des unités géomorphologiques comme de grands assemblages lithologiques, morphographiques ou morphogénétiques (cartes hollandaises) ; e) pour indiquer des zones de processus géomorphologiques, principalement contemporains (cartes allemandes).

Afin de conserver une lisibilité de la carte, le nombre de couleurs et d'intensités d'une même couleur devrait être le moins élevé possible (Gustavsson 2005 ; Gustavsson et al. 2006). Dans la légende allemande, les domaines morphogénétiques sont indiqués par sept plages de couleur (fluviale, gravitaire, dénudatif, glaciaire, périglaciaire, etc.). Dans cette légende, les couleurs ne représentent que des processus et forment un ensemble logique (Schoeneich, 1993b). Il existe aussi des trames combinant les couleurs des différents domaines morphogénétiques (par ex. une zone glaciaire « modifiée » ou remaniée par des processus périglaciaires ou des dépôts fluviaux « transformés » par des processus organiques). Bakker (1963) cite au sujet des couleurs une carte de Jungerius (1958) comportant 35 couleurs alors que les cartes géomorphologiques russes en utilisent une centaine ! A titre de comparaison, on utilise entre 12 et 16 couleurs de base pour une feuille de l'Atlas géologique suisse, selon le nombre de formations géologiques qui y sont représentées.

Selon Joly (1962), le problème est « *de donner à la couleur, qui est l'élément visuel principal, une signification précise [...] et non l'employer illogiquement pour représenter plusieurs choses à la fois. [...]* ». De plus, l'utilisation des couleurs pour représenter les différentes unités morphogénétiques n'est pas forcément évidente car les limites entre les différents domaines ne sont pas toujours précises et évidentes (Gustavsson et al. 2006). Lorsque les couleurs sont utilisées pour différencier les domaines morphogénétiques<sup>18</sup>, on admet généralement que (Joly, 1962 et 1963 ; Klimaszewski, 1982 ; Schoeneich, 1993a ; Gustavsson et al. 2006) :

- les rouges, ocres-rouges et violets-rouges sont affectés aux formes structurales, tectoniques ou lithologiques ;

<sup>16</sup> Voir le site <http://www.geomorph.org/wg/wgagm.html>

<sup>17</sup> Il y a également la volonté d'établir une légende géomorphologique standardisée applicable dans les systèmes d'information géographique, comme l'ont réussi les géologues avec leurs cartes (Schoeneich, 1993a).

<sup>18</sup> Dans la plupart des cas, la couleur est utilisée pour représenter la morphogénèse (Goudie, 1990).

- les verts désignent les formes fluviales issues de processus impliquant l'intervention de l'eau à l'état liquide<sup>19</sup> ;
- les violets indiquent les formes glaciaires issues de processus impliquant l'action de l'eau à l'état solide<sup>20</sup> ;
- les jaunes et orangés sont utilisés pour les formes éoliennes ;
- les ocres pour les formes dues à la désagrégation mécanique et au transport par gravité ;
- les bleus représentent les formes marines et lacustres<sup>21</sup> ;
- les bruns sont requis pour la représentation en extension, sous forme de hachures lâches, des restes de topographies anciennes dont la genèse exacte est difficile à saisir (surfaces d'aplanissement ou d'érosion) ;
- les gris représentent les faits dus à l'intervention humaine (formes anthropiques) et la toponymie<sup>22</sup> ;
- le noir est utilisé pour les contours géologiques et pour les accidents tectoniques remarquables.

Dans notre échantillon, environ 42 % des cartes géomorphologiques ne sont pas dessinées à l'aide du code de couleurs précité (Fig. 2.10-B, C, D, F). Kienholz (1979) utilise les principes généraux de la légende suisse<sup>23</sup> et utilise le rouge pour les formes d'érosion (mouvements de terrain, y compris certaines formes structurales), le vert pour les formes d'accumulation (par ex. : moraine, voiles et cônes d'éboulis), le noir pour le domaine anthropique et le brun pour les signes morphographiques et géodétiques.

Joly (1962) et Tricart (1965 : 192) préconisent de figurer la morphochronologie par une variation de la teinte (ou de l'intensité) de chaque couleur et de s'en tenir à trois stades essentiels : les formes actuelles (Holocène), les paléo-formes quaternaires (Pléistocène), et les paléo-formes anté-quaternaires, en utilisant la teinte la plus foncée pour les événements les plus récents. Ce principe a par exemple été appliqué par Schoeneich (1998) dans sa cartographie des reconstitutions de stades glaciaires préalpins. Dans la légende modulable suisse (Kienholz et Krummenacher, 1995) par contre, la variation de couleurs sert à différencier l'occurrence d'un processus. Un couleur foncée signifie que le phénomène (ou le processus) est « prouvé », c'est-à-dire qu'il « se laisse identifier sans ambiguïté dans la zone concernée ; « soupçonné » si « le phénomène ne se laisse pas identifier clairement dans la zone concernée » ; « potentiel » si le « phénomène » ne s'est pas déroulé dans la zone concernée mais pourrait se produire en raison du contexte général. Cette distinction est également appliquée pour les figurés en variant l'épaisseur des traits. Dans notre méthode, la variation des tons de couleurs a une connotation dynamique (ch. 6), comme cela se retrouve dans les cartes de susceptibilité.

Enfin, certaines cartes géomorphologiques n'utilisent pas de couleurs au profit des lettres et des symboles ; c'est surtout le cas des cartes les plus anciennes ou plus récentes comme celle de la légende du Ministère de l'Environnement de la Colombie Britannique ou une carte proposée par Grécu (2009) (ch. 4).

---

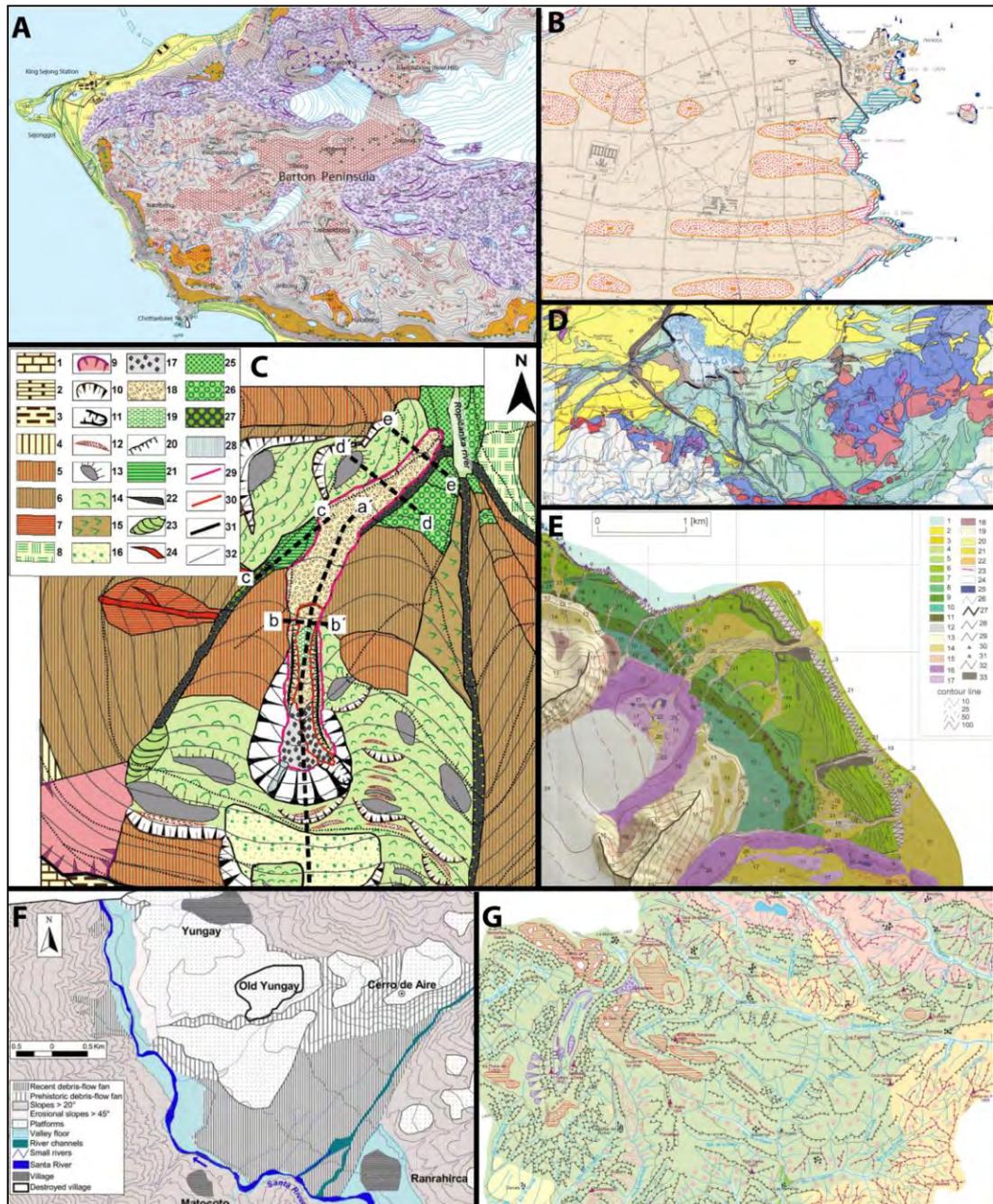
<sup>19</sup> Joly (1962) propose le vert « émeraude » pour les formes fluviales dues à un écoulement dans un lit fluvial ou aux déplacements du lit fluvial, le vert « de mai » pour les formes d'altération chimique et de transport en masse sur les versants et le vert « cinabre » pour les formes hydro-éoliennes et de transport diffus semi-arides et arides.

<sup>20</sup> Les processus et formes liés à la présence de permafrost ou à la neige n'ont pas de couleur véritablement attribuée mais sont généralement figurés dans des teintes bordeaux ou violettes.

<sup>21</sup> Joly (1962) propose le bleu « outremer » pour les formes marines immergées, le bleu de « Prusse » pour les formes marines émergées et le bleu turquoise pour les formes lacustres et pour les eaux courantes continentales actuelles.

<sup>22</sup> Le vert bronze est parfois utilisé pour les bioconstructions. Tiré du site <http://geographie2001.free.fr/TDgeo.html#géomorphologie>.

<sup>23</sup> Voir ch. 4.



**Figure 2.11** Extraits de cartes géomorphologiques et couleurs employées. Tiré de : A) Lopéz-Martínez et al. (2002) ; B) Graciotti et al. (2008) – formes structurales en beige et karstiques en rouge ; C) Panèk et al. 2009 – mouvements gravitaires en vert notamment ; D) Institut Géographique National, Paris ; E) Zagorski (2007) ; F) Klimes et al. (2008) ; G) Chueca et al. 2008.

### 2.3.2 Signes et symboles

D'après Joly (1962), chaque signe doit être aussi simple et suggestif que possible. Sur une carte topographique par exemple, les signes conventionnels peuvent être comparés **aux caractères d'un** alphabet et constituent des symboles normalisés utilisés pour la représentation cartographique du terrain. Dans une carte géomorphologique, les symboles peuvent représenter le type de processus et/ou la direction du mouvement de matériel alors que des lignes hachurées indiquent généralement des structures ou des discontinuités morphologiques. Les symboles peuvent être utilisés pour représenter des formes trop petites selon certaines échelles, comme des ravines (Gustavsson et al. 2006). Ces formes sont cependant représentées dans les légendes allemande GMK25 ou AGRG (cf.

chapitre 4) mais le désavantage de ce **procédé est la perte d'informations concernant la taille et la distribution spatiale de ces formes.**

Le nombre de symboles utilisés sur les légendes géomorphologiques varie considérablement. Dans une comparaison de 30 systèmes de légendes élaborés entre 1956 et 1985 et considérés comme officiels, le nombre total de symboles est compris entre 200 et 560 (Klimaszewski, 1988) alors que la **légende unifiée en contient 570 (Klimaszewski, 1988).** Les propositions de la commission de l'IGU (International Geographic Union) incluent 350 symboles, alors que les légendes polonaises et russes contiennent plus de 500 symboles, par exemple 36 pour les **plate-formes d'abrasion de différents âges** (Tricart et Klimaszewski, 1963). Dans la légende développée par Gustavsson (2005), la palette de symboles est réduite à quelques indications morphométriques, figurées à **l'échelle**, (p. ex. : pentes, escarpements, etc.) et morphographiques, trop petites pour être figurées à l'échelle (p. ex. : sols structurés, ondulations de pente, etc.) qui revêtent la couleur du processus, à l'hydrographie, à la structure (pendages et failles) et aux lithologies.

### 2.3.3 Lettres et trames

Les lettres, pointillés, hachurés et ombragés sont généralement utilisés pour la description des lithologies (Gustavsson et al. 2006) et/ou leur âge. Kienholz (1978) prend la **lettre initiale d'un danger** et utilise une **police d'écriture différente pour représenter le niveau de danger** (p. ex. : **A** pour des avalanches de degré 1 ; **A** pour des avalanches de degré 2 ; **a** pour des avalanches de degré 3). **Comme plusieurs dangers peuvent survenir dans une même zone, plusieurs lettres suivant l'ordre d'importance des dangers seront inscrites. L'usage des lettres est prépondérant dans la méthodologie proposée par Howes et Kenk (1997) sur le site du Ministère de l'Environnement de Colombie Britannique<sup>24</sup> (Canada) sur la cartographie des dangers géomorphologiques mais complique largement la lisibilité des cartes produites, la palette des symboles utilisés étant très réduite<sup>25</sup>. Cette légende fera l'objet d'une fiche descriptive au chapitre 4.**

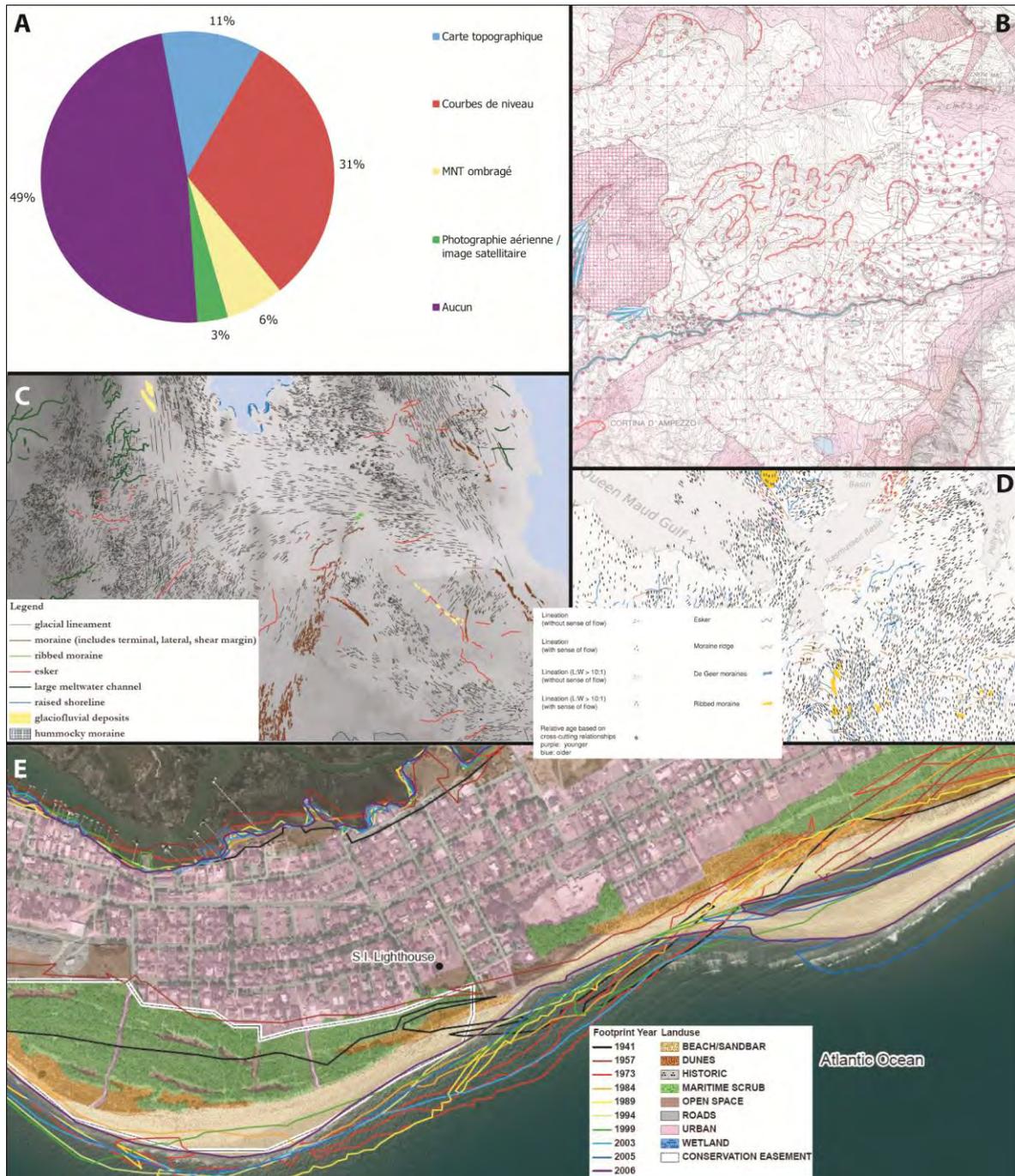
### 2.4 Fonds de carte

De nombreuses cartes géomorphologiques utilisent les informations morphométriques et morphographiques données par les cartes topographiques et leurs courbes de niveau comme **première couche d'informations, qu'il s'agisse des hauteurs ou des gradients de pentes** (Schoeneich 1993a; Vitek et al. 1996 ; Gustavsson, 2005). La possibilité de transposer facilement les cartes à **d'autres échelles est l'un des avantages d'utiliser une carte topographique comme fond. L'emploi d'orthophotos** (Fig. 2.12-D) ou de modèles numériques de terrain (Fig. 2.12-C) est également courante, même si la moitié des cartes analysées dans notre échantillon (Fig. 2.12-A) ne comportent pas de fond (morphométrique, Fig. 2.12-B). Ceci concerne principalement des cartes réalisées à petite ou très petite échelle (< 1 : 25'000), sur lesquelles seules l'hydrographie et la toponymie permettent au lecteur de se repérer (Fig. 2.12-B).

---

<sup>24</sup> [http://www.env.gov.bc.ca/terrain/terrain\\_files/stds/guide/hazards.html](http://www.env.gov.bc.ca/terrain/terrain_files/stds/guide/hazards.html)

<sup>25</sup> Les couleurs sont utilisées pour les zones sous l'influence de plusieurs processus.



**Figure 2.12** Extraits de cartes géomorphologiques réalisées à l'aide différents fonds de carte : A) fonds utilisés dans notre échantillon de carte ; B) exemple avec un fond topographique (Panizza, 1990) ; C) carte sans fond (De Angelis, 2007) ; D) exemple avec un modèle numérique de terrain brut (Storror et al. 2007) ; E) exemple avec une orthophoto (Levine et Kaufmann, 2008).

## 2.5 Notions d'échelle

La gamme des échelles spatio-temporelles auxquelles le géomorphologue est confronté est très étendue (Tricart, 1965) et intervient non seulement dans la classification des formes, mais **également dans le choix des méthodes d'étude**. Cailleux et Tricart (1956 : 79-95) proposent à ce sujet une classification taxonomique des ordres de grandeurs suivants, lesquels correspondent à :

- 1) Une subdivision simple de la surface du Globe, qui aboutit à la distinction entre continents et cuvettes océaniques (influences internes) et à la division de zones climatiques (influences externes) ;
- 2) la subdivision des hyper-unités précédentes (géosynclinaux, boucliers, système alpin) ;
- 3) **des unités de l'ordre de la dizaine de milliers de km<sup>2</sup> de superficie**, apparaissant clairement dans le domaine structural comme le Massif central, le Bassin parisien, le Jura, l'Anti-Atlas ou les Pyrénées ;
- 4) **des unités dimensionnelles d'une centaine de km<sup>2</sup> de superficie**, tels que le Vercors, la Chartreuse ou les Préalpes suisses ;
- 5) des unités de quelques km<sup>2</sup> de superficie, cartographiables sur des cartes au 1 : 25'000 **comme les reliefs de cuestas, des combes et autres synclinaux perchés, c'est-à-dire des unités qui se traduisent dans le relief par le jeu des lithologies et de l'érosion différentielle** ;
- 6) des surfaces de quelques centaines de m<sup>2</sup> (formes hectométriques) pouvant correspondre à des cônes ou des systèmes de moraines ;
- 7) **des microformes de l'échelle du décimètre, tout au plus du mètre** (loupes de solifluxion, sols polygonaux ou taffonis) ;
- 8) des formes microscopiques **observables à la surface d'un calcaire corrodé en lapié** par exemple.

L'échelle d'une carte géomorphologique dépend donc avant tout de son application finale (Goudie et al. 1990 ; Reynolds Geosciences, 2003) : les études régionales concernant par exemple la distribution de glaciers seront réalisées à des échelles variant du 1 : 50'000 au 1 : 100'000 alors **qu'une carte d'inondation le long d'un cours d'eau où une cartographie des différents niveaux de terrasses est souhaitable sera réalisée à l'échelle** du 1 : 10'000 voire moins. Bollschweiler et al. (2007) et Decaulne et al. (2007) utilisent le 1 : 1'000 **pour représenter différentes formes torrentielles** (lobes de laves torrentielles, levées) observables sur un cône de déjection pour en retracer la chronologie des événements. Les études détaillées comme des instabilités de terrain dans **des dépôts morainiques par exemple seront réalisés à l'échelle** 1 : 200 à 1 : 1'000 (Reynolds Geoscience, 2003)<sup>26</sup>. A l'échelle du 1 : 500'000 par exemple, la carte est essentiellement structurale (Tricart, 1955). Garreau (1970) préconise de grandes échelles (1 : 10'000 ou 1 : 25'000) **lorsqu'il s'agit d'un aménagement régional concernant l'inventaire et le classement de sites, l'expropriation des terrains, la transformation ou la construction d'un réseau de routes et de chemins, la création d'établissements humains**, etc.

Goudie et al. (1990) relèvent que lorsque les cartes de terrain sont redessinées, même pour un **rapport ou une thèse, l'échelle est bien souvent réduite, impliquant une certaine généralisation de l'information**. Un essai de ce type a été réalisé par Reynard (1993) sur un site glacio-karstique alpin en comparant trois échelles différentes. Reynard (1993) a montré que le passage du 1 : 10'000 au 1 : 25'000 entraînait une disparition des formes les plus petites (p. ex. dolines) et une perte d'informations par rapport à certaines subtilités à l'intérieur d'une même catégorie

<sup>26</sup> Une carte géomorphologique à grande échelle représente une source d'informations scientifiques importante et une très bonne présentation explicative des formes du relief et de l'histoire du paysage (Gustavsson et al. 2006).

géomorphologique. En passant du 1 : 25'000 à une carte thématique<sup>27</sup>, la perte d'information est beaucoup plus importante puisque seule une catégorie morphologique est retenue. Toutefois, la qualité de lecture s'en retrouve grandement améliorée.

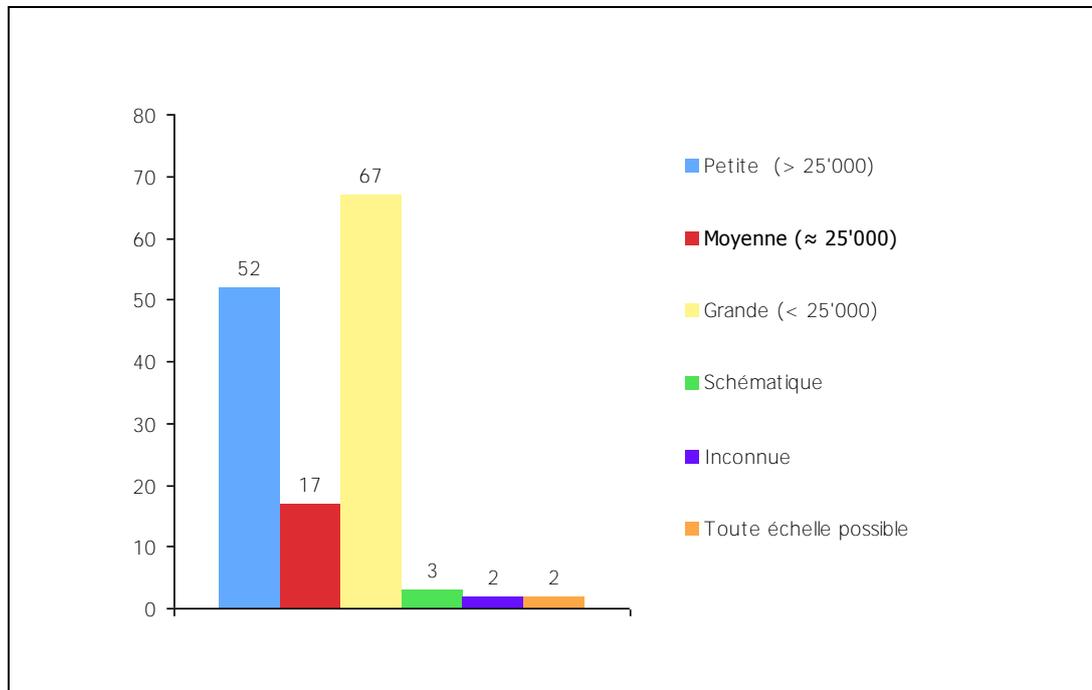
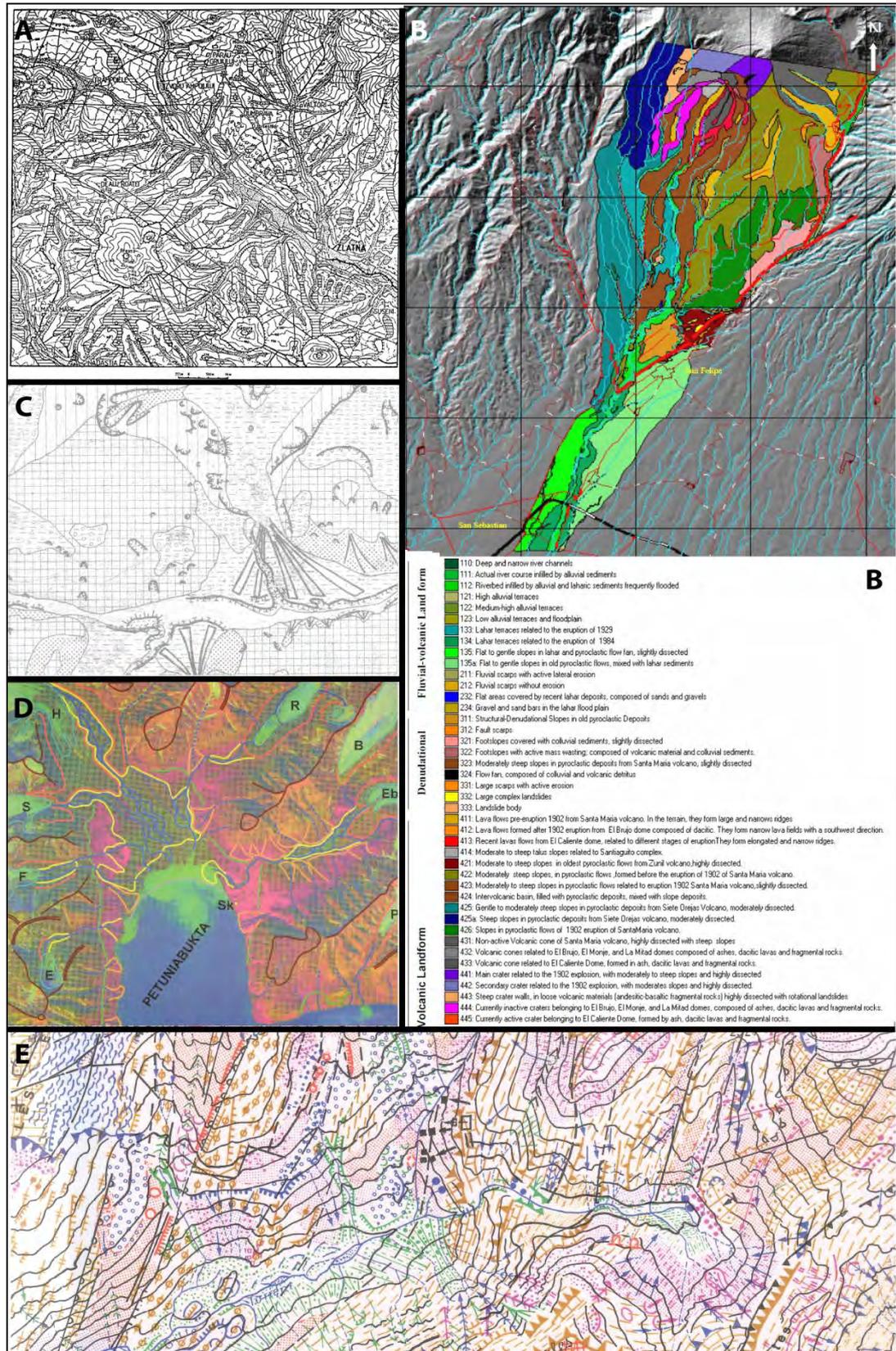


Figure 2.13 Type d'échelle sur les cartes géomorphologiques de l'échantillon analysé (n=146).

## 2.6 Synthèse

Cet état des lieux a permis de mettre en évidence la variété et la relative complexité d'une infime partie des cartes géomorphologiques créées par les géomorphologues. Si de nombreux systèmes de légende officiels ont été mis au point par des chercheurs au milieu du siècle passé, l'évolution des techniques et des domaines d'intérêt a fortement évolué et délaissé quelque peu la cartographie géomorphologique en tant qu'instrument de recherche. Il arrive alors parfois qu'une carte géomorphologique ne soit réellement lisible et compréhensible que par son auteur. Les raisons peuvent être multiples et peuvent être liées à un trop grand choix de couleurs (Fig. 2.14-B) ou à l'absence, dans certains cas, de couleurs (Fig. 2.14-A), une quantité trop importante d'informations (Fig. 2.14-E) ou l'absence de données morphométriques (Fig. 2.14-C et D) permettant de se repérer.

<sup>27</sup> La carte thématique est une représentation graphique de la distribution des propriétés d'un/de phénomènes localisables dans l'espace géographique. Fréquemment, elle représente la distribution de phénomènes à partir de relevés qualitatifs ou quantitatifs (Cosinschi, 2008). Nous reprendrons le terme de thématique dans le chapitre 4, mais avec une connotation différente.



**Figure 2.14** Exemples de cartes géomorphologiques difficilement « lisibles » : A) extrait de la carte géomorphologique générale de la Roumanie, échelle 1 : 25'000 (Buzza, 1997) ; B) géomorphologie et dangers naturels dans le bassin de la rivière Samala au Guatemala (Viera Cepero, 2003) ; C) carte géomorphologique des environs de Canale d'Agordo et Valiada (Spagna et Schiavone, 1993) ; D) principaux traits morphologiques de Petunjabukta (Karczewski et al. 1990, in Rachlewicz, 2007) ; E) carte géomorphologique et géodynamique du Beaufortin oriental (Alpes de Savoie, France) (Nicod, 1987).

### 3 L'élaboration d'une carte géomorphologique

Comme le souligne justement Tricart (1971) : « la carte géomorphologique est nécessairement un document complexe, pour la mise au point duquel il a fallu résoudre des problèmes techniques délicats de cartographie [...]. » Ce chapitre aborde précisément les techniques d'élaboration d'une carte géomorphologique et les méthodes complémentaires au terrain qui sont actuellement utilisées.

#### 3.1 L'élaboration d'une carte géomorphologique au XXI<sup>e</sup> siècle

La cartographie des formes, des dépôts et des processus ayant façonné un paysage est un exercice complexe. La difficulté provient notamment du « défi » qui consiste à identifier les processus et leur extension spatio-temporelle. La cartographie géomorphologique n'est que l'une des nombreuses méthodes appliquées de la géomorphologie (Tricart, 1965 ; Goudie et al. 1990) et il n'existe pas d'approche unique en cartographie géomorphologique (Lee, 2001). La méthode choisie reflètera généralement la nature du problème à résoudre, les moyens disponibles et surtout l'expérience du « cartographe », de laquelle découleront une éventuelle part de subjectivité – à ce titre, Bakker (1963) indique que la classification de domaines morphogénétiques comporte souvent une importante marge d'interprétation – et le temps nécessaire à la réalisation de la carte. Coûteuses en temps – et donc en argent –, les investigations de terrain classiquement adoptées (Fig. 3.1) pour la cartographie géomorphologique en nécessitent encore plus dans les terrains montagneux au relief accidenté et difficilement accessibles ou dans les zones densément végétalisées (Kienholz, 1978 ; Smith et al. 2006). Les autres inconvénients d'une approche de terrain sont les possibilités restreintes de mettre à jour la carte géomorphologique et une certaine subjectivité dans le choix du paysage à cartographier (Van Asselen et Seijmonsbergen, 2006), qui dirigera inévitablement le géomorphologue dans des zones où les formes superficielles sont plus facilement observables. L'approche adoptée dépendra cependant aussi du niveau de détail à cartographier et donc de l'échelle retenue. A grande échelle et pour le relevé de micro-formes, les investigations de terrain sont nécessaires.

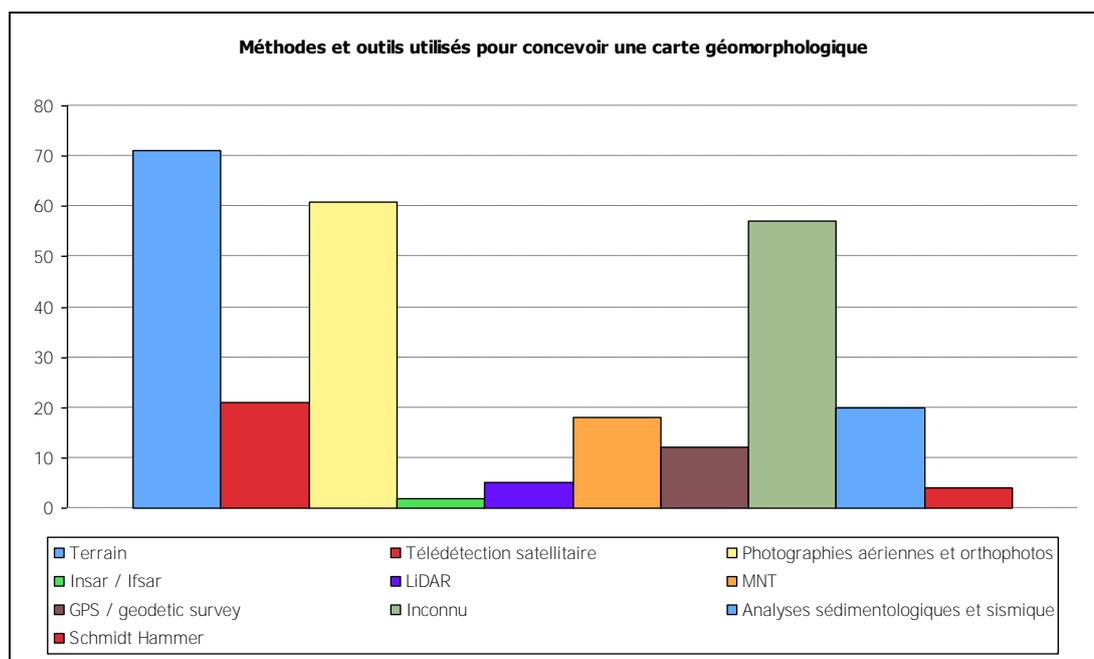
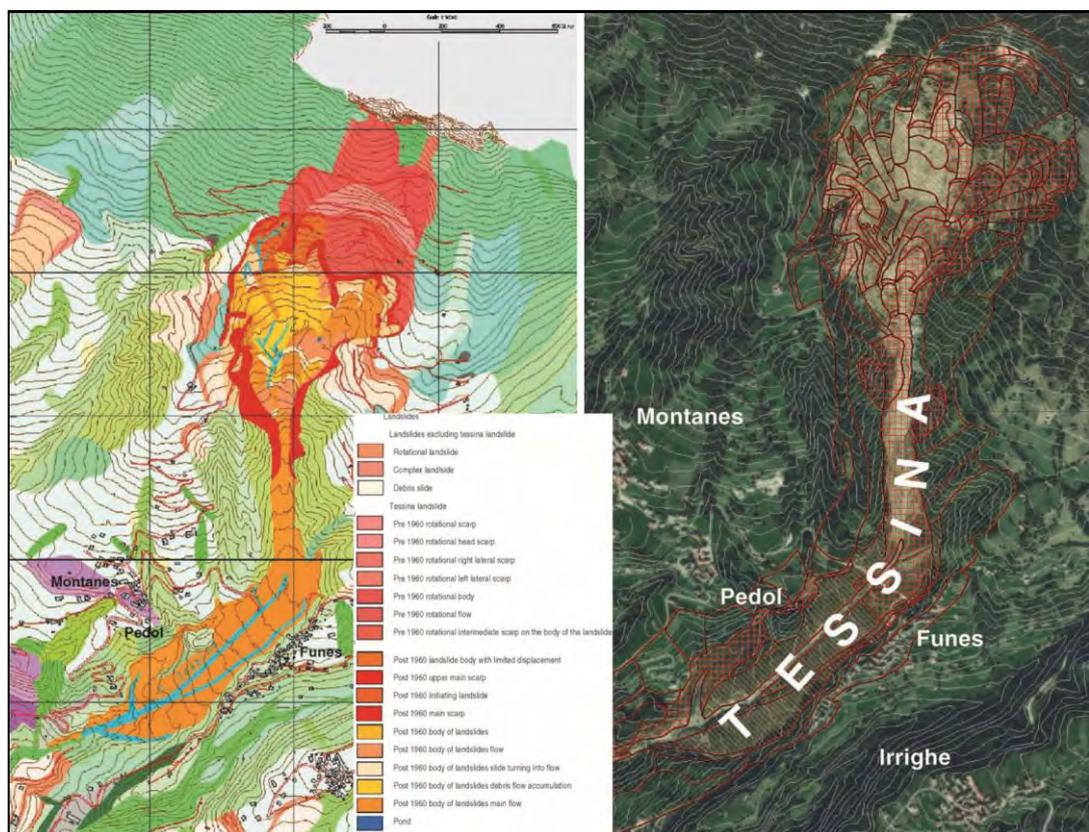


Figure 3.1 Méthodes et outils (un ou plusieurs) utilisés pour concevoir la carte géomorphologique (n=146).

Aujourd'hui, nombreux sont les méthodes ou outils à être couplés pour réaliser une carte géomorphologique (Fig. 3.1). En plus des photographies aériennes – dont l'utilisation remonte aux années 1920 (Garreau, 1970 ; Hayden, 2009) – ou des cartes topographiques, d'autres méthodes ou techniques de positionnement à différentes échelles spatio-temporelles sont aujourd'hui utilisées pour réaliser une carte géomorphologique, telles que la télédétection satellitaire (et interférométrie radar), le GPS (Fig. 3.4-B) ou le GPS différentiel (Malet et al. 2002) ou les analyses réalisées sur des modèles numériques de terrain. Pour chacun des échantillons de cartes recueillis, nous avons tâché d'identifier les méthodes et outils utilisés (Fig. 3.1), même si dans plus d'un tiers des cas, aucune information n'a pu être trouvée. Nous aborderons les avantages d'utiliser, pour réaliser une cartographie géomorphologique, des photographies aériennes, des modèles numériques de terrain de haute précision, de la télédétection et l'emploi des SIG.

### 3.2 Photographies aériennes

C'est dans le courant des années 1920 que la photographie se développe à un haut degré de sophistication (Hayden, 2009). A cette époque, les géomorphologues préfèrent pourtant blocs diagrammes et autres « productions » graphiques (Garreau, 1970). Près d'un siècle plus tôt déjà, dans les années 1840, le Français Arago suggère que les photographies pourraient être utiles dans le domaine des cartes topographiques. En 1899, Heim publie ses photos et observations réalisées durant un vol en montgolfière au-dessus des Alpes. Il restera probablement le premier à utiliser des photographies aériennes dans la recherche géomorphologique<sup>1</sup>. L'analyse et l'interprétation de photographies aériennes (Fig. 3.1) sont précieuses pour l'élaboration d'une carte géomorphologique. Les photographies aériennes peuvent mettre en valeur d'une part l'importance de conditions lithologiques et structurales mais également l'action de systèmes d'érosion morpho-climatiques, ayant abouti à la construction de vastes aplanissements conservés en roches dures avec des reliefs résiduels (Garreau, 1970).



**Figure 3.2** Extrait de la carte géomorphologique du glissement de Tessina (Belluno, Italie) levée par Van Westen et Getahun (2003), sur la base de photographies aériennes.

<sup>1</sup> [http://disc.gsfc.nasa.gov/geomorphology/GEO\\_11/GEO\\_CHAPTER\\_11.shtml](http://disc.gsfc.nasa.gov/geomorphology/GEO_11/GEO_CHAPTER_11.shtml) (consulté le 23 août 2009).

A plus grande échelle, les photographies aériennes peuvent être utilisées pour étudier l'évolution de zones d'érosion, par exemple pour la cartographie de glissements de terrain (Van Westen et Getahun, 2003 (Fig. 3.2) ; Schulz, 2007).

La photogrammétrie permet d'effectuer des mesures topographiques directement sur des photographies aériennes, terrestres, verticales ou obliques<sup>2</sup>. Ces mesures sont rendues possibles par l'usage de la stéréoscopie, dont l'avantage est de pouvoir restituer une image en trois dimensions. En utilisant cette technique, Veyrat-Charvillon (2005) et Veyrat-Charvillon et Mémier (2006) calculent et cartographient les variations de stocks sédimentaires et leur mobilité à l'intérieur d'un chenal torrentiel.

**Tableau 3.1** Avantages, inconvénients et applications potentielles de différentes approches utilisées en cartographie géomorphologique (photographies aériennes et obliques, images satellitaires et cartes topographiques). D'après Lee (2001) ; Reynolds Geosciences (2003) et Mathys et Poesen (2005).

	Avantages	Inconvénient	Applications
Photographies aériennes et /images satellitaires	<ul style="list-style-type: none"> <li>▪ Couverture stéréoscopique</li> <li>▪ Faible distorsion</li> <li>▪ Mesures précises (photos rectifiées)</li> <li>▪ Couverture rapide de la zone</li> <li>▪ Couverture de zones inaccessibles</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>▪ Points de vue fixes</li> <li>▪ Niveau de détails le plus faible</li> <li>▪ Données 3D pas toujours disponibles</li> <li>▪ Ombres, nuages, fortes pentes et la végétation cachent certains détails</li> <li>▪ Résolution de l'image, longueur d'onde et traitement de l'image en diminuent la qualité</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>▪ Etudes de reconnaissance</li> <li>▪ Etudes régionales / à l'échelle d'un bassin versant</li> <li>▪ Détection de changements (distances, superficies, hauteurs)</li> </ul>
Photos obliques ou aériennes ou terrestres	<ul style="list-style-type: none"> <li>▪ Plus de détails que sur des photos aériennes ou satellitaires</li> <li>▪ Couverture de zones accessibles</li> <li>▪ Imagerie de fortes pentes</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>▪ Points de vue fixes</li> <li>▪ Distorsion liée à la perspective</li> <li>▪ Nécessité d'avoir des points de contrôle pour les mesures</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>▪ Détection des mouvements de glaciers, lacs et mouvements de terrain (échelle 1 : 1'000 à 1 : 10' 000)</li> </ul>
Cartographie de terrain à l'aide de cartes topographiques ou autre	<ul style="list-style-type: none"> <li>▪ Niveau de détail le plus élevé</li> <li>▪ Inspection du type de matériel possible</li> <li>▪ Différents points de vue améliorent l'interprétation</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>▪ Méthode la plus coûteuse en termes de temps</li> <li>▪ Inaccessibilité de certaines zones</li> <li>▪ Difficulté d'avoir une vision régionale</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>▪ Cartographie à grande échelle de mouvements de terrain individuels, fronts glaciaires etc.</li> <li>▪ Cartographie de zones à fortes pentes (ex. gorges)</li> <li>▪ Vérification de cartes basée sur des photos aériennes / satellites</li> </ul>

### 3.3 Modèles numériques de terrain

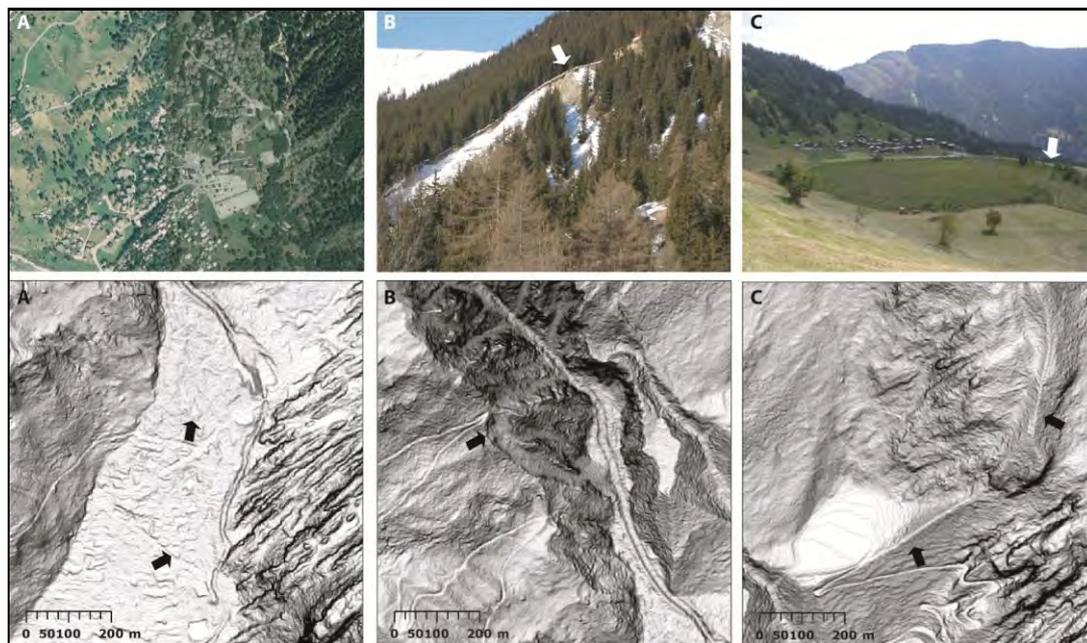
L'utilisation des MNT s'est généralisée dans de nombreux domaines des Sciences de la Terre au cours de la dernière décennie, notamment par le biais des outils LiDAR, qui permettent de produire des MNT de très haute précision de l'ordre du mm (Van Asselen et Seijmonsbergen, 2006 ; Jones et al. 2007, Fig. 3.4-D). La représentation du relief sous forme numérique (MNT) facilite grandement les analyses diachroniques et l'extraction de nombreuses variables morphologiques (Fig. 3.1), en particulier grâce à des algorithmes disponibles dans les Systèmes d'Information Géographique (SIG). Un simple ombrage du MNT permet au géomorphologue de comprendre certaines morphologies, rendues complexes ou masquées par des infrastructures ou la végétation (Fig. 3.3-A), d'observer des morphologies de détail qui ne seraient pas visibles sur des orthophotos aériennes classiques (Fig. 3.3-B et C). Par ailleurs, des indicateurs géomorphologiques peuvent être automatiquement fournis

<sup>2</sup> Les avantages majeurs de la photogrammétrie sont multiples et permettent notamment (Mathys et Poesen, 2005):

- d'effectuer beaucoup plus de points de mesure qu'avec les techniques traditionnelles de terrain ;
- de réaliser des études diachroniques, permettant d'étudier les changements topographiques moyens causés par les processus de mouvements en masse tels que les laves torrentielles ;
- d'augmenter la fréquence des mesures ;
- de faire des mesures sans accéder au site lorsque ce dernier est dangereux ou lorsqu'il existe des risques de destruction des formes.

sur la base d'algorithmes (Kalbermatten, 2004). Ces derniers, encore au stade de la recherche<sup>3</sup>, ne seront pas abordés ici mais les premiers développements montrent notamment que (Van Asselen et Seijmonsbergen, 2006) :

- les unités géomorphologiques extraites ne possèdent pas seulement des caractéristiques morphométriques homogènes mais indiquent également des matériaux, processus de surface et genèse similaires ;
- une connaissance géomorphologique, même faible, est parfois requise pour interpréter les attributs topographiques ainsi obtenus ;



**Figure 3.3** Exemples de traits géomorphologiques visibles sur un MNT-LIDAR (résolution de 2m): A) la délimitation d'un cône de déjection et la cartographie de petites formes associées (lobes), cachées par les infrastructures et la végétation est plus facile que sur une orthophoto (SwissImage © 2005 Swisstopo (DV023268) ; B) délimitation d'une niche d'arrachement dont l'accès est difficile ; C) cartographie d'un cordon morainique partiellement caché par la végétation. Tiré de Theler et Reynard (2008a et b).

Jones et al. (2007) ont utilisé des données LIDAR (aéroporté) pour réaliser une carte géomorphologique de processus et formes fluviales, à grande échelle, d'un méandre de la rivière Dee en Ecosse (Fig. 3.4-D). Une fine classification des données selon leur altitude a permis de cartographier la distribution spatiale des différents paléo-chenaux et terrasses fluviales (Fig. 3.4-D). Mc Cormack et al. (2008) ont utilisé quant à eux le LIDAR terrestre pour réaliser une carte géomorphologique succincte de processus glaciaires. La résolution du LIDAR peut cependant se révéler inadéquate pour délimiter précisément certaines limites à l'intérieur d'un glissement de terrain complexe (Schulz, 2007) mais très utile pour repérer des complexes plus anciens ou les limites globales de glissements récents (Van den Eedhaut et al. 2006 ; Yao et al. 2008) et autres formes torrentielles (Staley et al. 2006). Des MNT peuvent être extraits à partir de photographies aériennes et d'orthophotos à l'aide du logiciel ERDAS Imagine 9.1 (Heyman et al. 2008 ; Rose et Smith 2008 ; Stokes et al. 2006 ; Storrar et Stokes 2007 ; Vilardo et al. 2008 (Fig. 3.4-E)) ou à partir d'images de télédétection par l'intermédiaire d'ENVI 3.4 (p. ex. Heyman et al. 2007 et 2008 ;

<sup>3</sup> On constate qu'en géomorphologie, l'utilisation des MNT se limite seulement à un ou deux indicateurs (pente, voire orientation). De plus, la caractérisation morphologique de zones du terrain ayant une prédisposition aux dangers naturels se fait surtout visuellement sur le terrain. Un algorithme de calcul d'indicateurs géomorphologiques a été développé par Kalbermatten (2004), permettant de calculer la pente, l'orientation et les courbures en plan et en profil. Ces dernières, représentant bien la morphologie du terrain, peuvent être discrétisées. L'analyse de l'histogramme des valeurs de ces courbures permet de définir des intervalles de discrétisation. La détection de phénomènes est ainsi simplifiée. Les processus proposés dans cette étude ne sont bien sûr pas uniques et la méthode est encore à affiner.

McCormack et al. 2008), Golden Surfer 8 (p. ex. Jansson, 2005 ; Carrivick et Twigg, 2005 (Fig. 3.4-A) ; Vilardo et Ventura, 2008) ou ER Mapper 6.3 (Filho et Karmann, 2007). Schulz (2007) montre **que la transformation d'une photographie aérienne en MNT permet de cartographier quatre fois plus de glissements de terrain qu'avec l'utilisation de photographies aériennes.**

#### 3.4 Télédétection

En fournissant une observation rapide à prix modeste sur de larges zones, la télédétection<sup>4</sup> constitue un moyen privilégié d'acquisition de données pour venir compléter les mesures de terrain. Il n'est donc pas étonnant de trouver de nombreuses publications sur l'utilisation des imageries aériennes et satellitaires pour cartographier les manifestations de l'érosion dès que la zone à observer dépasse quelques hectares (Fig. 3.1 et Fig. 3.4-C), comme des cartes géomorphologiques glaciaires couvrant de vastes espaces en Amérique du Nord et au Canada (Dunlop et Clark, 2006 ; Stokes et al. 2006 ; De Angelis, 2007 ; Storrar et Stokes, 2007) ou les travaux réalisés et publiés en 2003 par le numéro spécial de la revue *Hydrological Processes* (**17/5**)<sup>5</sup>. Schneevoigt et al. (2009) combinent par exemple la télédétection satellitaire et des attributs topographiques dérivés **d'un modèle numérique d'altitude** pour réaliser une carte géomorphologique de stocks sédimentaires.

Un exercice de comparaison qualitative et quantitative a été réalisé par Smith et al. (2006) en cartographiant des délaissés glaciaires<sup>6</sup> (drumlins, cordons, moraines flûtées, eskers etc.) : a) sur le terrain ; b) **à l'aide de MNT** obtenus par LiDAR aérien (résolution : 6 m) **et dérivés d'images** satellitaires. Les auteurs ont montré que seuls 11 à 58% des 322 drumlins cartographiés sur le terrain étaient identifiables sur les images satellitaires, selon le degré de précision de ces dernières. Ces valeurs étaient relativement semblables pour les comparaisons qualitatives (longueur et largeur des drumlins). Par ailleurs, une proportion très faible (de 6 à 36%) des positions coïncidaient entre les deux méthodes utilisées.

#### 3.5 Cartographie géomorphologique et SIG

Apparu au début des années 1960, les premiers systèmes d'information géographique sont développés d'abord par le US Forest Service<sup>7</sup> puis principalement utilisés pour le stockage de données géophysiques et géologiques obtenues pour la prospection pétrolière à des fins militaires (Vitek et al. 1996). Les SIG ont par la suite connu une expansion phénoménale et se sont généralisés dans de très nombreux domaines des sciences naturelles, comme la géomorphologie.

Burrough (1986) définit le SIG comme un environnement informatique composé de cinq éléments : (1) **l'entrée** des données ; (2) le stockage et la gestion des données ; (3) la visualisation et le **rendement des données** ; (4) **la manipulation et l'analyse des données** et (5) **l'interface utilisateurs**. Les principaux champs d'application qui ont amené l'utilisation des SIG en géomorphologie sont (Gustavsson et al. 2008) :

- la réalisation **d'inventaires de formes** (p. ex. Gustavsson et al. 2006) ;
- **l'élaboration de cartes de susceptibilité – basée surtout sur l'analyse des pentes –** dans le domaine des aléas naturels et de la cartographie des dangers et dont nous avons parlé au chapitre 4 du vol. I (p. ex. Carrara et al. 2008 ; Gullà et al. 2008 ; Kamp et al. 2008 ; Leoni et al. 2008) ;
- la classification automatique (ou manuelle) de compartiments paysagers à partir de données satellitaires, combinées avec des modèles numériques de terrain.

Dikau (1988) est l'un des premiers géomorphologues à avoir tenté de transposer la cartographie géomorphologique, en l'occurrence le système de légende GMK25 dans ce qui correspond à un

<sup>4</sup> *Remote sensing* en anglais.

<sup>5</sup> Intitulé "Application of Geographic Information Systems and Remote Sensing for Quantifying Patterns of Erosion and Water Quality".

<sup>6</sup> Sur une superficie de 100 km<sup>2</sup>.

<sup>7</sup> Appelé à l'époque « MIADS ».

prototype de SIG pour créer un « un modèle de relief digital géomorphologique »<sup>8</sup>, avec des **analyses morphométriques réalisées sur des modèles numériques de terrain**. L'utilisation de la légende digitalisée (Dikau, 1992) allemande sera reprise par plusieurs auteurs, dont Otto (2006), pour calculer le budget sédimentaire du Turtmantal. Gentizon et al. (2001) ont combiné la cartographie géomorphologique et une modélisation du pergélisol dans un environnement SIG afin **d'obtenir une cartographie du domaine périglaciaire** alpin de la région de Verbier. Kneisel et al. (2007) ont établi une carte de susceptibilité de déclenchement de laves torrentielles dans un environnement SIG (ch. 4 et 5).

La réticence à intégrer les données cartographiques semble provenir en partie de difficultés ou faiblesses graphiques des SIG (Gustavsson et al. 2008) et, au même titre que pour les cartes géologiques (Sartori et al. 2006), de la complexité et de la richesse du contenu des cartes géomorphologiques. **L'utilisation du logiciel MapInfo<sup>9</sup> – bien que plus précis qu'ArcGIS au niveau de la représentation géographique (Schoeneich et al. 1998a) – n'est cependant pas idéale par rapport aux couleurs utilisées et une exportation sous Adobe Illustrator est souvent pratiquée, entraînant parfois une déformation des données vectorisées (Gentizon et al. 2001). Enfin, Gustavsson et al. (2008) soulignent l'importance de limiter la subjectivité de la transformation digitale<sup>10</sup> en gardant les données brutes intactes, ce qui permet de les réinterpréter et d'explorer d'autres aspects du paysage. L'apparition de systèmes de cartographie mobile de type « Mobile Mapper » (Fig. 3.4), souvent couplés à un GPS, ouvre toutefois de nouvelles possibilités de cartographie ainsi qu'un gain de temps important puisque la carte est directement numérisée.**



**Figure 3.4** Mobile Mapper

Dans notre échantillon, 22% des cartes **ont été élaborées à l'aide ou dans l'optique d'une utilisation dans un système d'information géographique**. Cette information n'est pas connue dans près de la moitié des cartes (45%).

<sup>8</sup> Digital Geomorphological Relief Model (DGRM).

<sup>9</sup> Dans notre échantillon, la plupart des auteurs utilisent de préférence ArcInfo.

<sup>10</sup> Dans une base de données, il y a deux façons de structurer les données : comme couches – approche la plus courante et qui a une longue histoire héritée des cartes thématiques qui montrent différents aspects d'une zone – ou comme objets, approche nouvelle et qui structure les données comme objets ou groupes d'objets, lesquels sont groupés en classes et hiérarchies d'objets (Gustavsson et al. 2006).



### **3.6 Synthèse**

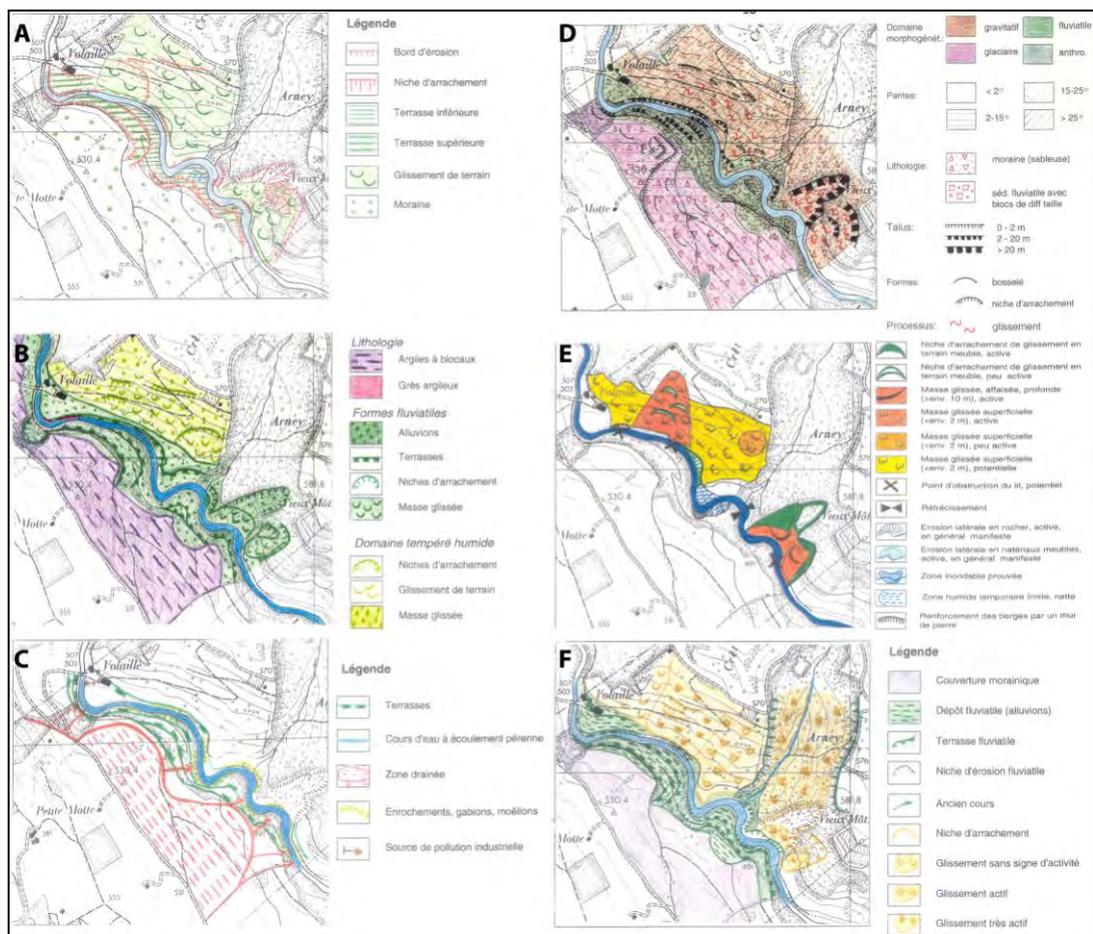
Ce chapitre a permis de donner un aperçu des outils utilisés par les géomorphologues pour produire une carte géomorphologique. Nous n'avons pas évoqué certaines méthodes et moyens listés dans la Fig. 3.1 tels que l'interférométrie radar, le relevés de coupes stratigraphiques (principalement destinés à des cartes schématiques, levées à grande échelle) ou les données issues de la sismique de réfraction, relativement peu utilisés dans notre échantillon à l'exception des cartes réalisées par Schrott et al. (2002) ou Otto (2006) et dont l'application consiste à établir des budgets sédimentaires. Citons cependant, à titre d'exemple pour la technique InSAR, les travaux de cartographie des mouvements de versants en zone périglaciaire réalisés par Delaloye et al. (2005 et 2008), qui ouvrent des perspectives très intéressantes pour la cartographie des processus dynamiques en milieu alpin, dans des secteurs difficiles d'accès.

Le chapitre suivant présente une dizaine de systèmes de légende nationaux ainsi que des cartes géomorphologiques relativement récentes (publiées pour la plupart dans la revue *Journal of Maps*) au travers de leur méthode d'élaboration notamment. Le chapitre 4 aboutit finalement à une réflexion sur d'éventuelles extensions de la légende IGUL, utilisée pour de nombreux travaux au sein de l'Institut de géographie de l'Université de Lausanne.

## 4 Analyse de cartes géomorphologiques

Il existe aujourd'hui de nombreux systèmes de légendes dans le domaine de la cartographie géomorphologique (Gustavsson et al. 2006). On serait même tenté d'affirmer que ce nombre est proportionnel aux géomorphologues qui tentent ou ont tenté de représenter de manière cartographique la distribution des formes terrestres.

Si la plupart des systèmes nationaux ont été élaborés entre les années 1950 et 1980, Joly (1962) indique déjà que « les essais de cartes géomorphologiques sont [...] très nombreux. La plupart des auteurs d'ouvrages et de thèses en ont dessiné à leur façon, pour illustrer leurs textes, qui sont en général de simples inventaires des formes du terrain dans une région restreinte ». Il serait cependant contre-productif de vouloir arriver à un système unifié complet (Schoeneich, 1993a) : les paysages géomorphologiques sont trop divers pour être tous représentés avec un seul et même système, comme le montre un essai comparatif de cartographie géomorphologique réalisée sur l'Aubonne par Reynard (1997) (Fig. 4.1). Le choix de tel type de légende devra dépendre étroitement du niveau et du type d'information que le géomorphologue cherche à véhiculer.



**Figure 4.1** Comparaison de cartes géomorphologiques réalisées à l'aide de six systèmes différents appliqués sur un secteur du vallon de l'Aubonne (Vaud) : A) légende suisse ; B) légende française ; C) légende de l'IGUL pour les formes anthropiques ; D) légende allemande ; E) légende des phénomènes ; F) légende de l'IGUL. D'après Reynard (1997).

Ce chapitre présente une sélection d'une dizaine de cartes géomorphologiques et leur légende associée, de façon chronologique. Une première partie se focalise **d'abord** sur quelques systèmes de légendes dits « officiels », présentés selon leur ordre chronologique de publication et accompagnés **d'une** synthèse des travaux réalisés dans le pays concerné. Nous présenterons ainsi **d'abord les** recherches effectuées dans les **pays de l'Est et notamment des travaux roumains** et polonais. Les figures 4.2 et 4.3 présentent la répartition géographique des échantillons de cartes récoltés, selon le pays où la carte a été réalisée (Fig. 4.2) et selon la nationalité du(des) auteur(s) (Fig. 4.3).

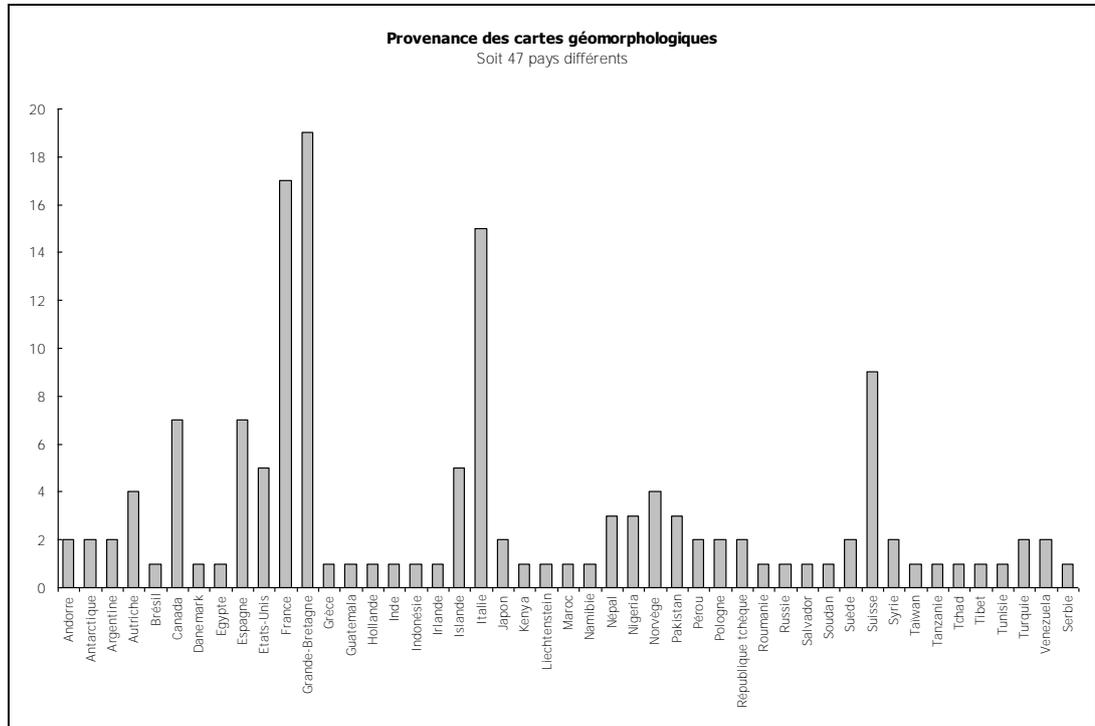


Figure 4.2 Répartition géographique des cartes géomorphologiques analysées.

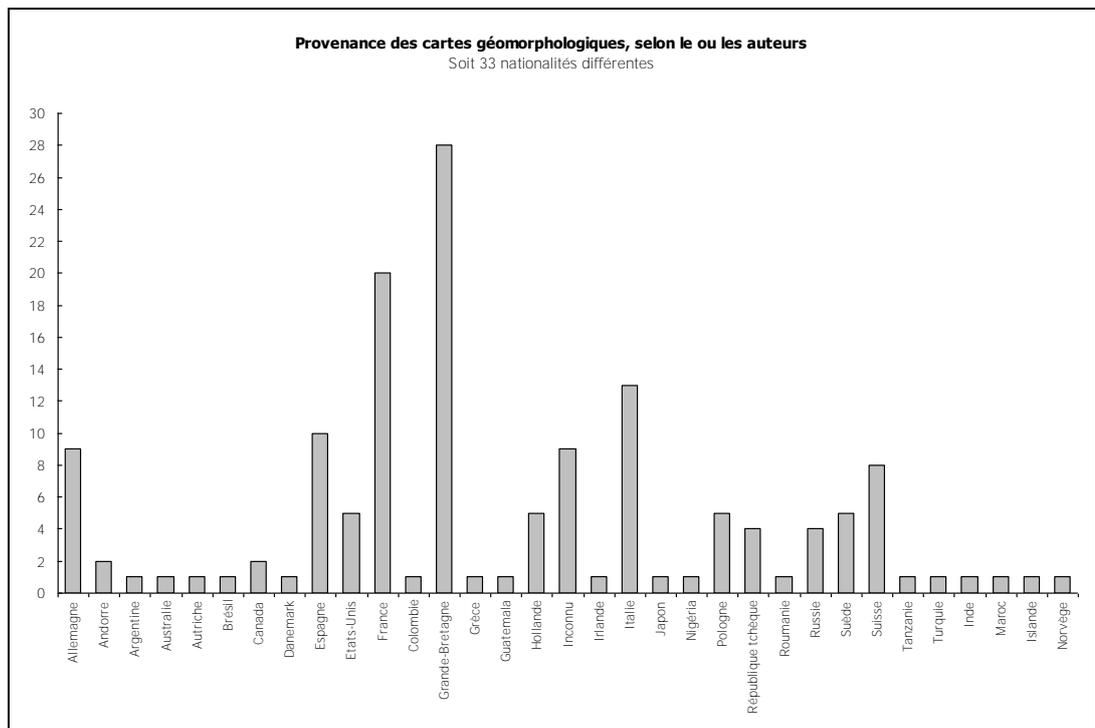


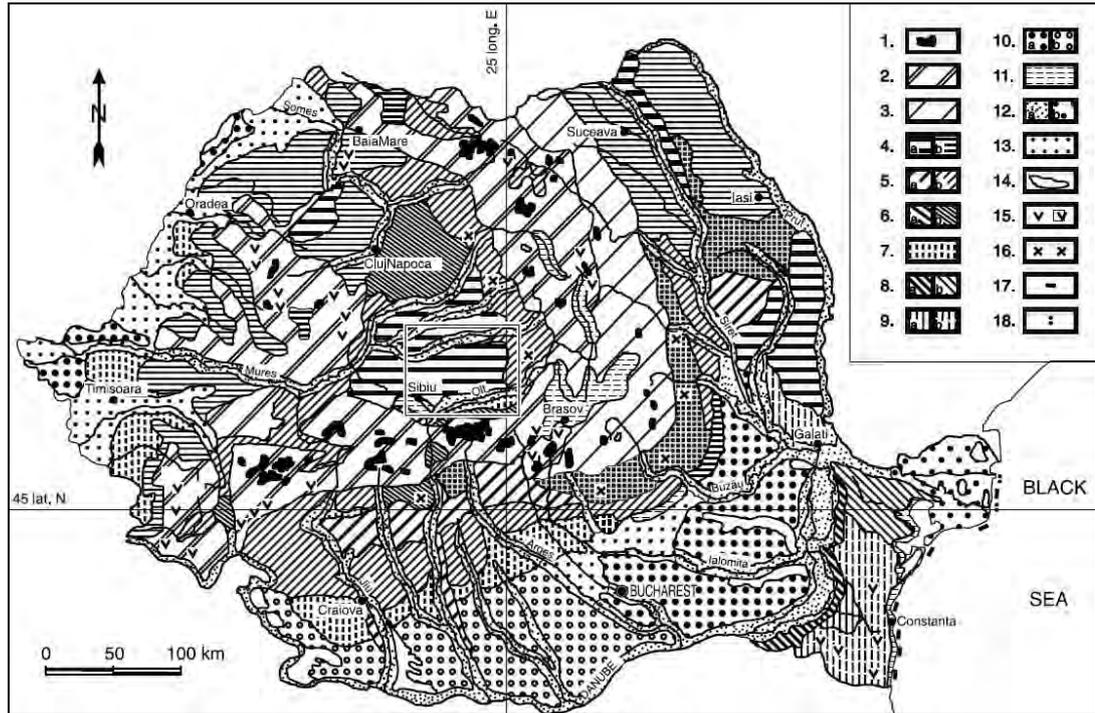
Figure 4.3 Répartition des cartes géomorphologiques selon la nationalité du(des) auteur(s).

## 4.1 Cartes des Pays de l'Est

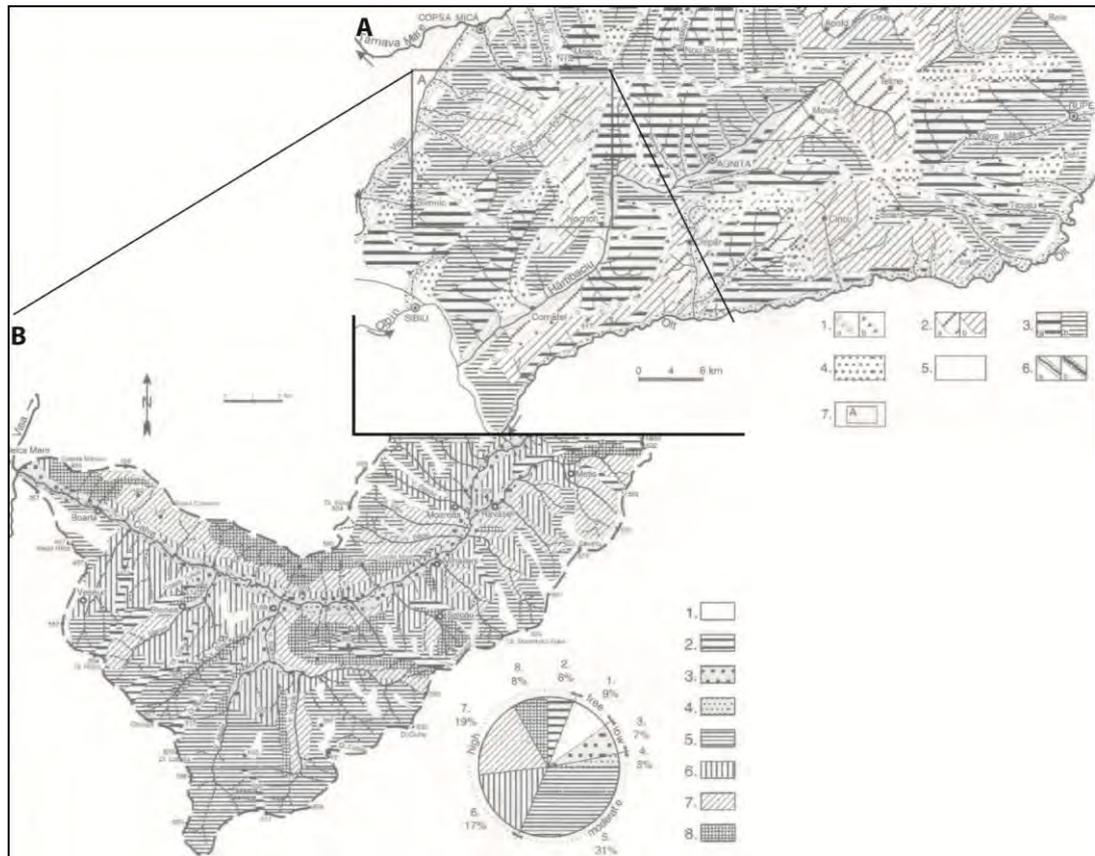
### 4.1.1 Contexte général

Entre 1937 et les années 1950, de nombreuses cartes sont produites en **ex-U.R.S.S.** La première légende soviétique (Simonov et al. 1960, cités par St-Onge, 1964) pour des cartes géomorphologiques détaillées est basée sur la morphologie et la morphographie ainsi que sur la morphogenèse et l'âge. C'est la légende la plus élaborée avec plus de 500 symboles divisés en deux groupes : familles de formes et formes individuelles ; échelles du 1 : 25'000 à 1 : 50'000 ; morphochronologie à l'aide de couleurs possible à l'aide de 36 tons, du Mésozoïque au Pléistocène récent, morphodynamique à l'aide de symboles pleins ou en traitillés. La lithologie est représentée à l'aide de symboles en gris (grande complexité à lire même si elles sont très attractives). Les cartes russes se concentrent sur l'origine et l'âge du relief mais négligent l'aspect descriptif du relief. Les travaux de cartographie déboucheront notamment sur la publication de la « Régionalisation géomorphologique de l'U.R.S.S. » qui consiste en une carte au 1 : 10'000'000 accompagnée d'une notice explicative et illustrant 29 types de paysages géomorphologiques différents (Blagovolin et Timofeev, 1993). Les premières cartes géomorphologiques de la **Bulgarie** sont levées aux échelles du 1 : 1'000'000 et 1 : 600'000, puis au 1 : 200'000 pour le Nord du pays dès le milieu des années 1940. Une classification relativement détaillée des formes contemporaines, basée sur la morphogenèse et l'âge a été réalisée (Mishev et Vaptzarov, 1993). Gudelis (1993) indique que le service géologique **lituanien** a publié une carte géomorphologique standard de la Lituanie (1 : 200'000) ainsi qu'autres cartes à plus grande échelle. La légende **hongroise** est développée un peu plus tard (1963) et sera appliquée à une grande partie du territoire en une dizaine d'années, aux échelles du 1 : 100'000 et 1 : 200'000 tout d'abord, puis, pour de plus petites régions, aux échelles classiques du 1 : 25'000 et 1 : 10'000. La carte générale au 1 : 500'000 est publiée en 1972. Des modifications interviennent dans la cartographie, notamment en incluant des paramètres dynamiques pour les mouvements de terrain et plus uniquement morphométriques (Pécsi et al. 1993). En **ex-Tchécoslovaquie**, la cartographie géomorphologique commence à l'Université de Bratislava (Slovaquie) en 1950 et à Brno (République tchèque) en 1952. Une légende tchécoslovaque est ainsi élaborée (Balatka, 1963, cité par St-Onge (1964), basée sur une classification génétique en quatre groupes : formes structurales, érosion-dénudation, formes d'accumulation et formes anthropiques. Les couleurs indiquent l'origine (violet pour les formes volcaniques, rouge pour le karst, bleu pour toutes les formes d'accumulation). Des cartes géomorphologiques au 1 : 25'000 de la région de Prague, Brno, Ostrava, des hautes montagnes du Tatra, de la plaine danubienne et de l'est de la Slovaquie ont été levées en référence à trois facteurs principaux : la variabilité géologique des structures et des formes, leur potentiel économique et leur intérêt géomorphologique. A la même période, des cartes géomorphologiques au 1 : 200'000 et 1 : 500'000 sont levées pour tout le pays. Aujourd'hui, la cartographie géomorphologique détaillée régionale se concentre surtout à l'est de la Slovaquie (Czudek et Jakál, 1993).

Entre 1976 et 1990, une carte géomorphologique générale de la **Roumanie** au 1 : 200'000 est élaborée, sur la base d'une cinquantaine de feuilles. Dès 1991, on procède au lancement d'une nouvelle carte géomorphologique à plus grande échelle 1 : 25'000 (chacune couvrant une surface de 85 km<sup>2</sup> – 1 : 50'000). Pour ce faire, la structure a été changée. Les ombrages des couleurs sont remplacés par des courbes de niveau pour les pentes. Les éléments géomorphologiques sont groupés en 10 catégories : substrat géologique, relief dénudatif, relief fluvial, lacustre et marin, glaciaire et périglaciaire, karstique, éolien, volcanique, structural et anthropique. Le contexte géomorphologique peut être élargi à d'autres pays limitrophes. Les travaux les plus récents publiés dans la littérature spécialisée sont ceux de Grécu (2002) concernant l'élaboration d'une carte des aléas géomorphologiques en Roumanie dont la légende est modulable à petite, moyenne, et grande échelles (Fig. 4.4 et 4.5) et de Grécu (2009) (Fig. 4.6).



**Figure 4.4** Carte des processus géomorphologiques actuels en Roumanie (échelle 1 : 3'000'000). Tiré de Grécu (2002). Le rectangle au centre de la carte correspond à la figure 4.5-A (ci-dessous).



**Figure 4.5** Suite de la Fig. 4.4 : carte de l'aléa géomorphologique du Plateau de Hârtibaciu (échelle 1 : 400'000) et du bassin de Calva (échelle 1 : 25'000).

Les **Polonais** (ch. 4.1.3) sont les premiers à réaliser le potentiel de la cartographie géomorphologique dans le domaine de la géographie appliquée (St-Onge, 1964). **C'est à la fin des années 1940, plus précisément en 1946, que l'idée de réaliser une carte géomorphologique de la Pologne voit le jour (Klimaszewski, 1963) mais c'est en 1956 que commence véritablement la cartographie géomorphologique par la réalisation de cartes à l'échelle du 1 : 50'000 (1 : 25'000 sur le terrain) (Kozarski, 1993 ; Gustavsson ; 2005) à l'aide d'une légende polonaise décrite par Starkel (1957 et 1962) et surtout Klimaszewski (1960, cité par St-Onge, 1964).** La particularité de la légende polonaise – qui représente des informations de type morphologique, morphométrique, morphographique, morphogénétique et morphochronologique – réside dans le fait que les couleurs **représentent à la fois l'action constructive ou érosive des différents agents à différentes périodes (Goudie et al. 1990) et qu'elles demeurent les plus faciles à lire (St-Onge, 1964).** Les signes correspondent aux différentes formes concrètes observables sur le terrain et résultant de ces actions<sup>1</sup> (Klimaszewski, 1963). La légende polonaise distingue notamment trois périodes (Néocène, Pléistocène et Holocène) et trois valeurs de pentes (moins de 4, 4-20 et plus de 20 degrés) illustrés par des variations de tons dans la couleur. Les formes de dénudation-érosion du Pléistocène sont en orange, celles en construction-sédimentation en vert ; **pour l'Holocène, c'est le rouge qui indique l'érosion, le bleu la sédimentation** (le réseau hydrographique est figuré en noir). Le Néocène est figuré en gris et en noir (crêtes, sommets). Aucune information concernant la lithologie et la nature **des dépôts meubles, vieux ou non, n'est fournie (Klimaszewski, 1963).** Les Polonais ont par ailleurs **réalisé différentes cartes géomorphologiques dans l'archipel du Spitzberg (Karczewski, 1984 ; Karczewski et al. 1990 ; Zagorski, 2007).** Les derniers travaux publiés sont ceux de Latocha et Migon (2006) et Latocha (2009) dont nous présentons ici la carte et sa légende (Fig. 4.7).

#### **4.1.2 Un exemple de carte roumaine (Grecu, 2009)**

Levée à l'échelle du 1 : 25'000, la carte de Grecu (2009 ; Fig. 4.6) est appliquée à la moyenne vallée de la rivière Prahova, importante région socio-économique des Carpates mais fortement affectée par des processus gravitaires et hydrologiques dont les impacts sur les infrastructures et les voies de communication sont importants (Grecu, 2009). La carte géomorphologique vise à décrire la relation entre les formes géomorphologiques actuelles avec les processus morphodynamiques passés et présents ayant agi à différentes échelles spatio-temporelles. Différentes étapes ont jalonné **l'élaboration de la carte (Grecu, 2009) :**

- analyse détaillée des différents facteurs et causes de la dynamique des formes actuellement observées (élaboration de cartes thématiques et calcul de paramètres géomorphométriques) ;
- investigations de terrain pour cartographier les processus et formes affectant la zone ;
- **mesures au GPS et interprétation d'orthophotos à l'échelle du 1 : 5'000**

Les informations recueillies sur le terrain sont ensuite organisées et groupées par types de processus et formes selon le domaine morphogénétique. La dernière étape a consisté à transférer toutes les **données dans un système d'information géographique.**

**Cette carte a servi de base pour le calcul de différents paramètres morphométriques (afin d'indiquer l'évolution morphodynamique probable de différents secteurs) tels que les densités de drainage, l'énergie du relief, ainsi que les gradients de pente. D'un point de vue technique, cette carte ne comprend pas de fond topographique ni de courbes de niveau permettant au lecteur de visualiser plus précisément les formes et processus géomorphologiques cartographiés. L'absence de couleurs ne permet pas de visualiser les différents domaines morphogénétiques impliqués dans les aléas décrits précédemment. Une importance plus particulière est donnée aux aspects hydrologiques (limites de bassins versants, érosion de berges, dépôts fluviatiles transitoires sous forme d'îlots sableux).**

---

<sup>1</sup> Les signes bleus indiquent les formes dont l'origine est due à l'action « constructive » des cours d'eau et des processus de dénudation récents ; les signes orange correspondent aux formes liées à l'action érosive des cours d'eau et aux processus de dénudation anciens (Pléistocène) (Klimaszewski, 1963).

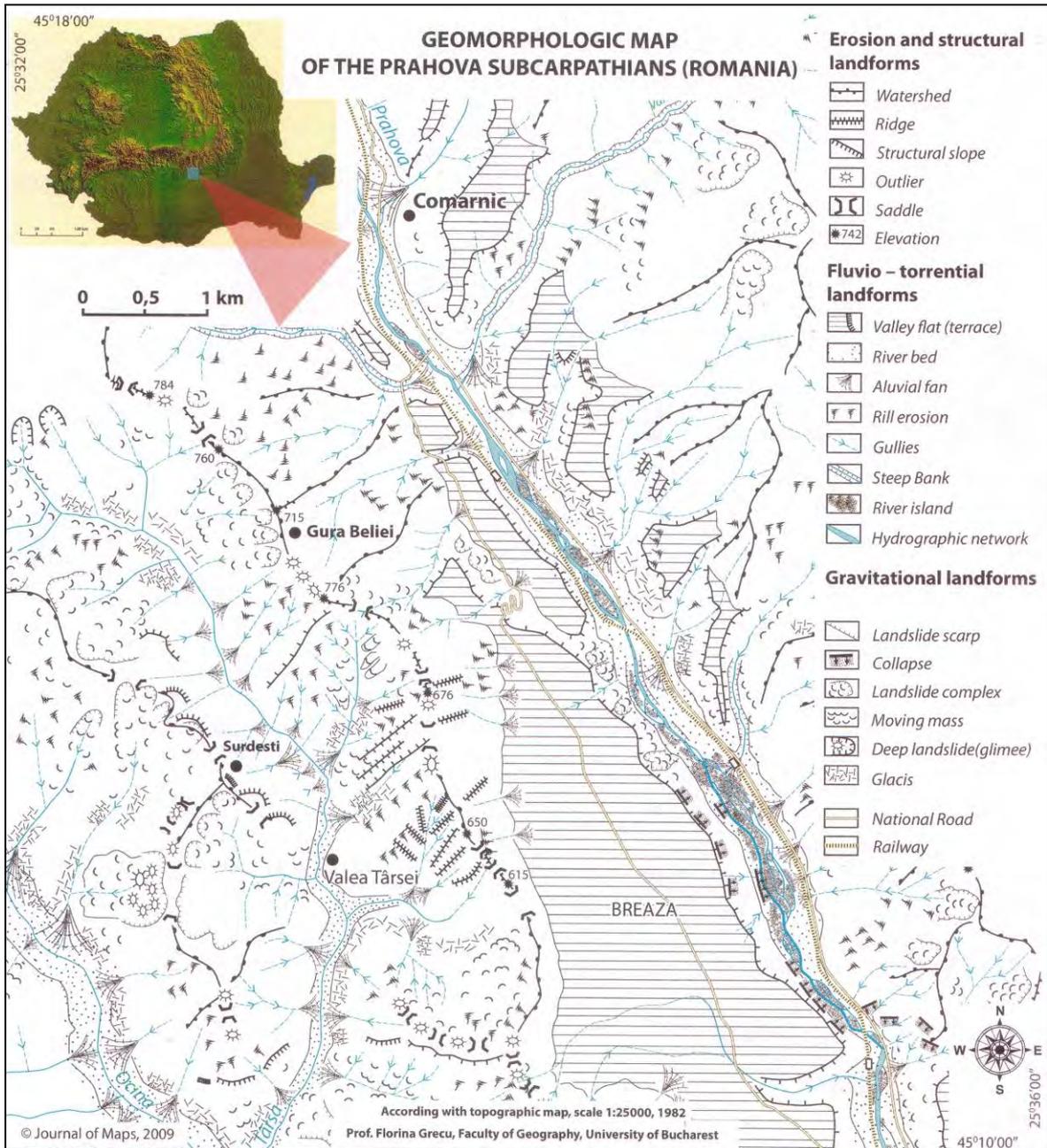
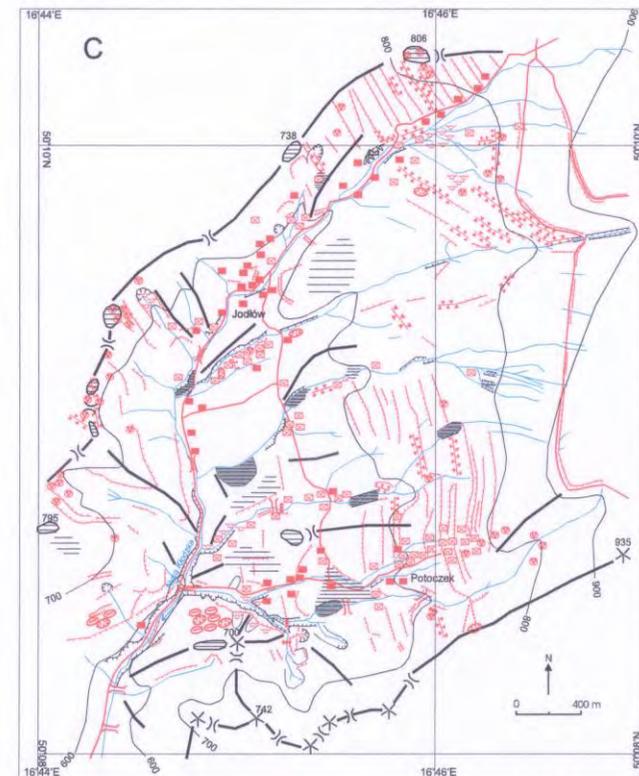
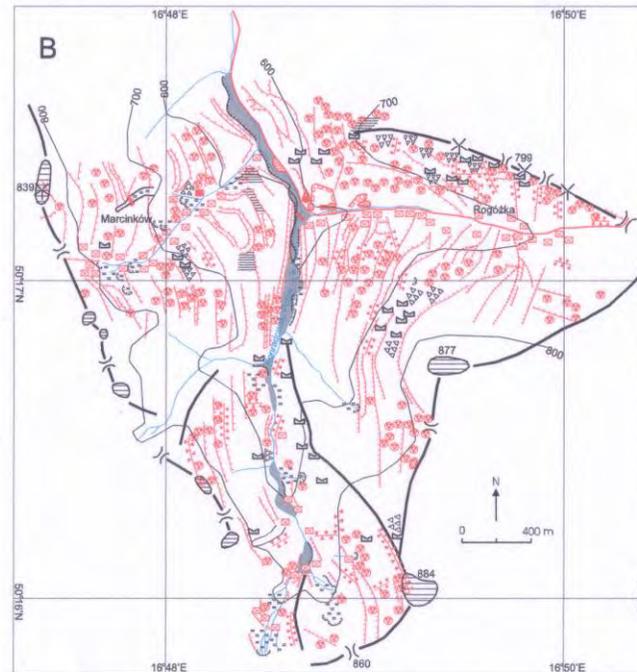
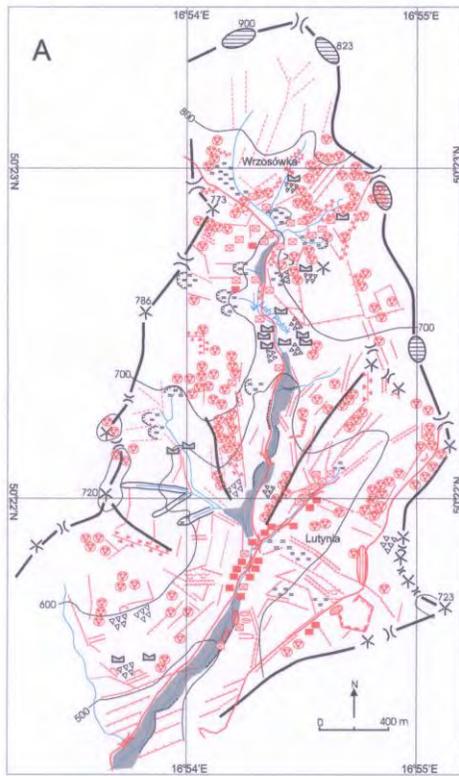


Figure 4.6 Carte géomorphologique des Carpates de Prahova. Tiré de Grecu, 2009

#### 4.1.3 Un exemple de carte polonaise (Latocha, 2009)

La carte de Latocha (2009) est un outil d'évaluation des impacts anthropiques présents et passés sur la géomorphologie de trois vallées (Fig. 4.7). La cartographie est réalisée à l'échelle 1 : 10'000 (terrain) et se base sur deux ensembles de couleurs permettant une lecture rapide et très aisée. Le gris représente les formes naturelles et/ou préservées à caractère essentiellement morphostructural et morphométrique (crêtes, cols, plaines alluviales, **affleurements rocheux**, niches d'érosion). Le rouge est utilisé pour les formes anthropiques, réparties selon plusieurs catégories liées aux villages (constructions et ruines), à l'agriculture (terrasses de culture, routes agricoles, murs en pierres, etc.), à l'exploitation forestière (routes forestières) et à l'aménagement des cours d'eau (digues, ponts).



Maps projection: '1965', quasi-stereographic  
Map datum: acqurement of field data: 2002-2003

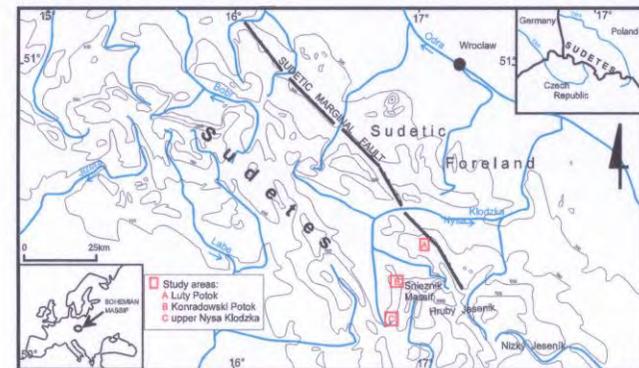
**Legend:**

**NATURAL LANDFORMS**

- Rivers and streams
- Contour lines (m a.s.l.)
- Ridges
- Peaks
- Cols
- Summit flats
- Midslope flats
- Alluvial floodplain
- Rock outcrops
- Blockfields
- Scarps
- Initial valleys and valley heads
- Sapping niches
- Wetlands

**ANTHROPOGENIC LANDFORMS**

- Buildings
- Ruins of buildings
- Roads
- Man-made scarps
- Road gullies
- Bridges
- Stone walls
- Pits
- Quarries (in use; old)
- Spoil heaps
- Drifts
- Minig ditches
- Dykes
- Logging tracks
- Stone heaps
- Flotation basin
- Kilns
- Cattle paths and erosion



© Journal of Maps, 2009

**Figure 4.7** Cartes géomorphologiques levées par Latocha (2009).

## 4.2 Cartes françaises

### 4.2.1 Contexte général

Ce n'est que vers 1960 que les premiers relevés systématiques sont réalisés en France, avec la légende pour la cartographie des formations superficielles élaborée par Dewolf (1965). Suivront des travaux de Tricart dans les années 1960 (Tricart, 1965, Fig. 4.10-C) jusqu'à la mise au point du système officiel français (R.C.P. 77). D'autres travaux plus thématiques ont été réalisés sur le karst par Delannoy (1986) (Fig. 4.10-A) et Nicoud (1978, Fig. 4.10-B ; 1984, Fig. 4.10-D). Dans les années 1990, l'Institut de géographie de l'Université de Reims développe un système de légende ayant pour but d'obtenir une simplification et une bonne lisibilité de la carte géomorphologique « classique » (voir ci-dessous), de supprimer les ambiguïtés existantes dans les systèmes de légende des cartes géomorphologiques antérieures, de donner des informations sur le **degré des aléas** et d'être un outil efficace pour la préparation des PPR<sup>2</sup> (Marre, 2007)<sup>3</sup>.

### 4.2.2 Légende R.C.P. 77

Contrairement à ce que pourrait laisser penser son nom, la légende R.C.P. 77 a été créée dans les années 1960 (Marre, 2007). Pour ce faire, une équipe de chercheurs du CNRS est mise sur pied sous l'impulsion de Jean Tricart et de Fernand Joly. Le système de légende mis au point a donné lieu à la publication d'une légende pour la carte géomorphologique détaillée de la France à l'échelle du 1 : 50'000, en 1970 (Joly et Tricart, 1972). Cette méthode de cartographie avait essentiellement pour but de compléter la carte géologique de la France au 1 : 50'000 qui avait un caractère structural, au détriment des formations superficielles (Marre, 2007). Ce système se révèle être plutôt un outil de recherche permettant une analyse géomorphologique complète qu'un outil d'application (Gustavsson et al. 2006 ; Marre, 2007). Le système de légende élaboré est complexe et s'appuie sur un fond topographique estompé au-dessus duquel se superposent différentes couches d'informations, en s'appuyant sur un ensemble de signes et de trames colorés (Schoeneich, 1993b).

Une première série de couleurs chaudes fournit, par divers tons de rouge, le type de domaine structural (bassins sédimentaires, chaînes plissées, régions de socle, régions volcaniques et régions des piémonts tertiaires), dans lesquels des trames indiquent la lithologie du substratum, combinés à des signes indiquant les formes structurales et les éléments tectoniques. Les domaines morphoclimatiques sont représentés par des couleurs froides (domaine tempéré, domaine périglaciaire, domaine tropical, etc.) (Fig. 4.8). Les formes de terrain sont représentées par des figurés dont la couleur exprime la genèse de celles-ci. Si la genèse est structurale par exemple, le figuré est dessiné dans la couleur du contexte structural. La taille des formes (morphométrie) et/ou du matériel (texture) est exprimée par un choix de figurés conventionnels. Les aspects chronologiques sont indiqués soit par l'intensité des couleurs, soit par des indices qui peuvent être superposés aux figurés. Ce système « multi-couches » (comme la légende allemande) permet une représentation très détaillée de l'information de terrain et une vision très « plastique » de la morphologie mais présente plusieurs inconvénients, dont la superposition de plusieurs couches d'information qui surcharge la carte et la rend difficilement lisible (Schoeneich 1993b) : sur un même morceau de terrain, le contexte structural et le domaine morphoclimatique peuvent se superposer. Des formes ayant pour origine des domaines morphoclimatiques peuvent aussi se superposer. Il convient d'ajouter une certaine ambiguïté dans l'utilisation des couleurs, qui peuvent représenter parfois un processus et parfois un domaine morphoclimatique (le jaune peut par ex. représenter le domaine morphoclimatique aride et le processus éolien, alors que les processus éoliens peuvent aussi exister dans d'autres domaines) (Marre, 2007). Par ailleurs, certains processus, comme les mouvements de terrain, sont ignorés.

<sup>2</sup> Plan de prévention des risques, créé en France en 1995, dont la vocation est juridique et non scientifique, qui exploite les concepts de zonage, de risque et introduit, pour un même espace, la notion de multi-risques (Marre, 2007).

<sup>3</sup> Pour répondre à ces objectifs, plusieurs objectifs de construction de la légende sont proposés : échelle du 1 : 10'000, représentation des seuls processus avec des couleurs de la légende allemande, lithologie en noir, mode de représentation de la chronologie français.

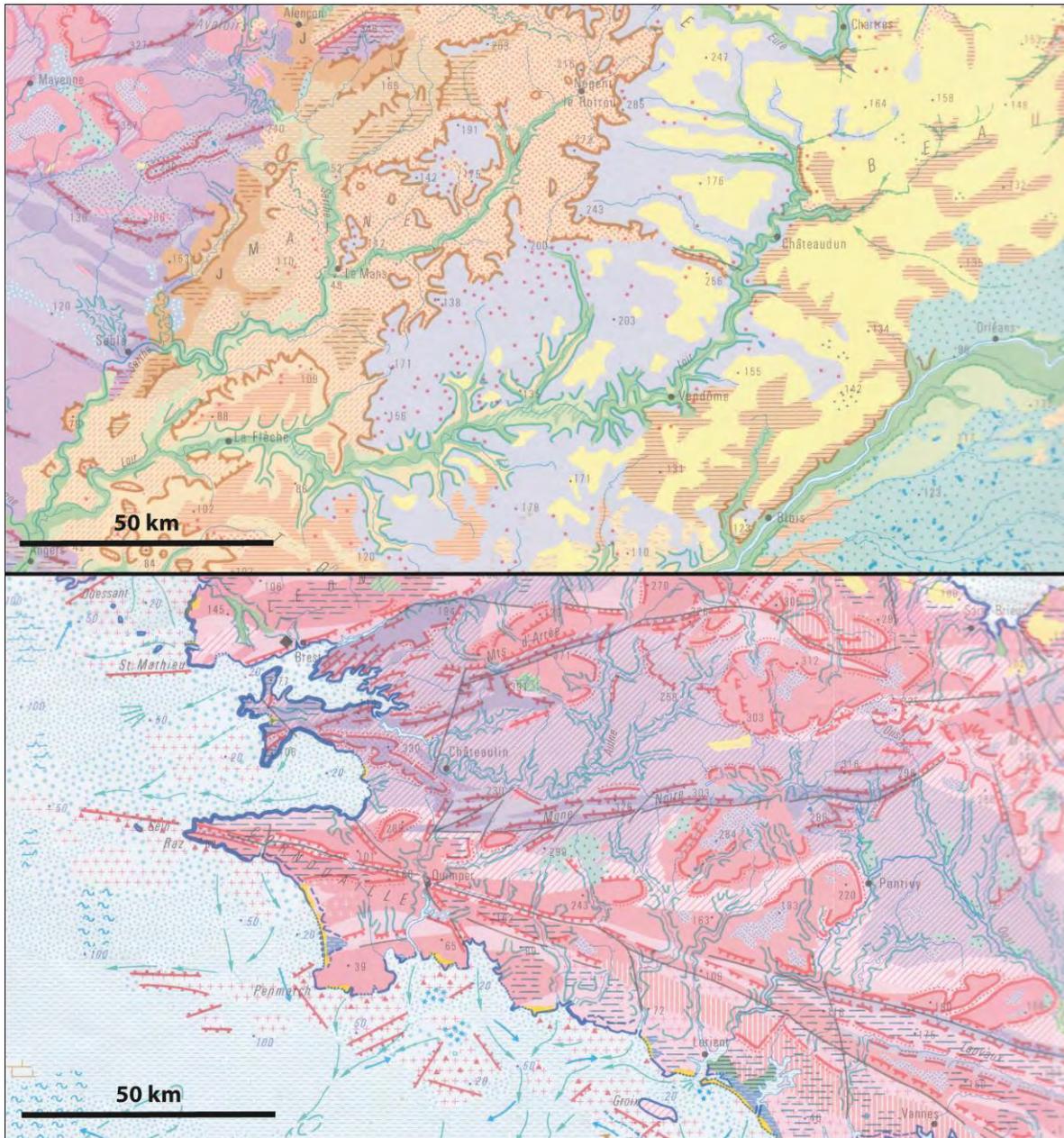


Figure 4.8 Extraits de la carte géomorphologique de la France au 1 : 1'000'000. D'après Joly (1985).

#### 4.2.3 Cartes hydrogéomorphologiques

Les cartes hydrogéomorphologiques peuvent être qualifiées de thématiques dans le sens où elles ne touchent qu'un aspect de la géomorphologie : les fonds de vallée. Le système de légende développé a pour objectif de répondre à des besoins d'application pour l'étude des zones inondables (Marre, 2007) et s'inspire des principes généraux utilisés en cartographie géomorphologique tout en puisant divers éléments dans les principes des cartographies techniques (Marre, 2007). Ce système a été créé au sein du Ministère de l'équipement mais a bénéficié de la participation d'instituts universitaires (Garry et al. 2002 ; Chave, 2002 ; Ballais et al. 2005 ; Ballais, 2006). Afin de répondre aux objectifs fixés, le choix de l'échelle est le 1 : 10'000 ou, dans certains cas, le 1 : 25'000. Le contenu des cartes hydrogéomorphologiques peut être plus ou moins complet en fonction des objectifs retenus (Durin et al. 2007). Les cartes représentent systématiquement les limites de la plaine alluviale, soit naturelles (limites géomorphologiques), soit artificielles (limites anthropiques : digues, routes, etc.) ainsi que les cônes de déjection et les axes de crue. Elles établissent un zonage à partir de la géomorphologie de détail de la plaine d'inondation (lits mineur, moyen et majeur). La cartographie

hydrogéomorphologique superpose deux grands types d'information (Durin et al. 2007) : des informations relatives au fonctionnement naturel des cours d'eau et des informations relatives aux éléments perturbant les cours d'eau (digues, ponts, remblais surfaciques ou linéaires empiétant sur les zones inondables, seuils, barrages etc.).

Une carte hydrogéomorphologique repose sur un système de couleurs relativement simple (Fig. 4.9) :

- les unités géomorphologiques sont cartographiées en bleu ou vert de différentes nuances ; elles constituent les zones potentiellement inondables et les dégradés de couleur permettent d'apprécier visuellement les variations de l'inondabilité ;
- les unités encaissantes sont figurées en rose, jaune ou marron ; elles indiquent que les zones concernées ne sont pas inondables, sauf si un figuré bleu y est superposé ;
- les modelés géomorphologiques secondaires sont représentés par des flèches et des objets ponctuels qui vont représenter le fonctionnement des écoulements lors des crues.

Ce système de légende complète les études hydrologiques classiques tout en précisant la répartition spatiale des aléas. Sa mise au point a amené à étudier plus précisément le fonctionnement de la dynamique des cours d'eau. D'abord mise au point dans les régions à climat méditerranéen (Durin et al. 2007), elle est maintenant applicable à l'ensemble du territoire national. Il s'agit d'un bon exemple de la contribution de la recherche appliquée à la recherche fondamentale. Si les atouts de cette approche sont nombreux (cartographie exhaustive des zones potentiellement inondables, diagnostic rapide, coûts de mise en œuvre ou prise en compte des influences), cette méthode ne quantifie ni les hauteurs d'eau et les vitesses d'écoulement pouvant survenir, ni certains effets hydrauliques néfastes des aménagements anthropiques.

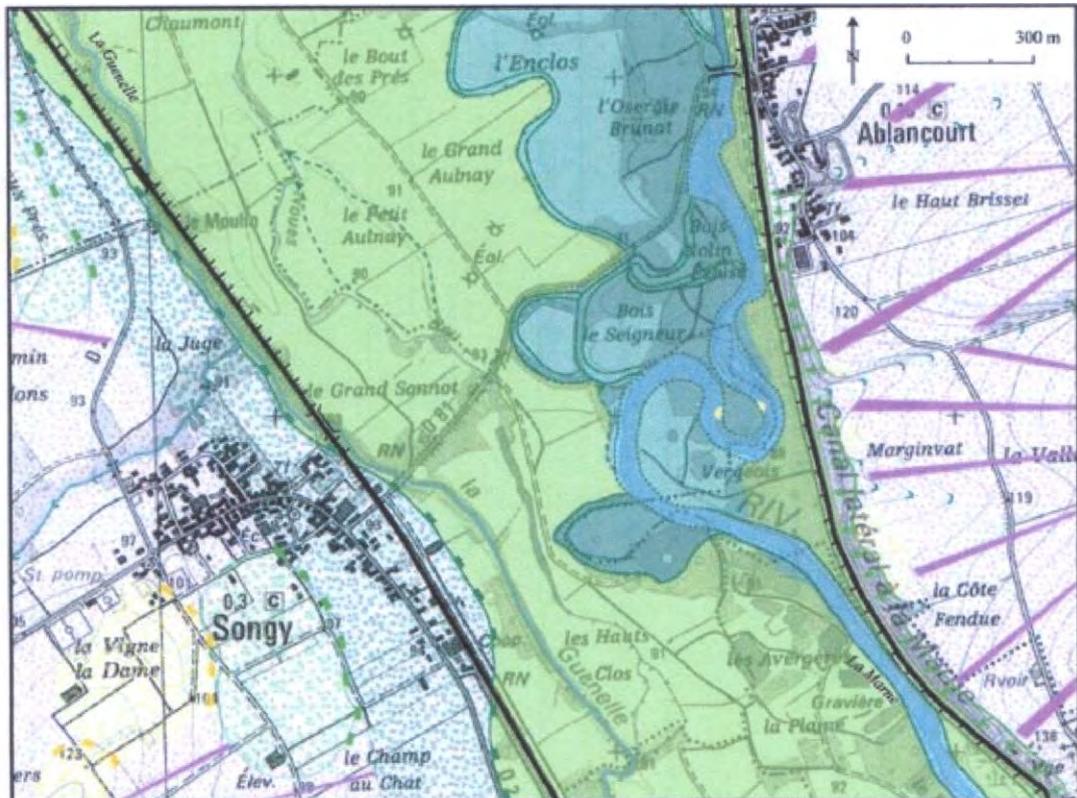
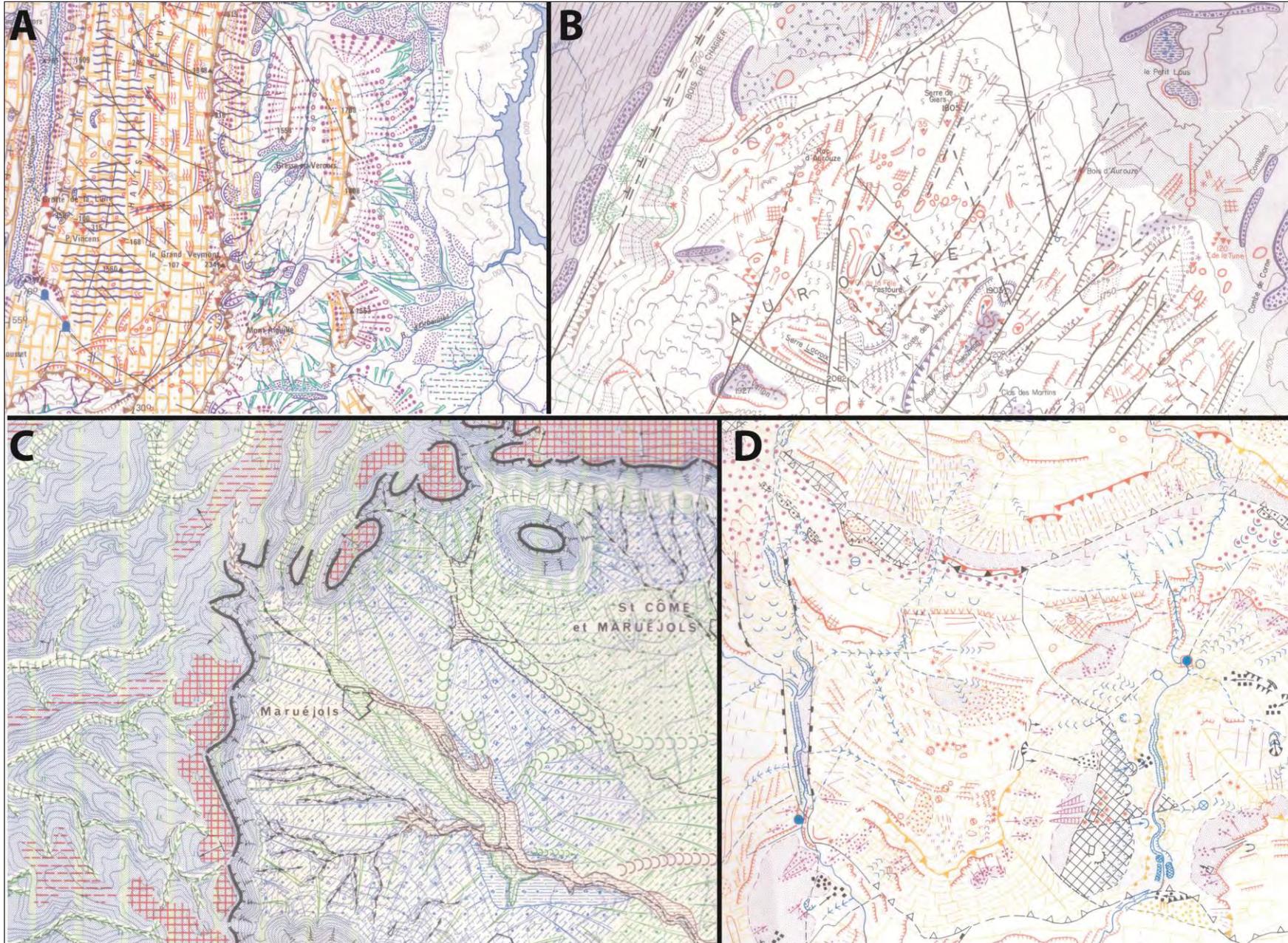


Figure 4.9 Extrait de carte hydrogéomorphologique (Marre, 2007).



**Figure 4.10** Extraits de cartes géomorphologiques françaises. A) Carte géomorphologique du massif du Vercors (Delannoy, 1986) ; B) Carte géomorphologique des massifs de Bure et d'Aurouze (Dévoluy méridional, Nicod, 1978) ; C) Carte géomorphologique levée sur l'extrémité NW de la Vauvage (Tricart, 1965) ; D) Carte géomorphologique des karsts des Plans de Provence - Audoubert - Mons (Nicod, 1984).

### 4.3 Carte allemande (GMK 25)

#### 4.3.1 Contexte général

La légende GMK 25 a été mise au point en Allemagne, à la fin des années 1970 (Schoeneich, 1993b) sous l'impulsion de Leser et Stäblein (1975 et 1980). A l'instar de la France, une couverture complète du pays à l'échelle du 1 : 25'000 était envisagée mais a été abandonnée en raison d'un manque de financement (Marre, 2007). La carte sera « exportée » en Afrique. Dans les années 1960 et 1970, des cartes à l'échelle du 1 : 1'000'000 à différents contenus géographiques pour quatre régions sont préparées pour le projet de la carte d'Afrique (Otto et Dikau, 2004). Entre 1978 et 1989, 27 feuilles au 1 : 25'000 et 8 feuilles au 1 : 100'000 sont levées, contenant des informations morphographiques et morphogénétiques (Petermüller-Strobl et Heuberger, 1985 ; Bremer et Nitz, 1993).

#### 4.3.2 Principes de la légende

Proposée par H. Leser et G. Stäblein, la méthode de cartographie géomorphologique allemande a été élaborée pendant les années 1970 (Marre, 2007). Elle a donc su s'inspirer de la méthode française, tout en lui apportant des modifications (Barsch et Liedtke, 1985). Les géomorphologues allemands ont fait le choix de deux échelles différentes : le 1 : 25'000 qui permet d'approfondir l'aspect recherche et le 1 : 100'000, qui facilite l'aspect synthèse. Cette légende met l'accent sur le contexte structural (Marre, 2007).

Le système de légende GMK 25 (Fig. 4.11) est complexe et repose sur un système modulaire composé de huit couches d'informations, combinant d'une part un ensemble de signes en noir et en rouge, d'autre part des plages de couleur et des trames (Dikau, 1988 ; Schoeneich, 1993b ; Otto et Dikau, 2004 ; Marre, 2007) :

- des trames de couleur indiquent les différents domaines morphogénétiques (par ex. une zone glaciaire « modifiée » ou remaniée par des processus périglaciaires ou des dépôts fluviaux « transformés » par des processus organiques) ;
- les pentes sont indiquées par des trames hachurées grises, les ruptures et les inflexions de pente majeures sont marquées par des lignes tramées noires, les formes topographiques sont indiquées par des signes noirs ;
- l'information chronologique se manifeste par une simple dualité entre processus actuels (indiqués en rouge) et processus anciens (indiqués en noir) ;
- la lithologie des formations superficielles et des roches affleurantes est indiquée par des trames brun-rouge.

Avec cette légende, les couleurs ne représentent que des processus (Marre, 2007). Un tel système convient assez bien à des régions à topographie douce, caractérisées par de grands recouvrements où les formes nettes sont rares ou oblitérées par les activités humaines, et où les seules formes interprétables sont souvent de grande taille (Schoeneich, 1993b). Dans les régions de montagne par contre, où les formes sont souvent très nettes et « fraîches », la juxtaposition de petites formes relevant de processus très différents ne permet pas au système une représentation satisfaisante. De plus, l'échelle utilisée (le 1 : 25'000) permet une analyse plus détaillée qu'avec le système français et facilite la préparation à l'étude des risques naturels (Marre, 2007), le principe d'utilisation des couleurs induit une mauvaise lisibilité des couches d'information dues à l'utilisation de couleurs parfois trop foncées (Schoeneich 1993a) et les pentes peuvent être facilement déduites de la carte topographique.

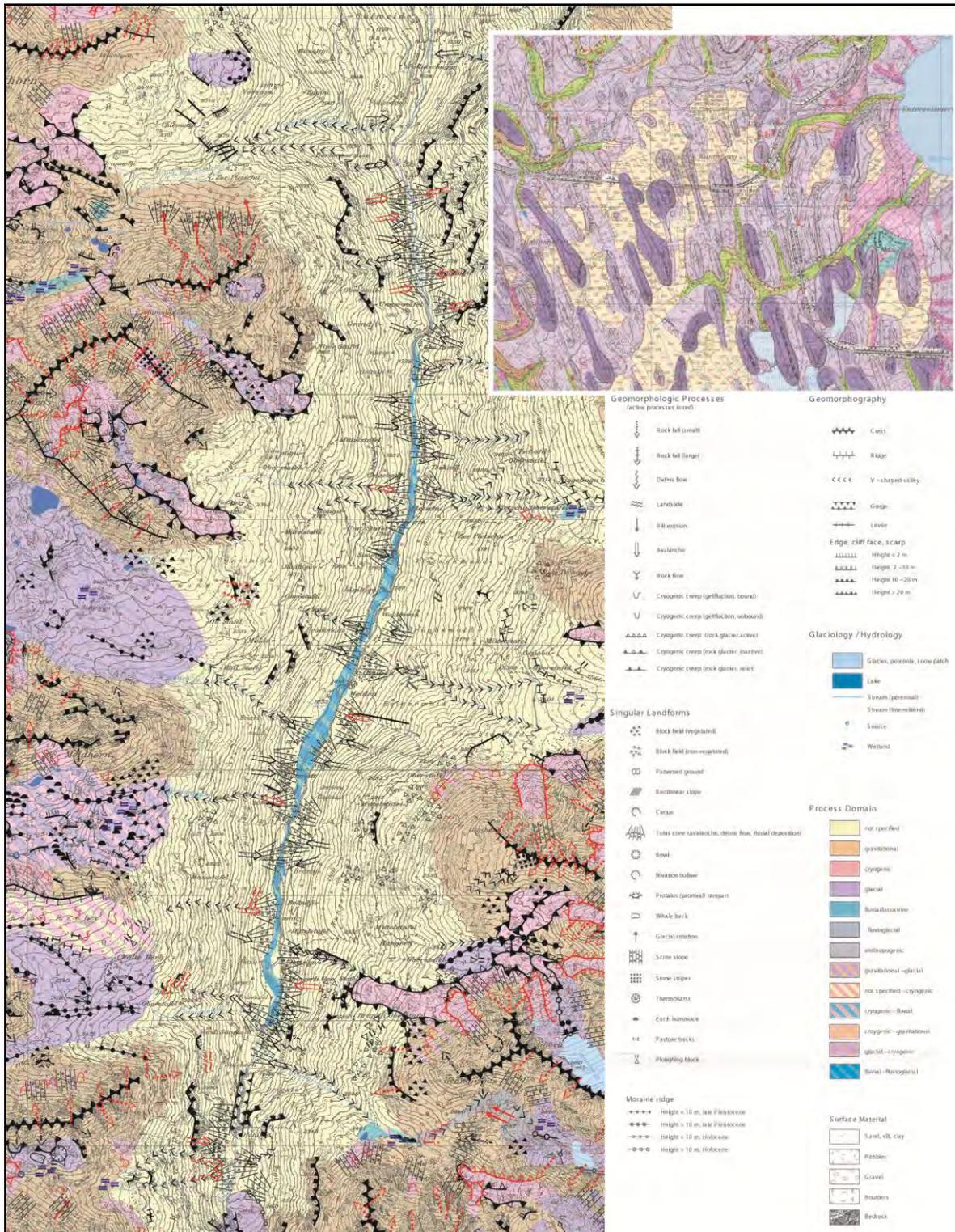


Figure 4.11 Extrait de la légende allemande GMK25 (en haut à droite) et sous forme numérisée, à gauche (Otto, 2006).

## 4.4 Cartes nord-américaines

### 4.4.1 Contexte général

Au Canada, les premières cartes géomorphologiques sont réalisées par St-Onge (1964), sur la base d'une légende inspirée du système belge élaboré par Gullentops au début des années 1960. La légende canadienne est plus simple dans sa structure et contient plus de symboles. Les pentes sont figurées à l'aide de lignes dont l'épaisseur varie en fonction de leur valeur, la couleur indique la morphogénèse. Les travaux canadiens les plus récents portent surtout sur la morphologie glaciaire, cartographiée à petite échelle (Jansson, 2005 ; Dunlop et Clark, 2006 ; Stokes et al. 2006 ; De Angelis, 2007 ; Storrar et Stokes, 2007). Originale mais beaucoup plus compliquée dans sa structure, la légende du Ministère de l'Environnement de Colombie-Britannique (Howes et Kenk, 1997) est présentée ici.

Notre échantillon ne contient que peu de cartes nord-américaines. Les travaux les plus récemment publiés sont ceux de Levine et Kaufmann (2008), alors que Hayden (2009) présente quelques cartes essentiellement morphostructurales des années 1970 à 1980 dans sa synthèse sur la cartographie géomorphologique. Hooke (1987) a également réalisé des cartes géomorphologiques morpho-chronologiques (Fig. 2.6).

### 4.4.2 Un exemple de système de légende canadien (Howes et Kenk, 1997)

La légende Howes et Kenk (1997) (Fig. 4.12) est basée sur un système de lettres pour désigner des formes géomorphologiques. Chaque code (de lettres) contient (cf. code ci-dessous) des informations sur :

- la **texture** (1 à 3 lettres minuscules), laquelle décrit la taille, l'arrondi et le type de particules minérales et la présence de matière organique. Il y a 15 classes pour les particules minérales et 3 pour la matière organique ;
- le **matériel de surface** (1 lettre majuscule) selon le mode de dépôt ; il y a 13 classes, comprenant le till, les alluvions et colluvions, les sédiments fluvioglaciale, (glacio-)lacustres et (glacio-)marins, les dépôts éoliens, volcaniques, anthropiques, organogènes, la régolithe, le sol sur roche en place et la glace ;
- l'**unité de terrain**<sup>4</sup> correspond à 15 classes décrivant différentes formes de terrain (terrasse, plaine, versant, dépression etc.) ;
- le **processus géomorphologique** (1 à 3 lettres majuscules précédée du tiret) qui agit sur le matériel de surface ou la forme ; on distingue six groupes principaux pour un total de 21 processus (a- processus érosifs liés aux eaux courantes superficielles et souterraines, incluant les processus karstiques p. ex. ; b- les processus fluviaux, se rapportant aux zones inondables actives ; c- les processus de mouvements de masse incluant notamment les avalanches et les éboulements ; d- les processus périglaciaires ; e- les processus de déglaciation ; f- les processus hydrologiques) ;
- des informations sur la **genèse du matériel de surface et/ou l'activité du processus** géomorphologiques (actif, inactif, englacé).

SgF<sup>G</sup>t-F<sup>I</sup>

Le code ci-dessus indique une terrasse (t) fluvioglaciale (FG) composée de graviers fins (sg) ayant été soumise à des mouvements de terrain (F) qui ne sont plus actifs aujourd'hui. On citera à titre d'exemple :

<sup>4</sup> Il peut y avoir plusieurs unités de terrain, séparées par des barres obliques.



## **4.5 Cartes italiennes**

### **4.5.1 Contexte général**

Les premières cartes géomorphologiques sont produites dans les années 1960. Quelques années plus tard, Panizza propose une légende qui sera utilisée pour différentes études régionales de **l'Italie** (Castiglioni et al. 1999). Dans les années 1980, un groupe de travail national planche sur un système de légende (Gruppo nazionale..., 1993) **ayant pour objectif d'obtenir** des cartes géomorphologiques homogènes et dont les données caractéristiques puissent être utilisées par des chercheurs et par des **professionnels de l'aménagement** du territoire. Cette carte doit mettre en valeur le danger induit par les processus géomorphologiques, **qu'ils** soient exogènes ou endogènes (Marre, 2007). Pour répondre à ces objectifs, le système de légende doit permettre une étude détaillée et mettre en **évidence les zones où l'aléa est fort**. L'échelle du 1 : 10'000 est retenue. Le système de légende est fondé sur la mise en évidence des processus géomorphologiques qui sont divisés en processus naturels endogènes et exogènes et en processus anthropiques. Les formes de terrain créées par ces processus sont **représentées par des figurés dans une couleur qui correspond au degré d'activité du processus**. Un processus actif donne une forme dessinée en rouge, un processus dormant une forme dessinée en noir gras et un processus éteint une forme dessinée en noir fin (Marre, 2007). Des travaux plus récents (Castiglioni, 1999 (Fig. 4.14-D) ; Dinand et al. 2001 ; Carton et al. 2005 (Fig. 4.14-C) ; Pasuto et al. (2005) (Fig. 4.14-A) ; Forte et Pennetta, 2007 ; Faccini et al. 2008 ; Graciotti et al. 2008 (Fig. 4.13) ; Robustelli et al. 2009) ont été publiés, principalement sur la base de la légende créée dans les années 1990.

### **4.5.2 Un exemple de carte italienne**

La carte de Graciotti et al. (2008) (Fig. 4.13) utilise un fonds topographique classique et se base sur la notice du Service **géologique d'Italie (1994), avec des informations géologiques, structurales, lithologiques, morphogénétiques et morphodynamiques**. Une intense campagne de terrain et sur mer **a été menée, couplée à l'analyse de photographies aériennes stéréoscopiques** (Graciotti et al. 2008). **L'intérêt pour réaliser une carte géomorphologique de l'île de Pianosa** provient avant tout des richesses géomorphologiques préservées de toute atteinte et impacts liés au tourisme.

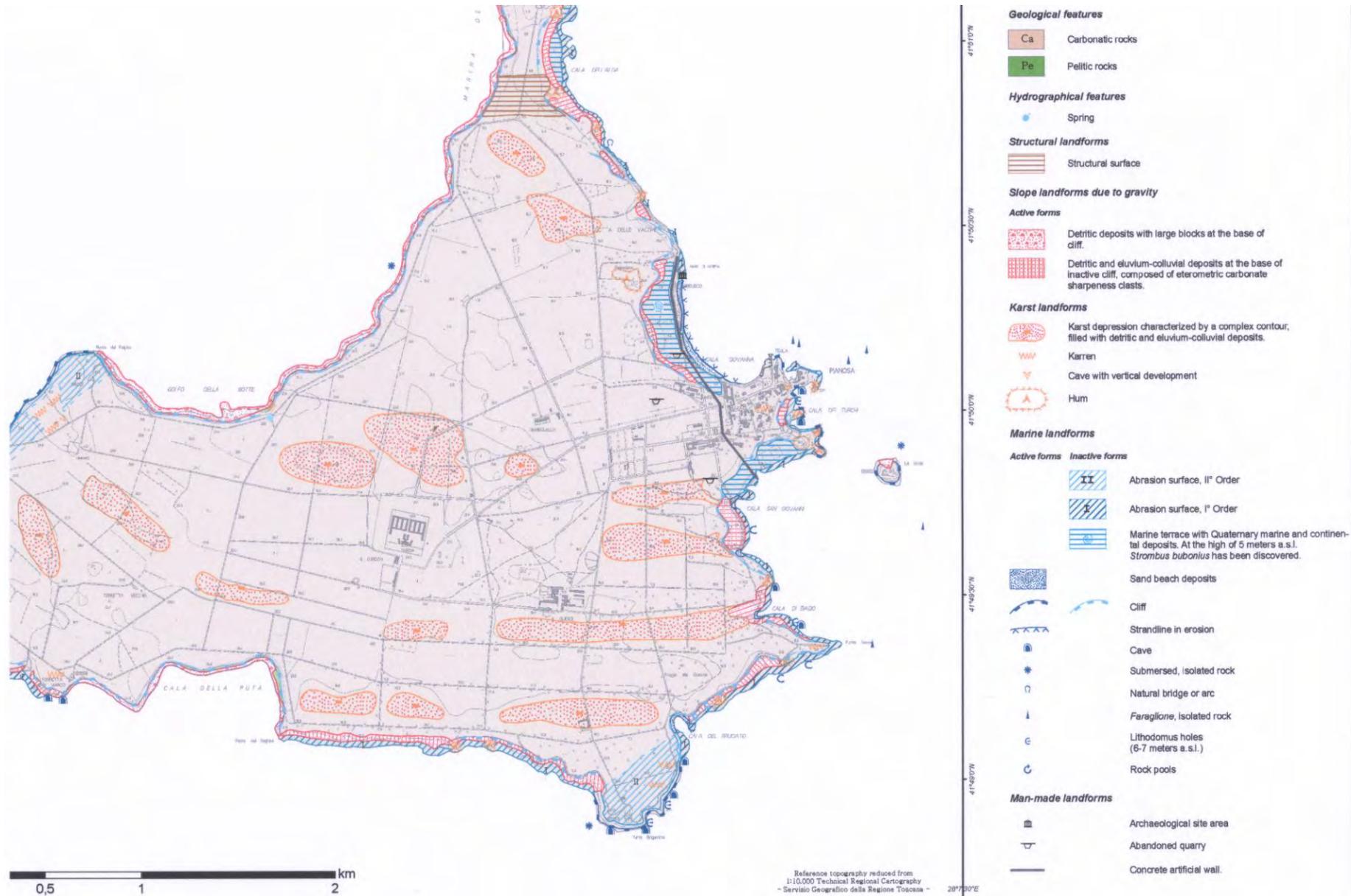
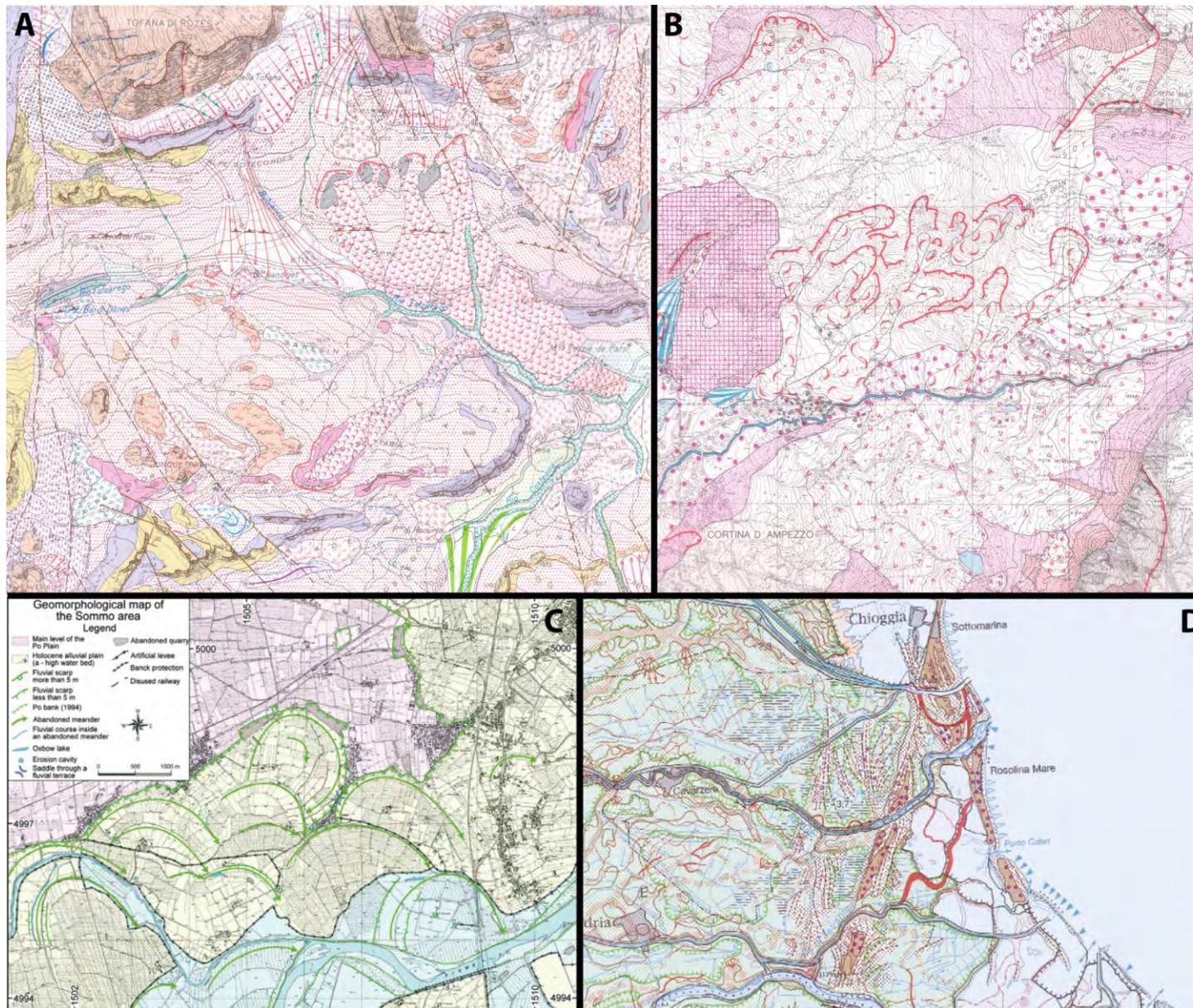


Figure 4.13 Extrait de la carte géomorphologique de l'île de Pianosa. Tiré de Graciotti et al. (2008).



**Figure 4.14** Extraits de cartes géomorphologiques italiennes. A) carte géomorphologique des environs de Cortina D'Ampezzo (Pasuto et Soldati, 2005) ; B) carte géomorphologique des glissements de terrain à Cortina d'Ampezzo (Panizza, 1990) ; C) et D) extraits de la carte géomorphologique de la plaine du Pô (Carton et al. 2005-C et Castiglioni et al. 1999-D).

## 4.6 Cartes hollandaises (légende AGRG)

### 4.6.1 Contexte général et principes des légendes développées

La Hollande possède une carte géomorphologique de détail couvrant tout le territoire (Van Noord, 1993). Après quelques décennies d'études géomorphologiques focalisées essentiellement sur les processus et formes fluviales de la plaine alluviale du Rhin-Meuse, une première carte géomorphologique du pays est publiée à l'échelle 1 : 500'000 (Van Noord, 1993). C'est en 1966 que l'Institut hollandais de la conservation du sol<sup>5</sup> et de la géologie<sup>6</sup> entreprennent une cartographie détaillée et systématique des Pays-Bas, à l'échelle du 1 : 50'000 (Gustavsson, 2005) afin d'obtenir un complément aux cartes géologiques et pédologiques (Tabl. 4.1). Entre 1966 et 1970, quinze cartes seront réalisées (mais non publiées), puis trois années de discussions (1971-1974) aboutiront à l'adoption d'un système de légende spécialement adapté au relief hollandais. Une attention moins importante est portée à la genèse des formes, en raison des impacts anthropiques très importants rendant le décryptage du paysage complexe. En 2003, toute la carte géomorphologique de la Hollande est numérisée.

Les critères pour la représentation des formes sont définis par les différences relatives de hauteur, l'angle et la longueur des pentes ainsi que la géométrie des formes. Toutes les unités sont subdivisées selon leur morphogenèse et représentées à l'aide d'un code de lettres. Les couleurs indiquent la morphogenèse (9 classes). Une légende ad hoc fournit l'âge des formes selon cinq catégories, du « Pré-Quaternaire » au « Présent ».

**Tableau 4.1** Informations figurant sur les cartes géologique, géomorphologique et pédologique des Pays-Bas. D'après Gustavsson (2005)

	Carte géologique	Carte géomorphologique	Carte pédologique
Lithologie	☒		☒
Morphochronologie	☒	☒	
Morphologie	☒	☒	
Morphogenèse		☒	
Morphométrie		☒	
Profils pédologiques			☒
Niveau phréatique			☒

D'autres pays ont également fait l'objet de levés de cartes par des Hollandais, comme la région du Vorarlberg (Autriche) ainsi que des zones adjacentes à la Suisse et au sud de l'Allemagne, traitant des mécanismes alpins de glaciation et déglaciation ainsi que des instabilités de terrain. Parallèlement à ce travail de cartographie, le groupe de recherche en géomorphologie alpine (AGRG<sup>7</sup>) de l'Université d'Amsterdam a en effet développé son propre système de légende de cartographie pour les environnements alpins, à l'échelle 1 : 10'000 (De Graaf et al. 1987 ; Van Westen et al. 2000) (Fig. 4.15). Cette légende est principalement centrée sur la genèse des formes, même si elle ne différencie pas les formes actives de celles relictuelles. Il existe encore la légende géomorphologique ITC (Verstappen et Van Zuidam, 1968 ; Van Zuidam, 1982), que nous n'aborderons pas ici.

<sup>5</sup> Netherlands Soil Survey Institute.

<sup>6</sup> Geological Survey of the Netherlands.

<sup>7</sup> Pour Alpine Geomorphology Research Group.

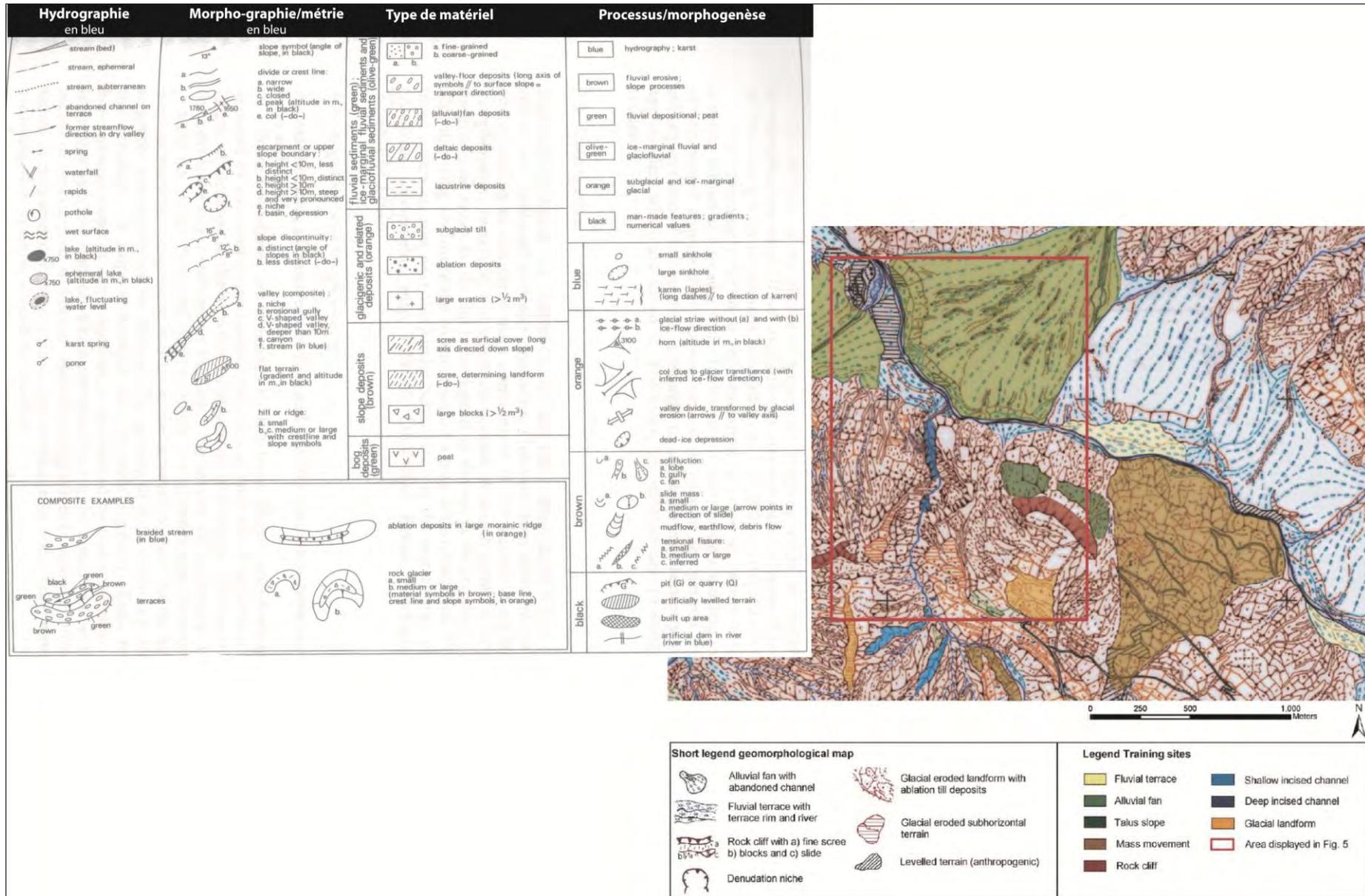
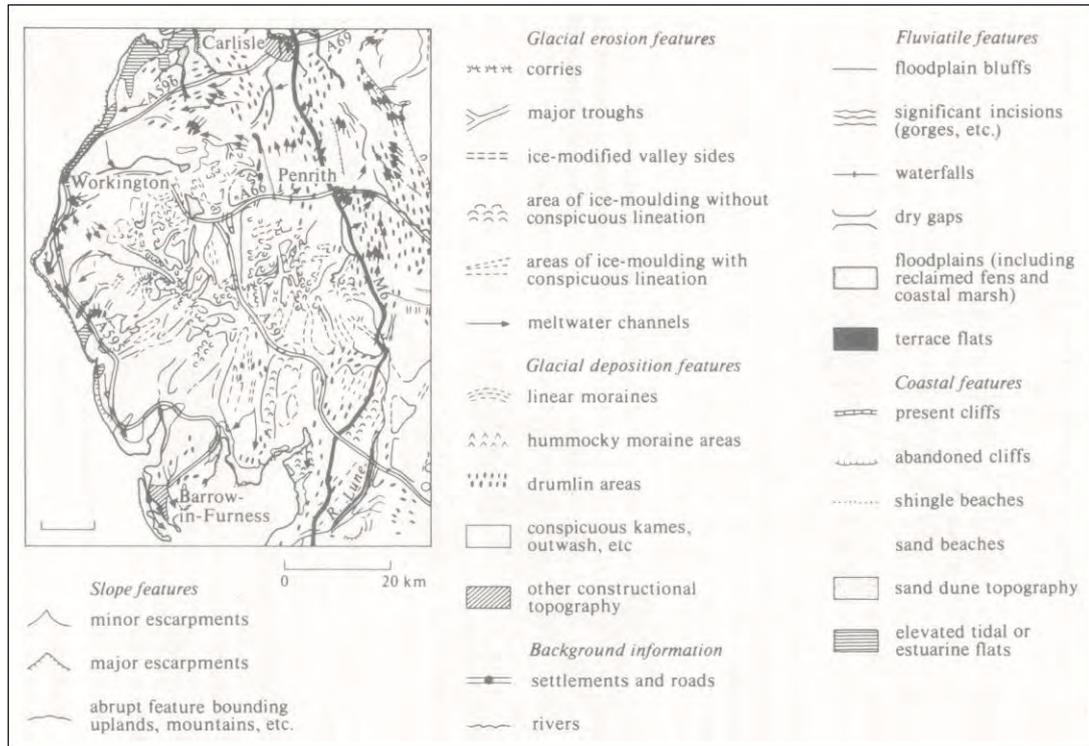


Figure 4.15 Principes généraux de la légende AGRG (De Graaf et al. 1987) et application de la légende dans la région du Vorarlberg en Autriche (Van Asselen et Seijmonsbergen, 2006).

#### 4.7 Cartes anglaises

En Angleterre, l'accent a été mis plus particulièrement sur la morphographie et la structure, les cartes purement morphométriques étant rares (Goudie et al. 1990 ; Gustavsson et al. 2006). Le système établi par Waters (1958) (Fig. 4.16) consiste en une dichotomie entre des ruptures ou des changements de profil de versant convexes et concaves. Des symboles ont été rajoutés pour les ravines ou les falaises. Contrairement au système polonais par exemple, la légende ne contient pas de signe pour les types de vallée, d'arête ou de sommet (Goudie et al. 1990). En se concentrant sur les irrégularités topographiques, ces cartes s'avèrent utiles dans des terrains soumis à des instabilités de versant.



**Figure 4.16** Carte géomorphologique des formes d'érosion et de dépôts glaciaires (English Lake District, Angleterre). D'après Waters (1976), in Goudie et al. (1990)

D'autres cartes de ce type ont été réalisées par Bridges et Doornkamp (1963), Brunsdén (1993), Hooke (2003) ou Griffiths et Abraham (2009). D'autres travaux se sont focalisés sur la morphologie glaciaire, principalement ceux de Evans et al. (2007), Sahlin et Glasser (2008) ou Rose et Smith (2008).

La carte géomorphologique de Chilton et al. (2008) (Fig. 4.17) a été levée dans les badlands espagnols de la région d'Almeria et est centrée sur les effondrements du sol (*soil pipes*). L'originalité de cette carte géomorphologique provient d'une part de la méthode utilisée – le GPS différentiel basé sur un monitoring mis en place durant plusieurs années – et, d'autre part, de la légende cartographique très simple utilisée à une échelle très grande. L'objectif était avant tout de réaliser une carte topographique très précise de la région.

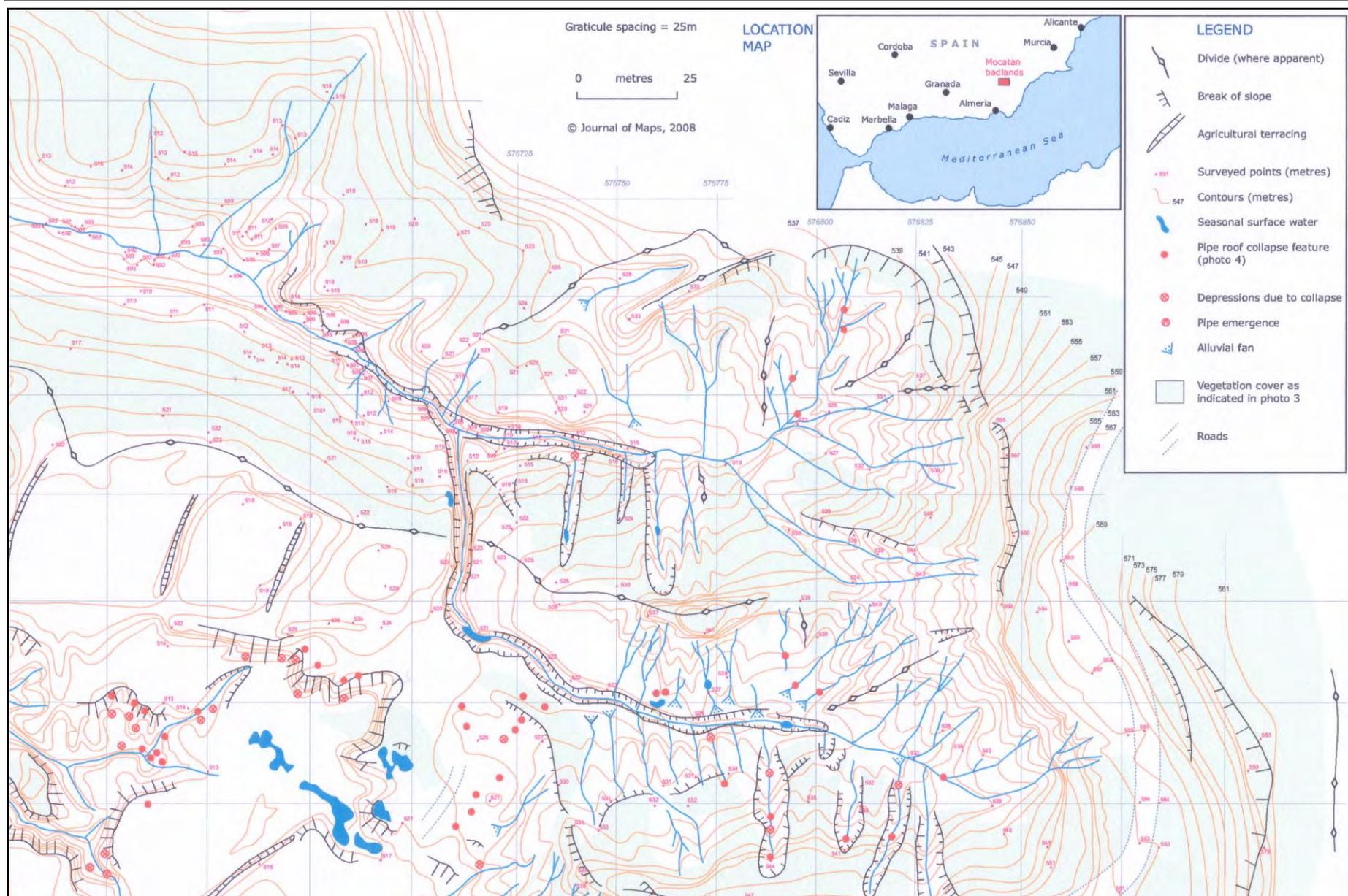


Figure 4.17 Extrait de la carte géomorphologique de Chilton et al. (2008).

## 4.8 Cartes suédoises

### 4.8.1 Contexte général

En Suède, la plupart des cartes géomorphologiques ont été publiées dans le cadre d'inventaires géologiques pour la préservation de zones dignes d'intérêt (Gustavsson, 2005). Dès la fin des années 1960, un système de cartographie géomorphologique est développé pour cartographier la chaîne calédonienne suédoise (70'000 km<sup>2</sup>) « Swedish part of the Caledonians », principalement orienté sur les formes et processus glaciaires, ainsi que sur les accumulations de matériaux meubles (au détriment des formes structurales). Durant les années 1970-1980, 24 cartes sont publiées, à l'échelle du 1 : 250'000. Par la suite, six cartes géomorphologiques à l'échelle du 1 : 50'000 sont publiées, couvrant la région « Siljan-area in Dalarna ». Plus récemment, Gustavsson (2005) et Gustavsson et al. (2006) ont élaboré une légende géomorphologique applicable dans un environnement SIG et réalisé une synthèse de nombreux systèmes existants. Cette légende est décrite ci-dessous.

### 4.8.2 Principes de la légende de Gustavsson

La particularité du système de légende développé par Gustavsson, applicable principalement pour des reconstitutions paysagères et inventaires de formes, réside dans sa conception directe dans un environnement SIG (Fig. 4.19). Ce système de légende, flexible quant au choix de l'affichage de l'information, contient ainsi une grande quantité d'informations concernant (Fig. 4.18) :

- l'hydrographie (régime d'écoulement des cours d'eau, zones potentielles d'inondation, sources et cascades) ;
- la morphométrie/morphographie, couche au sein de laquelle une distinction est faite entre les formes cartographiées à leur échelle (p. ex. escarpements selon différentes hauteurs, discontinuités de pente, limites géomorphologiques ou gradients de pente) et celles qui ne le sont pas (p. ex. sols structurés, sommets (altitude) ou crêtes étroites) ;
- les symboles sont cartographiés dans la couleur correspondant à l'un des onze domaines morphogénétiques, comprenant notamment les domaines « endogénique » et « biogénique » ; les couleurs utilisées sont inspirées de différents systèmes de légende, moins communément utilisées ;
- la structure (direction général de pendage, failles ou joints de stratification) ;
- des symboles spécifiques pour des fractures de tension, des directions de transport de matériel, des phénomènes de solifluxion ou le cheminement de coulées boueuses ;
- la lithologie, information au sein de laquelle sont distingués les roches consolidées (figurées sur la carte géomorphologique à l'aide d'un code de deux lettres) et les matériaux meubles (symbologie appliquée à la granulométrie est inspirée notamment des légendes allemande (Barsch et Liedtke, 1980) et hollandaise (Verstappen et Van Zuidam, 1968 ; De Graaf et al. 1987)) ;
- les périodes géologiques et, par là, la morphochronologie ; contrairement à de nombreux systèmes de légende, c'est un code de lettres associé à une couleur d'un temps géologique qui est utilisé et non une variation des teintes de couleurs ;
- la présence de permafrost.

Comme aucune distinction n'est faite entre les formes d'accumulation et d'érosion, ceci a pour effet de compliquer quelque peu la lecture et la lisibilité de la carte géomorphologique (Fig. 4.18, en haut), bien que la région cartographiée reflète des structures géologiques et lithologiques complexes (Gustavsson et al. 2006).

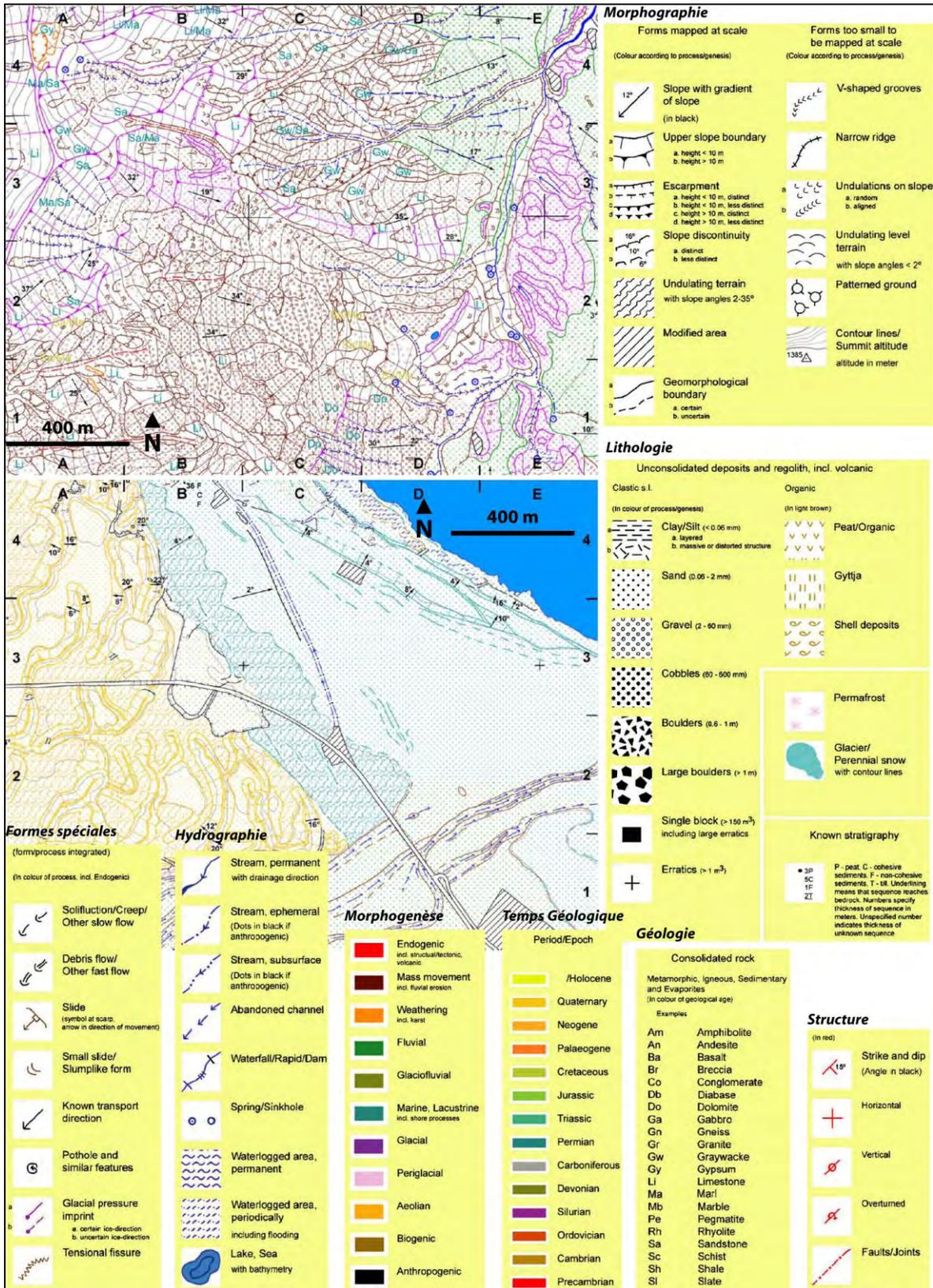


Figure 4.18 Système de légende développé par Gustavsson (2005). En haut : extrait de la carte géomorphologique levée dans les Alpes autrichiennes (Gamperdona) à l'échelle du 1 : 10'000 ; en bas : extrait d'une carte géomorphologique levée en Suède, dans la région du Lac Orsasjön qui fut autrefois englacée. D'après Gustavsson et al. (2006), modifié.

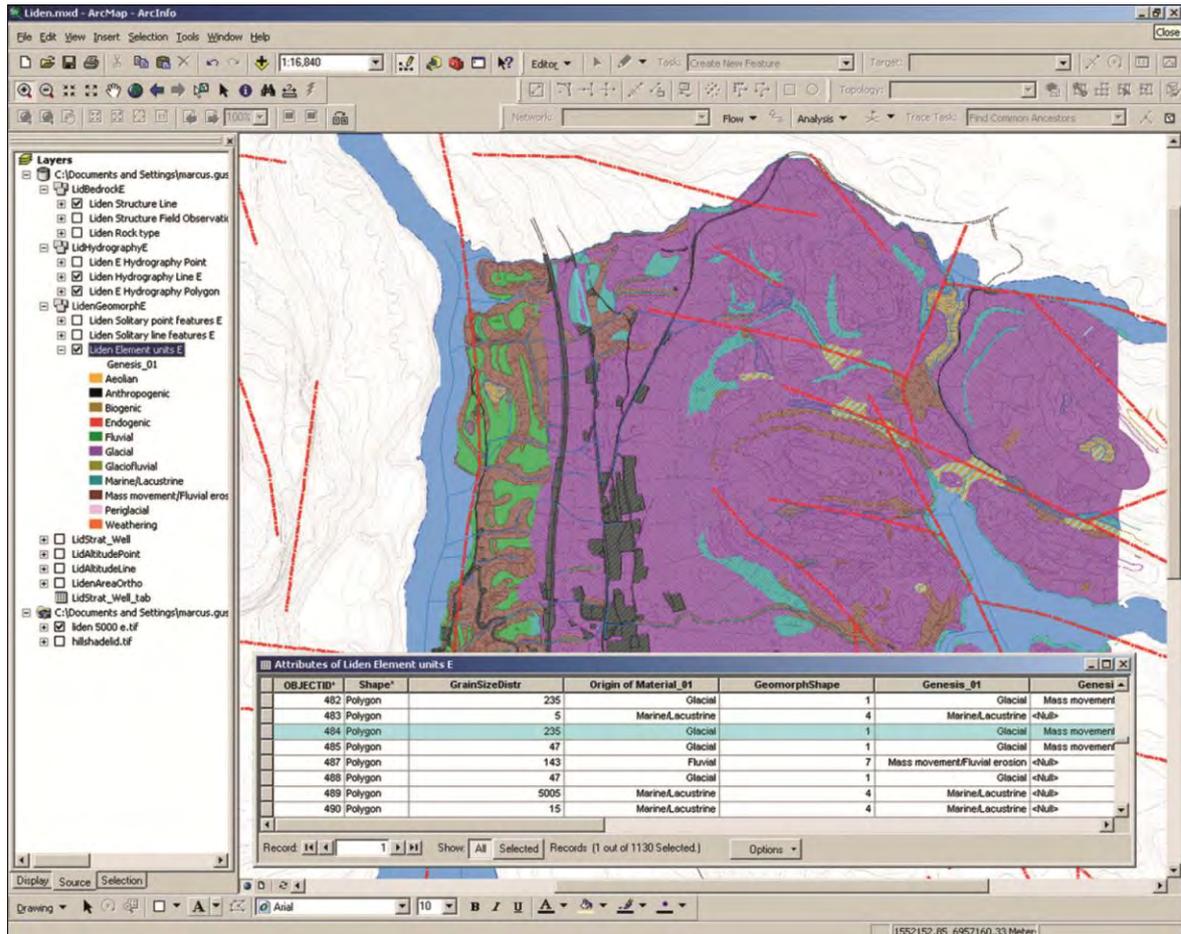


Figure 4.19 Extrait de la base de données géoréférencées développée par Gustavsson (2005). Tiré de Gustavsson et al. (2008).

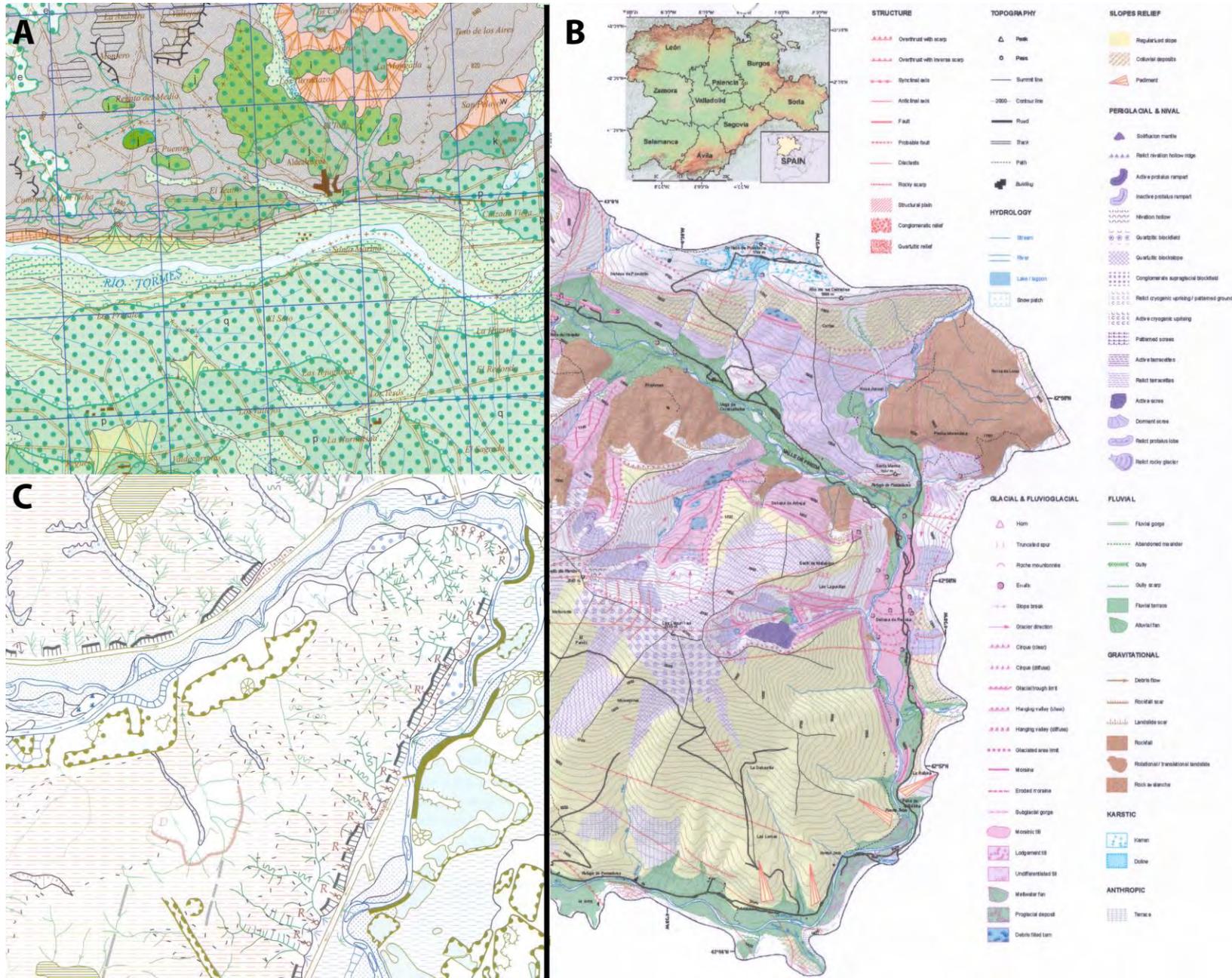
## 4.9 Cartes espagnoles

### 4.9.1 Contexte général

Il n'existe pas de publication « historique » concernant un système officiel de légende en Espagne. Les publications dans le domaine de la cartographie géomorphologique commencent dans les années 1980 (Peña et al. 1997), près d'une trentaine d'années après les premières cartes françaises, allemandes, polonaises ou anglaises (Pellitero Ondicol, 2009). Martin-Serrano et al. (2004) publient le **guide pour l'élaboration de la carte géomorphologique de la carte de l'Espagne à l'échelle du 1 : 50'000 (Fig. 4.20-A). Cette légende est composée de deux types d'éléments principaux** : les formes et le matériel de surface. Les formes sont représentées par des symboles de même couleur que le domaine morphogénétique auxquels elles se rattachent. Les dépôts sont figurés selon des variations **d'intensité de couleur mais toujours selon leur morphogénèse (Martin-Serrano et al. 2004)**. La légende possède une double entrée à la fois morphogénétique et morphochronologique. Les couleurs utilisées suivent les critères internationaux proposés (Klimaszewski et Tricart, 1963). La carte comporte également des informations lithologiques ainsi que les principales unités géologiques. Une **carte des processus actifs, indiquant l'activité volcanique et néotectonique, les processus anthropiques et autres processus érosifs** est rajoutée à la carte géomorphologique de base. Cette légende, qui présente certaines similarités avec la légende de l'IGUL a notamment été reprise par Pellitero Ondicol (2009) (Fig. 4.20-B).

La carte de Chueca et al. (2008) a été réalisée à l'aide de la légende développée par Peña et al. (1997), qui semble être la base des développements apportés par Serrano et al. (2004) mais sans **l'information chronologique des dépôts superficiels, à l'échelle du 1 : 50'000**. Les couleurs utilisées sont identiques à celles figurant sur les cartes de la Fig. 4.20.

**Figure 4.20** Extraits de cartes géomorphologiques espagnoles. A) et C) Cartes issues du guide pour l'élaboration des cartes géomorphologiques espagnoles à l'échelle du 1 : 50'000 (Martin-Serrano et al. 2004) ; B) extrait de carte géomorphologique du massif de Curavacas (chaîne cantabrique, NW Esp), levée à l'aide de la légende nationale (Martin-Serrano et al. 2004) par Pellitero Ondicol (2009).



## 4.10 Cartes suisses

### 4.10.1 Contexte général

De nombreuses recherches sur la cartographie géomorphologique ont été menées à partir du milieu du XXe siècle, qui ont abouti au développement (chronologique) des principaux systèmes de légende suivants<sup>8</sup> :

- la légende « officielle » suisse, développée dans les années 1940 par la Société Suisse de Géomorphologie (SSGm) (Leser et Portmann, 1985) ;
- la légende pour la cartographie des mouvements de terrain et des eaux dans les zones de glissements, à la fin des années 1970 (OFF, 1984) ;
- la légende de l'Institut de géographie de l'Université de Lausanne (IGUL), à la fin des années 1980 (Schoeneich, 1993b) ;
- une légende pour la cartographie des phénomènes, s'appliquant pour le report des conséquences d'un événement (Kienholz et Kruppenacher, 1995) et appliquée à la cartographie des dangers Fig. 4.2-11 et 12 vol. I) ;
- une légende pour la représentation des formes quaternaires sur les cartes géologiques (OFEG, 2003 ; Fig. 4.2-D1 et D2 vol. I) ;

A plus petite échelle, l'Atlas numérique de la Suisse – édité par l'Institut de cartographie de l'EPFZ – fournit une carte géomorphologique très simplifiée, principalement à caractères morphostructural et morphogénétique. Cette brève synthèse n'inclut évidemment pas la multitude de travaux réalisés en Suisse dans ce domaine dont les publications se sont souvent limitées à des articles scientifiques, des travaux académiques (Otto, 2006), ou des rapports d'étude.

Les systèmes de légende « appliqués » tels que la légende modulable pour la cartographie des phénomènes (Kienholz et Kruppenacher, 1995) et la légende pour la cartographie des mouvements de terrain et des eaux dans les zones de glissement (OFF, 1984) ayant été abordés dans le chapitre 4 (Vol. I), nous présenterons ici les systèmes de légende destinés plutôt à la recherche.

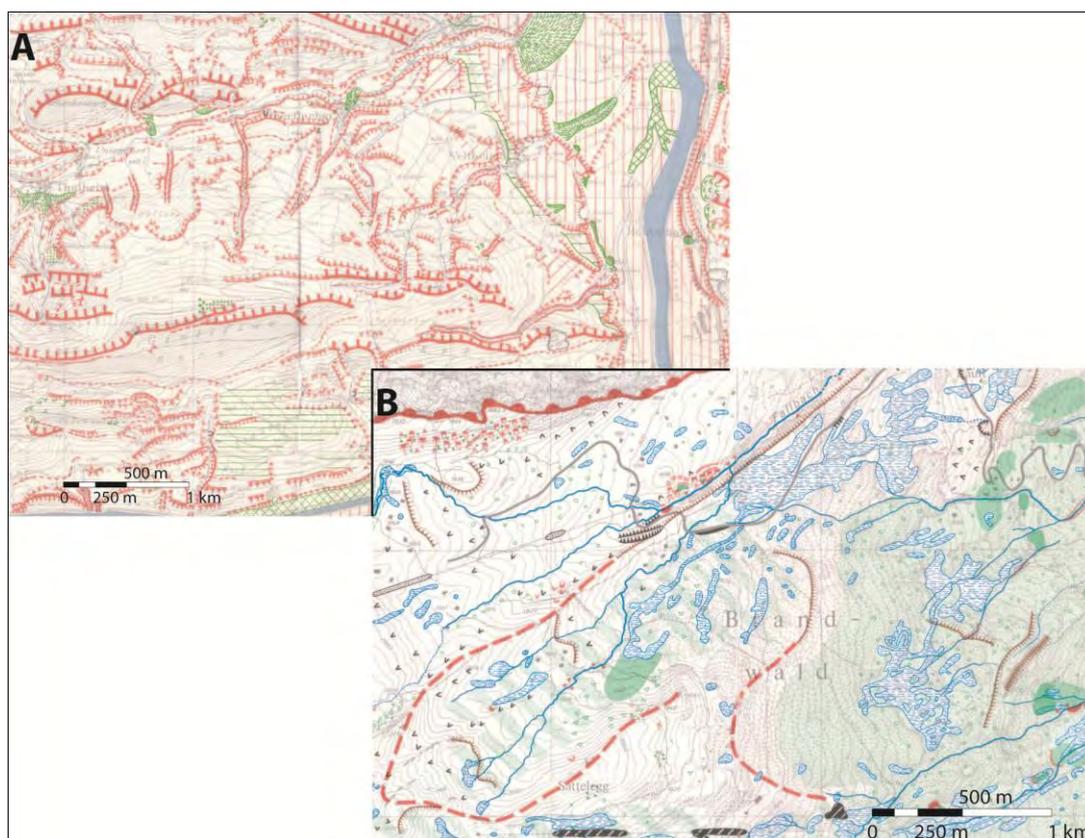
### 4.10.2 Légende suisse

Développée dans les années 1940 au sein de la Société Suisse de Géomorphologie par Annaheim (1944), cette légende repose sur un système combinant deux couleurs – le rouge pour les formes d'érosion et le vert pour les formes d'accumulation – ainsi que des signes et des trames correspondant aux formes avec une signification descriptive et génétique, dessinés respectivement en rouge ou en vert (Kienholz 1978 ; Schoeneich, 1993b) (Fig. 4.21-A).

Cette légende a subi de nombreuses modifications (Schoeneich 1993a) (Fig. 4.21-B), notamment par Dietrich Barsch dans les années 1960. Ce dernier a proposé des développements vers un système accordant plus d'importance à la morphogénèse : tout en reprenant le système de base de la légende suisse avec une symbologie rouge et verte, des plages de couleur dans des tons rouge-jaune-violet pour l'érosion et vert-bleu pour l'accumulation ont été rajoutées, ces couleurs variant selon le processus dominant, la pente topographique et la disposition structurale du versant. Du fait de sa complexité et de sa logique « hybride » (couleurs pour distinguer à la fois les pentes et les processus), aucune carte n'a été éditée selon ce système (Schoeneich, 1993a). Selon Goudie et al. (1990), la légende suisse est claire mais contient peu d'information sur les pentes et la morphogénèse, et rien sur la chronologie.

---

<sup>8</sup> Une bibliographie très complète des travaux réalisés en Suisse jusqu'au début des années 1990 a été établie par Schoeneich (1993a).



**Figure 4.21** Extraits de cartes géomorphologiques réalisées avec la légende suisse classique (Moser, 1958 (A)) et modifiée (Baumann, 1976 (B)).

#### 4.10.3 Légende IGUL

A la fin des années 1980, l'Institut de géographie de l'Université de Lausanne a élaboré son propre système de légende géomorphologique applicable à l'échelle du 1 : 10'000 (Fig. 4.22-A) ou 1 : 25'000 (Fig. 4.22-B) (Reynard et al. 2005). Cette légende consiste en une simplification des systèmes français, allemand – qui seront décrits par la suite – et suisse existants (légende suisse et légende DUTI (Noverraz, 1985) sur les glissements de terrain, qui combine un levé détaillé des formes avec **des classes de vitesse ou de degrés d'activité des mouvements de terrain** (Schoeneich, 1993a ; Reynard et Schoeneich, 1995). Les caractéristiques de la légende sont :

- les indications de pente sont omises, car elles sont déduites de la carte topographique, alors que les informations lithologiques des formations rocheuses et superficielles ont été supprimées, de telles cartes existant déjà pour de nombreuses régions de Suisse ;
- les formes sont représentées par des signes conventionnels, issus de la légende française<sup>9</sup> R.C.P. 77 et dessinés dans la couleur du domaine morphogénétique correspondant ;
- ce système « mono-couche » (comme la légende suisse) repose sur un ensemble de signes et de surfaces dessinées en couleur, qui représentent les domaines morphogénétiques et sont équivalentes aux couleurs officielles de la légende allemande GMK 25<sup>10</sup> ;
- les formes de gravité ont été inspirées de la légende DUTI<sup>11</sup> (Noverraz, 1985 et 1999).

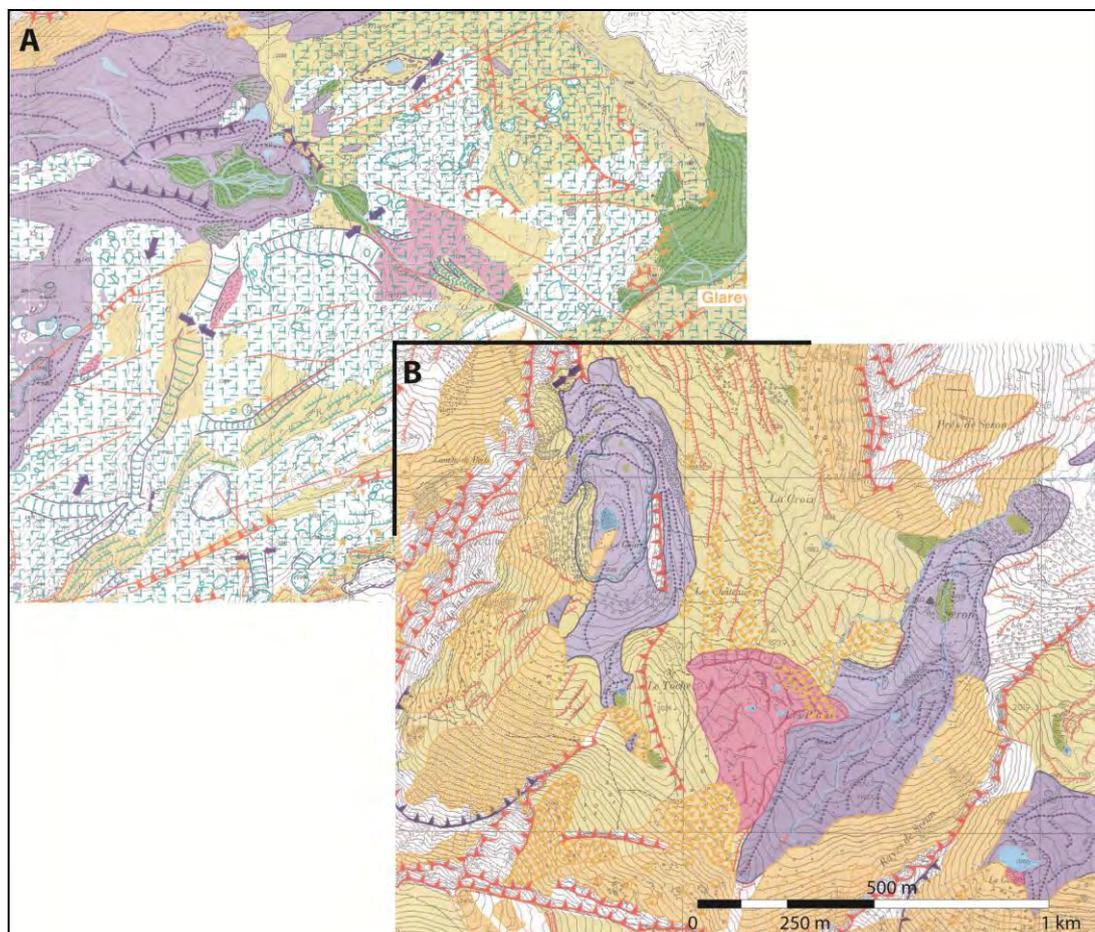
Quelques modifications ont été apportées dans **le cadre d'études spécifiques** (Schoeneich 1998), pour mieux différencier les processus géomorphologiques actifs de ceux inactifs ou fossiles, la **légende de l'IGUL ne faisant pas de distinction entre la dynamique des processus, à l'exception des**

<sup>9</sup> La gamme de signes a toutefois été réduite et simplifiée (Schoeneich, 1993b).

<sup>10</sup> Toutefois, le « fluvio-glaciaire » (considéré comme un processus fluvial) et le « dénudatif » (mal défini) ont été supprimés et des couleurs légèrement modifiées pour les processus karstiques et gravitaires (Schoeneich, 1993b).

<sup>11</sup> Du nom d'un projet mené par l'EPFL dans les années 1980 portant sur le développement d'une légende cartographique des instabilités de terrain (Noverraz, 1985).

glissements de terrain et des glaciers rocheux. La légende de l'IGUL a fait l'objet à maintes reprises de rajouts pour la cartographie des morphologies volcanique (Errante, 2002), nivale (Gertsch et Kaiser, 2001) et périglaciaire (pour les éboulis (Comby, 2005)). Les morphologies littorale, aride et liée aux processus éoliens n'ont pour l'heure pas encore été adaptées. La légende de l'IGUL est utilisée depuis plus de vingt ans pour des travaux de certificats portant sur des levés morphologiques, principalement dans les Alpes valaisannes, les Préalpes vaudoises et fribourgeoises et le Jura. Les terrains cartographiés à l'aide de la légende de l'IGUL ont fait l'objet de plusieurs mémoires de licence<sup>12</sup>. La légende géomorphologique de l'IGUL est proposée sur un site canadien<sup>13</sup> et est utilisée au sein du laboratoire SEIGAD<sup>14</sup> de l'Université Joseph Fourier de Grenoble (Jobard, 2005)<sup>15</sup>. Des cartes se basant sur ce système ont également été réalisées en France voisine (Val d'Abondance<sup>16</sup> etc.) et plus récemment par Pellitero Ondicol (2009). Cette légende est principalement utilisée pour réaliser de simples inventaires de formes dans le but de reconstituer l'histoire morphogénétique du paysage. Le système IGUL est particulièrement bien adapté au milieu montagnard dans lequel il a été testé, même s'il reste plus proche de la recherche fondamentale que de la recherche appliquée (Marre, 2007).



**Figure 4.22** Extraits de cartes géomorphologiques réalisées avec la légende de l'IGUL à l'échelle du 1 : 10'000 (Reynard, 1993) et 1 : 25'000 (Schoeneich, 1998).

<sup>12</sup> Soit la Gemmi (Stuber, 1989), Vallée du Trient (Durussel, 1990), Vallée de la Morge (Reynard, 1992), Vallée de l'Aubonne (Pratini, 1992), Vallon de Nant (Phillips, 1993), Val de Moiry (Golaz, 1995), Petit Combin (Val de Bagnes, Délez, 1996), Vallée de la Sionne (Moriggi et Pache, 1996), Turtmanntal (Broccard, 1998), Schilthorn (BE, Pierrhumbert, 1998), Val de Zinal (Fumeaux, 2001), Combe de l'A (Summermatter, 2002) et le Plateau de Bucegi en Roumanie (Werren, 2007).

<sup>13</sup> <http://www.uqar.quebec.ca/bibliothequeRimouski/cartotheque/cartes.asp> (consulté le 11 janvier 2007).

<sup>14</sup> Pour Systèmes environnementaux, information géographique et aide à la décision (laboratoire rattaché à l'Institut de Géographie Alpine).

<sup>15</sup> Dans le cadre d'une thèse intitulée « Les glaciers du Haut Arc (Savoie) : caractérisation et impacts de la décrue post-Petit Âge Glaciaire », la légende de l'IGUL a été adaptée au contexte de la Haute Maurienne.

<sup>16</sup> Tiré du site <http://www.valdabondance.com/vallee/geo/geocg3.htm>

#### 4.10.4 Propositions d'extensions de la légende IGUL

La palette de symboles dont dispose un système de légende ne satisfait pas toujours le géomorphologue désirant lever une carte géomorphologique. De longues mais fructueuses réflexions menées sur le terrain nous ont amené à esquisser trois « orientations » cartographiques, déclinées à partir de la notice officielle (Reynard et al. 1995) : une orientation axée sur les reconstitutions paysagères et les inventaires de formes classiques, une orientation pour la cartographie et la mise en valeur d'**objets géomorphologiques d'intérêt particulier (géomorphosites)** et une orientation plutôt appliquée aux dangers naturels et à la cartographie de processus dynamiques.

##### 4.10.4.1 Orientation « reconstitutions paysagères »

Une cartographie basée sur la **reconstitution d'un paysage** se base avant tout sur la genèse mais également sur la chronologie des formes observables. Ces aspects peuvent être améliorés sur les cartes actuellement levées par une variation des teintes de couleur pouvant être associées à un code de lettres (**comme l'ont fait par exemple Livingstone et al. 2008 (Fig. 2.6)**) indiquant le stade de différentes périodes glaciaires ou, de façon plus relative, une succession de niveaux de terrasse par exemple. **Il peut être utile dans ce cas de s'inspirer de systèmes déjà existants, comme l'a fait par exemple Gustavsson (2005).**

##### 4.10.4.2 Orientation « géomorphosites »

**L'inventaire et la gestion d'objets géomorphologiques** remarquables appelés « géotopes », « géosites » ou « géomorphosites » (contraction de géosites géomorphologiques) fait partie intégrante de la géomorphologie. **Depuis un peu plus d'une décennie, les milieux scientifiques** oeuvrent pour la conservation des géotopes et pour sensibiliser le grand public au concept de patrimoine géologique<sup>17</sup>. **L'étude** de ces objets étant récente, la représentation cartographique à **grande échelle n'a été que peu explorée jusqu'à présent à l'exception des publications récentes de Carton et al. (2005), Serrano et al. (2005) et Coratza et Regolini-Bissig (2009).** En général, les **géotopes sont uniquement représentés à l'aide d'un signe ponctuel (point, triangle et autres) ou d'un graphique figuratif sur une carte d'ensemble.** Pourtant, une représentation cartographique précise est utile, car elle permet aux spécialistes de tirer des informations **immédiates sur l'objet en question**, sa répartition spatiale et la représentation des formes du relief (Bissig, 2007). A grande échelle (au niveau du géotope lui-même), les sites géomorphologiques sont a priori le mieux représentés par des symboles traditionnels utilisés dans la cartographie géomorphologique (Bissig, 2007).

La difficulté principale réside dans le fait que la représentation cartographique des géotopes ne peut se limiter à une cartographie géomorphologique classique basée sur les formes et les processus géomorphologiques car un géotope géomorphologique peut être chargé de valeurs additionnelles : écologique, culturelle, économique et esthétique (Reynard et al. 2007 ; Coratza et Regolini-Bissig, 2009). **Aussi, une cartographie basée sur les critères d'évaluation (valeur scientifique reposant sur la représentativité, l'intégrité, la rareté et la valeur paléogéographique et valeurs additionnelles reposant sur les intérêts écologique, esthétique, culturel et économique) des géomorphosites proposés par Reynard et al. (1997) devrait être développée, tout en figurant le degré d'importance du géotope (cantonale, nationale, etc.). C'est l'un des principaux objectifs du travail de thèse de Regolini-Bissig (IGUL, 2007-2012), où la recherche d'une série de signes conventionnels, répondant à des critères de sémiologie graphique, devra permettre une bonne transcription cartographique des géomorphosites.**

<sup>17</sup> En Suisse, un inventaire national est d'ailleurs sur le point de s'achever.

## 4.10.4.3 Orientation « cartographie des aléas »

Nous avons vu précédemment que la légende de l'IGUL avait une forte composante morphogénétique et qu'elle était avant tout destinée à établir des reconstitutions paysagères en milieu alpin. L'activité des processus est uniquement retranscrite pour les processus périglaciaires (glaciers rocheux) et gravitaires (glissements de terrain). Plusieurs figurés intéressants pour la visualisation de certains processus<sup>18</sup> fluviaux notamment font actuellement défaut dans la symbologie existante (Reynard et al. 2005). Nous proposons de nouveaux figurés<sup>19</sup> – pour la plupart inspirés de ceux existants mais différents de ceux proposés dans notre méthode de cartographie – pour :

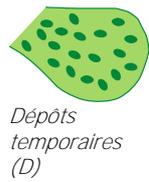
- les phénomènes de sapement basal (Tabl. 4.2-A) ;
- distinguer les chenaux à laves torrentielle en fonction de leur régime d'écoulement (temporaire / pérenne) ;
- les levées naturelles (Tabl. 4.2-B) et dépôts de laves torrentielles récents (Tabl. 4.2-C) (changement de teinte de la couleur) ;
- les dépôts fluviaux qualifiés de transitoires (Tabl. 4.2-D) ;
- les rebords de terrasse inactifs d'un point de vue de l'érosion (Tabl. 4.2-E) ;
- les rétrécissements naturels (Tabl. 4.2-F) ou artificiels de la section d'écoulement.

**Tableau 4.2** Aperçu de nouveaux figurés proposés pour le domaine fluvial de la légende de l'IGUL



<sup>18</sup> Plusieurs symboles ont été également créés pour les morphodomaines gravitaires (bloc éboulé, distinction entre les escarpements et gradins rocheux soumis à des processus d'éboulisation et ceux ne « produisant » pas de matériel), glaciaire (moraine d'ablation). D'autres ont été modifiés (gorges).

<sup>19</sup> Bardou (2000) a proposé une symbologie spécifiquement adaptée aux systèmes torrentiels.



**D)** Dépôts fluviatiles temporaires  
*Combe des Fonds, juillet 2006*



**E)** Rebord de terrasse inactif  
*Anzeindaz, juin 2006*



**F)** Rétrécissement de la section d'écoulement  
*Bruchi, juillet 2007*



**G)** Moraine du Petit Âge Glaciaire ravinée  
*Glacier du Mont-Miné, juin 2006*

#### 4.11 Synthèse

Nous avons choisi de montrer un aperçu de la diversité des cartes géomorphologiques **d'un point de vue** de leur application, leur échelle et surtout leur symbologie en présentant des extraits de cartes géomorphologiques selon différentes zones géographiques. Ceux-ci ne sont bien sûr pas représentatifs de notre échantillon et encore moins de la diversité des produits réalisés à travers le monde.

Plusieurs exercices de comparaison ont été entrepris durant la période où de nombreux systèmes de légende nationaux ont été élaborés. **Ceci avait surtout pour objectif d'aboutir à un système de légende unifié<sup>21</sup>**, dont la **commission de l'IGU (ch. 2) en sera l'auteur (Gilewska, 1966 ; Demek et al. 1972)** et publiera ce système en 1968. St-Onge (1964) a ainsi comparé les systèmes de légende tchécoslovaque, belge, canadien, **français, polonais et de l'ex-U.R.S.S.** du point de vue de leur utilité **pour l'utilisation maximale des terres**. Gilewska (1967) a entrepris le même exercice dans une région montagneuse de la Pologne en utilisant les systèmes français, hongrois, soviétique et polonais. Il a **conclu qu'aucun système ne fournissait une interprétation satisfaisante du paysage (d'un point de vue de la morphogenèse et de la morphochronologie notamment)** et que le problème majeur de toutes les légendes résidait dans la cartographie des pentes.

Tous ces exercices démontrent en réalité qu'il n'existe pas de système de légende idéal. Celui-ci dépendra avant tout du type d'information que le géomorphologue cherche à faire passer et de l'application finale de la carte géomorphologique. Une comparaison entre les différentes cartes ou

<sup>20</sup> On utilisera une couleur grise dans le cas d'un rétrécissement d'origine anthropique, conformément aux couleurs proposées par la légende.

<sup>21</sup> Une dizaine d'années après la publication de la légende unifiée, Salomé et al. (1982) établissent à nouveau une comparaison, dans les Ardennes belges, des systèmes de légendes suisse, ITC (hollandaise), polonaise, unifiée et française (Goudie et al. 1990), de même que Klimaszewski (1988) sur une trentaine de systèmes de légendes élaborés entre 1956 et 1985.

extraits de cartes ne permet pas de dégager de tendance particulière pour les différentes zones géographiques où ont été levées les cartes. Les couleurs classiques proposées dans les années 1960 (Joly, 1962 et 1963) sont encore utilisées (Pellitero Ondicol, 2009), au même titre que certains systèmes de légende élaborés dans les années 1960-1970 sont encore appliqués (p. ex. Pasuto et Soldati (2005) pour la légende italienne ou Otto (2006) pour la légende allemande).

La présentation des différents extraits de cartes géomorphologiques montre cependant une tendance à réaliser des cartes géomorphologiques **thématiques** et à plus grande échelle en comparaison avec les premiers travaux réalisés au milieu du siècle passé. Les cartes de Chilton et al. (2008), Graciotti et al. (2008), Grecu (2009) ou Latocha (2009) offrent ainsi une très bonne lisibilité et une meilleure compréhension des formes et processus cartographiés, principalement **en raison d'un choix** limité du nombre de couleurs et de symboles utilisés.

Enfin, il convient de relever que de nombreuses cartes géomorphologiques ne sont plus réalisées au **travers d'une approche de terrain classique, mais à l'aide de nouveaux** moyens développés durant la dernière décennie, dont les MNT, le GPS ou des systèmes de cartographie mobile permettant de géoréférencer directement les éléments cartographiés tout en les convertissant directement en polygones, points ou lignes (p. ex. Gustavsson, 2005 ; Gustavsson et al. 2006 et 2008).

## 5 Conclusions

*Après avoir retracé l'histoire de la cartographie géomorphologique, abordé les différents types de cartes et leur symbologie, présenté les différentes méthodes employées aujourd'hui en complément d'une approche de terrain classique, analysé quelques grands systèmes de légende et apporté quelques propositions d'extensions à la légende de l'IGUL, ce chapitre apporte les conclusions générales à ce volume.*

Ce volume avait pour objectif de faire le bilan des connaissances et de la recherche dans le domaine de la cartographie géomorphologique, en nous appuyant notamment sur un échantillon de cartes ou **d'extraits de cartes** géomorphologiques recueillis tout au long de ce travail.

La cartographie géomorphologique n'est que l'une des nombreuses méthodes appliquées de la géomorphologie mais demeure un exercice complexe, en raison de l'enjeu qui consiste à identifier les processus et leur extension spatio-temporelle. Nous avons retracé au chapitre 1 les grandes lignes de l'histoire de la cartographie géomorphologique, qui est **relativement jeune puisqu'elle** couvre une **centaine d'années** tout au plus. Il ressort de notre recherche que les raisons de ce développement relativement tardif **sont liées à l'histoire de** la topographie (disponibilité de cartes de base suffisamment précises), **à la prise de conscience tardive de l'existence des formations superficielles** en tant que telles et aux difficultés **rencontrées dès qu'il s'est agi** de les définir et de les cerner. Mais la discipline connaîtra un essor majeur au milieu du XXe siècle, entre les décennies 1950 et 1970, période durant laquelle la plupart des pays européens, emmenés par la Pologne, développeront leur propre système de légende que nous avons présenté en partie (ch. 4). A tel point que la diversité des **systèmes de légende et l'hétérogénéité des interprétations d'un même paysage aboutiront finalement à la proposition d'un système unifié** en 1968. Cette période faste de la recherche en **cartographie géomorphologique sera pourtant suivie d'une période creuse** en matière de production scientifique, liée vraisemblablement au **développement des systèmes d'information géographique et au temps que nécessite l'élaboration classique (terrain) d'une carte géomorphologique**. Il ressort que **l'aspect descriptif et statique** des cartes a vraisemblablement dévalorisé la recherche au profit de techniques modélisatrices en tous genres.

La cartographie géomorphologique connaît depuis quelques années **un regain d'intérêt, au** regard de la publication croissante de cartes géomorphologiques. Ceci est peut-être dû à une plus grande **visibilité au travers de l'apparition** de certaines revues, en particulier *Journal of Maps*. Il a ainsi été **possible de récolter un nombre important (146) de cartes ou d'extraits de cartes géomorphologiques**. A partir de cet échantillon, des tendances ont pu être mises en évidence au niveau du contenu des cartes, de leur application, de la symbologie utilisée, etc.

Nous avons ainsi montré au chapitre 2 que les informations contenues dans une carte géomorphologique sont **utiles pour une grande gamme d'applications, de domaines** de recherche scientifique à la résolution de problèmes environnementaux. Si les cartes géomorphologiques sont avant tout un outil permettant de réaliser des reconstitutions paysagères, elles peuvent également être un instrument efficace pour **l'aménagement du territoire** (mise en valeur de certaines portions **agricoles d'un territoire donné** ou protection contre les aléas naturels), pour **des projets d'ingénierie** ou des prospections minières, pour **l'évaluation d'impacts anthropiques** ou pour la mise en valeur de zones naturelles à beauté particulière. **Le choix des couleurs, d'une symbologie particulière (lettres, trames, symboles), du type d'information (morphogenèse, morphochronologie, morphodynamique, lithologie, végétation etc.) et d'une échelle est à la fois liée à l'application finale de la carte et à la méthode choisie.**

Cette dernière reflète généralement la nature du problème à résoudre, les moyens disponibles et surtout **l'expérience du « cartographe »**, de laquelle découle une éventuelle part de subjectivité. Gourmandes en temps, les investigations de terrain classiquement adoptées pour la cartographie géomorphologique en nécessitent encore plus dans les terrains montagneux ou dans les zones densément végétalisées. Le terrain est cependant toujours largement pratiqué – notamment pour la cartographie de micro-formes –, **même à l'heure où de nouvelles méthodes et outils permettent** de réaliser une cartographie géomorphologique « à distance ».

Le chapitre 3 a montré quelques-uns des nombreux outils ou méthodes employés **aujourd'hui** pour réaliser une carte géomorphologique. En plus des photographies aériennes ou des cartes topographiques qui restent les supports les plus couramment utilisés, **d'autres méthodes** ou techniques de positionnement à différentes échelles spatio-temporelles permettent de réaliser une carte géomorphologique, tels que la télédétection satellitaire, les analyses réalisées sur des modèles numériques de terrain de haute précision (de type LiDAR) et, dans une moindre mesure, le GPS ou l'interférométrie radar. La représentation du relief sous forme numérique (MNT) facilite par exemple grandement les analyses diachroniques et l'extraction de nombreuses variables morphologiques, en particulier grâce à des algorithmes disponibles dans les Systèmes d'Information Géographique (SIG). Un simple ombrage du MNT permet désormais au géomorphologue de comprendre, voire de cartographier certaines morphologies, masquées par des infrastructures ou la végétation qui ne seraient pas visibles sur des orthophotos aériennes classiques. La télédétection fournit une observation rapide à prix modeste sur de larges zones **et s'avère être un outil performant pour** cartographier les manifestations de l'érosion (glaciaire, fluviale ou éolienne), dès que la zone à observer dépasse quelques hectares. Enfin, si les difficultés et faiblesses graphiques des **SIG** – qui ont contribué à un certain délaissement de la pratique géomorphologique – ont provoqué la réticence de certains géomorphologues cartographes, la gestion **et l'affichage** du contenu parfois complexe des cartes géomorphologiques ont été nettement améliorées grâce à ces systèmes.

**L'analyse** de plusieurs systèmes de légendes géomorphologiques (ch. 4) a montré **qu'il n'existe pas** de système de légende idéal. Celui-ci **dépendra avant tout du type d'information que le géomorphologue cherche à faire passer et de l'application finale de la carte géomorphologique**. Une comparaison entre les différentes cartes ou extraits de cartes ne permet pas de dégager de tendance particulière pour les différentes zones géographiques où ont été levées les cartes. Les couleurs classiques proposées dans les années 1960 sont encore régulièrement utilisées, au même titre que certains systèmes de légende élaborés dans les années 1960-1970 sont encore appliqués. Cependant **l'élaboration de cartes géomorphologiques thématiques**, à plus grande échelle en comparaison avec les premiers travaux réalisés au milieu du siècle passé, semble se généraliser. De telles cartes fournissent une meilleure lisibilité et compréhension des formes et processus cartographiés, **principalement en raison d'un choix limité du nombre de couleurs et de symboles utilisés**.