

Unil

UNIL | Université de Lausanne

Institut de géographie

## La géomorphologie alpine : entre patrimoine et contrainte

Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie,  
3-5 septembre 2009, Olivone

Christophe Lambiel  
Emmanuel Reynard  
Cristian Scapoza  
(Eds)

# Impressum

**Coordinateurs de l'édition :**

Christophe Lambiel  
Emmanuel Reynard  
Cristian Scapoza

**Manière de citer cet ouvrage :**

Lambiel C., Reynard E. et Scapoza C. (Eds) (2011). *La géomorphologie alpine : entre patrimoine et contrainte*. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3-5 septembre 2009, Olivone (Géovisions n° 36). Institut de géographie, Université de Lausanne.

**Directeur de la publication :**

Christophe Lambiel

**Photo page de couverture :**

Paysage géomorphologique du versant sud du Piz Gaglianera, dans la région de la Greina (Alpes Tessinoises). Au premier plan, on distingue le cône de déjection actuel, emboîté dans un cône fluvio-glaciaire paraglaciare formé au début de l'Holocène par remaniement de dépôts glaciaires de la fin du Tardiglaciaire.

**Maquette, mise en page et graphisme :**

Gaston Clivaz

**Impression :**

Swissprinters Lausanne SA  
Chemin du Closel 5  
CH-1020 Renens

**Publié par :**

Institut de géographie  
Université de Lausanne  
Anthropole  
1015 Lausanne

<http://www.unil.ch/igul>

# Table des matières

## Introduction

Christophe Lambiel, Emmanuel Reynard, Cristian Scapozza.....p. V

## Inventaire des géomorphosites des vallées d'Entremont et de Ferret (Valais) et propositions de valorisation

Benoît Maillard, Emmanuel Reynard .....p. 1

## Inventaire des géomorphosites du Parc jurassien vaudois (Col du Marchairuz, Vaud)

Amandine Perret, Emmanuel Reynard .....p. 19

## Richesse et diversité du géopatrimoine suisse, analyse de l'inventaire des géotopes d'importance nationale

Simon Martin.....p. 35

## Evaluation du paysage géomorphologique du projet de Parc Naturel Régional (PNR) Pfyn-Finges (Valais, Suisse) par la méthode de l'OFEV

Sébastien Morard .....p. 47

## Les successions d'interactions entre climat, sociétés et paysages dans un contexte de changements : les moyennes montagnes du sud-est de la France à la sortie du Petit Age Glaciaire

Laurent Astrade, Nicolas Jacob-Rousseau, Françoise Allignol.....p. 61

## Cartographie sectorielle et dynamique de la plaine alluviale du Rhône suisse (Tourtemagne-Sierre) depuis la fin du Petit Age Glaciaire

Laetitia Laigre, Gilles Arnaud-Fassetta, Emmanuel Reynard .....p. 79

## Morphogenèse de la région de la Greina depuis le Dernier Maximum Glaciaire

Georgia Scapozza, Cristian Scapozza, Emmanuel Reynard .....p. 99

## Etude dendroécologique des épicéas nains. Etude de cas dans la combe de Dreveneuse (Valais, Suisse)

Claire-Anne Dvorak, Christophe Lambiel, Markus Stoffel .....p. 113

Datation relative de formes périglaciaires alpines à l'aide de la méthode paléogéographique et du marteau de Schmidt Cristian Scapoza, Christophe Lambiel, Emmanuel Reynard.....	p. 127
Inventario dei movimenti di terreno per analisi dei segnali InSAR nelle Alpi meridionali svizzere (periodo 1994-2007) Stefano Mari, Reynald Delaloye, Cristian Scapoza, Tazio Strozzi.....	p. 145
L'évolution récente des glaciers rocheux de la vallée de la Clarée (Briançonnais, Hautes-Alpes) : typologie réalisée d'après des observations géomorphologiques et la photogrammétrie Etienne Cossart, Romain Perrier.....	p. 161
Structure interne et dynamique des glaciers rocheux du massif de la Cima di Gana Bianca, Val Blenio (Tessin) Giulia Ramelli, Cristian Scapoza, Stefano Mari, Christophe Lambiel.....	p. 177
Le glacier rocheux déstabilisé du Petit-Vélan (Val d'Entremont, Valais) : morphologie de surface, vitesses de déplacement et structure interne Reynald Delaloye, Sébastien Morard.....	p. 195
Le glacier rocheux déstabilisé de Tsaté-Moiry (VS) : caractéristiques morphologiques et vitesses de déplacement Christophe Lambiel.....	p. 211
Les écroulements rocheux dans le massif du Mont Blanc pendant l'été caniculaire de 2003 Ludovic Ravel, Françoise Allignol, Philip Deline, Gilles Bruno.....	p. 225
Debris-flow monitoring and debris-flow runout modelling before and after construction of mitigation measures : an example from an instable zone in the Southern Swiss Alps Christoph Graf, Brian W. McArde.....	p. 243
Cartographie morphodynamique des petits systèmes torrentiels David Theler, Emmanuel Reynard, Valentina Garavaglia.....	p. 259

## Introduction

Du 3 au 5 septembre 2009 a eu lieu à Olivone, dans le canton du Tessin (Suisse), un colloque de la Société Suisse de Géomorphologie. Organisé par l'Institut de géographie de l'Université de Lausanne, le colloque, intitulé « **La géomorphologie alpine : entre patrimoine et contrainte** », a réuni une quarantaine de chercheurs venus de Suisse, de France, d'Italie, de Hongrie et de Roumanie. Dix-huit présentations orales et neuf posters relatifs à la géomorphologie alpine ont été présentés, en particulier sur les thèmes de patrimoine et de contrainte. *Patrimoine*, car la diversité des processus géomorphologiques qui ont cours dans les régions de montagne est souvent à l'origine de formes remarquables dignes d'intérêt et de protection. *Contrainte*, car ces processus influencent souvent les activités humaines.

Cet ouvrage, qui constitue les actes de la réunion, réunit dix-sept communications, regroupées en quatre thèmes : le patrimoine géomorphologique, l'évolution du paysage, la géomorphologie périglaciaire et les instabilités de versant.

Les quatre premiers articles s'intéressent au **patrimoine géomorphologique**. Benoît Maillard et Emmanuel Reynard présentent les résultats d'un inventaire de géomorphosites réalisé dans les vallées d'Entremont et de Ferret (Valais) et proposent des pistes pour leur valorisation. Sur la même thématique, Amandine Perret et Emmanuel Reynard se penchent sur les géomorphosites du Parc jurassien vaudois, dans la région du Col du Marchairuz (Vaud), où prédominent les processus karstiques. A une autre échelle, Simon Martin propose, sur la base de l'inventaire des géotopes d'importance nationale, une analyse de la richesse et de la diversité du géopatrimoine suisse. Enfin, Sébastien Morard présente une évaluation du paysage géomorphologique du projet de Parc Naturel Régional Pfyn-Finges (Valais).

Les trois contributions suivantes traitent de l'**évolution du paysage**. Laurent Astrade, Nicolas Jacob et Françoise Allignol étudient l'évolution historique de paysages de moyennes montagnes du sud-est de la France depuis la fin du Petit Age Glaciaire. L'article de Laetitia Laigre, Gilles Arnaud-Fassetta et Emmanuel Reynard traite de la métamorphose fluviale du Rhône entre Tourtemagne et Sierre (Valais) depuis la fin du Petit Age Glaciaire à travers une analyse cartographique. Le texte de Georgia Scapozza, Cristian Scapozza et Emmanuel Reynard propose quant à lui une reconstitution des étapes principales de la morphogenèse de la région de la Greina (Tessin) depuis le Dernier Maximum Glaciaire (LGM).

Les sept articles suivants traitent de **géomorphologie périglaciaire**. Le premier d'entre eux, de Claire-Anne Dvorak, Christophe Lambiel et Markus Stoffel, propose une étude dendroécologique des épicéas nains que l'on trouve dans les parties basses des éboulis froids de l'étage forestier. L'utilisation conjointe de la méthode paléogéographique et du marteau de Schmidt par Cristian Scapozza, Christophe Lambiel et Emmanuel Reynard a permis d'établir une chronologie du retrait glaciaire au Tardiglaciaire et de dater les glaciers rocheux dans la région du Mont Gelé (Valais). Écrit en italien, l'article de Stefano Mari, Reynald Delaloye, Cristian Scapozza et Tazio Strozzi ouvre une série de contributions entièrement dédiées aux glaciers rocheux. Il

présente l'inventaire des glaciers rocheux du canton du Tessin, établi à partir de données InSAR. Etienne Cossart et Romain Perrier proposent une typologie des glaciers rocheux de La Clarée (Briançonnais, Alpes françaises). Giulia Ramelli, Cristian Scapozza, Stefano Mari et Christophe Lambiel ont pour leur part étudié la structure interne et la cinématique de trois glaciers rocheux du massif de la Cima di Gana Bianca (Alpes Tessinoises orientales). Les deux textes suivants, de Reynald Delaloye et Sébastien Morard et de Christophe Lambiel s'intéressent aux glaciers rocheux déstabilisés du Petit Vélan et de Tsaté-Moiry, tous deux situés dans les Alpes valaisannes.

Les trois dernières contributions traitent d'**instabilités de versants**. L'article de Ludovic Ravel, Françoise Allignol, Philip Deline et Gilles Bruno dresse l'inventaire des écroulements rocheux qui se sont produits dans le massif du Mont Blanc pendant l'été caniculaire de 2003. Christoph Graf et Brian W. McArdell présentent les mesures de monitoring et des essais de simulation des laves torrentielles qui se déclenchent dans le versant dominant Preonzo (Tessin). Enfin, David Theler, Emmanuel Reynard et Valentina Garavaglia proposent une méthode originale de cartographie géomorphologique des petits systèmes torrentiels.

Nous remercions la municipalité de la commune de Blenio pour son accueil, le Musée cantonal d'histoire naturelle de Lugano et la Société tessinoise des sciences naturelles pour la co-organisation de la soirée grand public organisée en marge du colloque, ainsi que l'Académie suisse des sciences naturelles, la Société suisse de géomorphologie et l'Université de Lausanne pour leur soutien financier à l'organisation du colloque et à la publication des actes. Nos remerciements vont également aux personnes qui se sont chargées de la révision des articles et à Gaston Clivaz, qui s'est chargé de la mise en page de ce volume.

Lausanne, février 2011

Christophe Lambiel, Emmanuel Reynard, Cristian Scapozza

# Inventaire des géomorphosites des vallées d'Entremont et de Ferret (Valais) et propositions de valorisation

Benoît Maillard  
Emmanuel Reynard

Institut de géographie  
Université de Lausanne  
Anthropole  
CH - 1015 Lausanne

E-mails:  
benoit.maillard1@gmail.ch  
emmanuel.reynard@unil.ch

In Lambiel C., Reynard E. et Scapozza C. (Eds) (2011). *La géomorphologie alpine: entre patri-  
moine et contrainte. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie*, 3-5 sep-  
tembre 2009, Olivone (Géovisions n° 36). Institut de géographie, Université de Lausanne.



## Résumé

Cet article présente les résultats d'un inventaire de géomorphosites, réalisé dans les vallées d'Entremont et de Ferret (Valais, Suisse). Les motivations de cette étude découlent d'un double constat : le patrimoine géomorphologique est d'une part souvent méconnu d'un public large et peu pris en compte dans les politiques d'aménagement du territoire ou de protection de la nature ; d'autre part, il possède un excellent potentiel de valorisation géotouristique. Pour améliorer la situation dans ces deux domaines, il est tout d'abord nécessaire de procéder à un état des lieux du patrimoine géomorphologique : notre démarche consiste dans un premier temps à identifier les géomorphosites parmi les nombreuses formes intéressantes du terrain d'étude, puis à les évaluer selon une méthodologie éprouvée. Nous proposons finalement des pistes pour mettre en valeur les géomorphosites. Nous cherchons en fait à déterminer dans quelle mesure l'outil de l'inventaire de géomorphosites peut contribuer à la mise en valeur du patrimoine géomorphologique.

## 1. Introduction

Cet article présente les résultats d'un inventaire de géomorphosites réalisé dans les vallées d'Entremont et de Ferret (Valais, Suisse) dans le cadre d'un mémoire de master (Maillard, 2009). Cette étude se rattache à deux domaines des sciences de la Terre : la géoconservation et la valorisation du « patrimoine abiotique », plus particulièrement de la géomorphologie.

Concernant le premier domaine, on relève que la pression des activités anthropiques s'est fortement intensifiée sur les territoires de montagne depuis le milieu du 20<sup>ème</sup> siècle, notamment avec l'émergence du tourisme de masse hivernal ou l'exploitation hydroélectrique. Pour conserver des milieux naturels souvent sensibles, des politiques de protection de la nature ont été progressivement élaborées, souvent axées sur la conservation des valeurs bio-écologiques, notamment par le biais d'inventaires protégeant les écosystèmes vulnérables. Mais l'environnement abiotique, qui forme l'ossature du relief, est également fragile car il n'est pas immuable et figé : il évolue selon une dynamique régie par des processus parfois lents à l'échelle humaine (Panizza et Piacente, 2003 : 84). La protection de ce patrimoine, peu pris en compte dans les stratégies d'aménagement du territoire, est malheureusement lacunaire en Suisse (Jordan et al., 2004 ; Bissig et Reynard, 2007).

D'un autre côté, dans un territoire de plus en plus urbanisé, on ressent depuis quelques années un désir de rapprochement de la nature de la part d'une population au mode de vie majoritairement citadin, qui va de pair avec une conscience écologique croissante. Dans le domaine touristique, les attentes se diversifient et s'orientent vers une recherche d'émotion et de liberté ; les activités de loisirs en lien avec la nature connaissent un engouement certain (Pralong, 2006). Situé à l'interface entre l'écotourisme et le tourisme culturel, le *géotourisme* vient compléter l'offre des pratiques touristiques dites durables, en intégrant ces attentes actuelles (Pralong, 2006 ; Cayla, 2009). Ce nouveau créneau, supposant que le « paysage géomorphologique » est un patrimoine qui mérite d'être (re)découvert, vise à valo-

riser les objets particulièrement intéressants de l'environnement abiotique dans une perspective touristique.

La géomorphologie, science des formes du relief terrestre, souffre assurément d'un déficit de connaissance auprès d'un public large. Or, le relief constitue l'ossature des paysages, qui, par leur beauté et leur diversité, sont l'un des principaux atouts avancés dans la promotion touristique des stations de montagne (même si les motivations du tourisme alpin sont certainement plus diverses (Debarbieux, 1995)). Cette méconnaissance provient en partie d'une offre trop peu développée : peu de travaux s'attachent à mettre en lumière le patrimoine géomorphologique. La médiation scientifique, dont le rôle est de vulgariser les connaissances scientifiques pour les transmettre à un public non initié, est encore peu développée dans le domaine des sciences de la Terre, alors qu'elle représente un maillon essentiel dans l'élaboration d'un produit géotouristique (Pralong, 2006). Il paraît dès lors difficile de passionner le promeneur lambda pour des formes qui semblent figées dans le temps et l'espace et dont il ignore tout des processus qui les ont engendrées.

Dans une perspective culturelle, certaines formes géomorphologiques qui revêtent des valeurs particulières peuvent être considérées comme un patrimoine, au même titre que les biens culturels hérités de la main de l'homme (Panizza et Piacente, 1993, 2003). Pour améliorer la sauvegarde et la mise en valeur de ce patrimoine, il est nécessaire tout d'abord de l'identifier clairement, de le caractériser et d'évaluer ses qualités. C'est le premier objectif de cette étude. Dans un deuxième temps, nous montrons au moyen de quelques exemples dans quelle mesure un inventaire de géomorphosites peut favoriser la mise en valeur du patrimoine géomorphologique.

## 2. Définitions

Un géotope (ou géosite) peut être défini comme «*un objet géologique ou géomorphologique qui présente une valeur intéressante pour la compréhension de l'histoire de la Terre, des espèces et du climat* » (Grandgirard, 1997). Cette définition suggère que la valeur d'un objet géologique dépend strictement de sa contribution à l'amélioration des connaissances scientifiques. Dans cette définition stricte, la qualité d'un objet est définie sur la base d'un certain nombre de critères d'évaluation, dont les plus importants sont sa représentativité, son intégrité, sa rareté et son importance paléogéographique (voir Reynard, 2004, 2009). D'autres chercheurs privilégient une vision large de ce concept, en lui attribuant une dimension culturelle (Panizza et Piacente, 1993, 2003). En ce sens, le géotope peut également être jugé selon sa qualité esthétique, ses atouts culturels ainsi que son intérêt écologique et économique. Ces quatre valeurs traduisent en quelque sorte l'importance du géotope vis-à-vis des activités humaines et des représentations que l'on s'en fait. Afin de pondérer l'importance des différentes valeurs attribuées à un site, Reynard (2005) a proposé de distinguer la valeur scientifique centrale et les autres valeurs, qui sont qualifiées d'additionnelles.

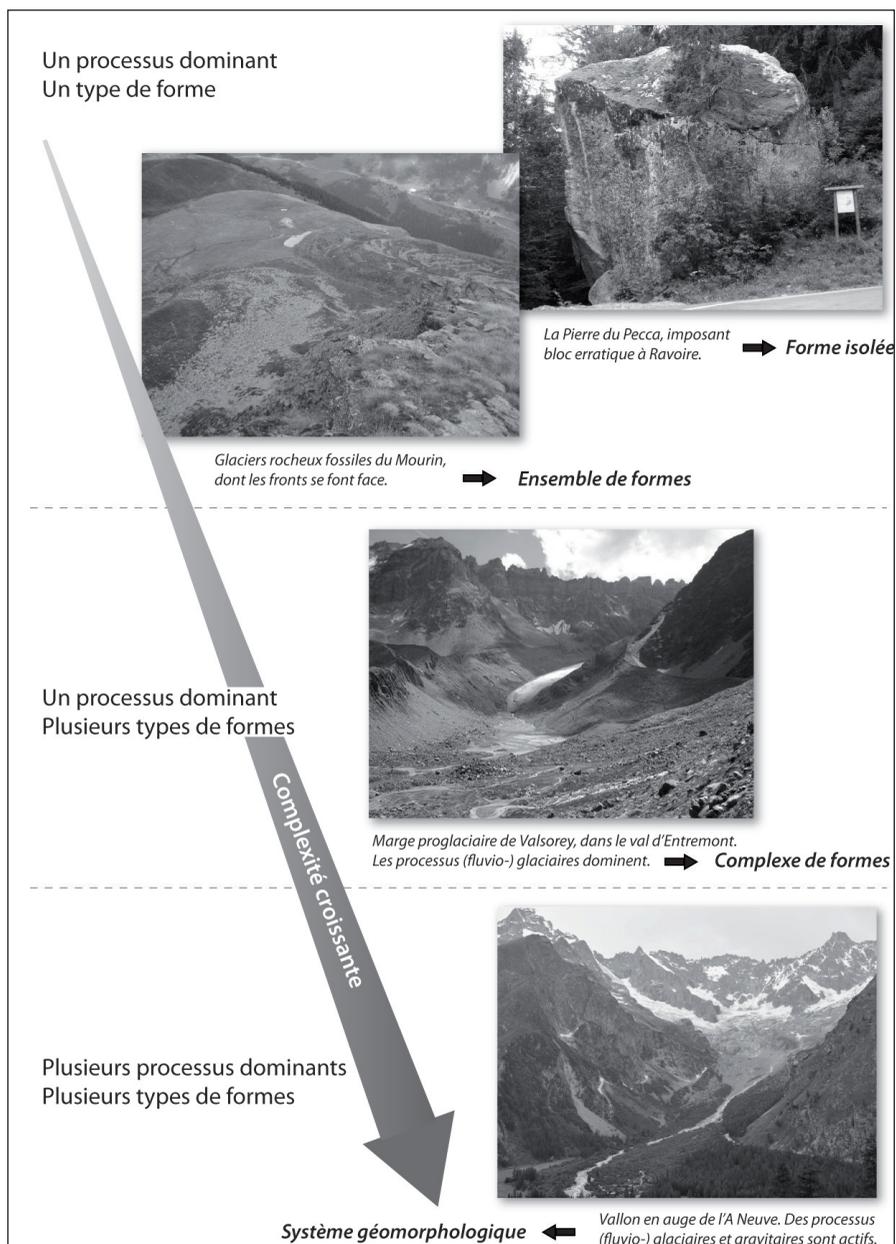


Fig. 1 : Typologie des géotopes, selon les catégories d'objets géomorphologiques. D'après Grandgirard (1997) et Reynard (2004).

Parmi les nombreux types de géotopes (voir Grandgirard, 1997 ; Reynard, 2004), les géotopes géomorphologiques – appelés « géomorphosites » à la suite de Panizza (2001) – présentent un certain nombre de caractéristiques spécifiques, notamment un caractère esthétique souvent spectaculaire, de grandes dimensions, ainsi qu'une certaine dynamique (Reynard, 2009 : 15). Nous privilégions ainsi l'acceptation large du

concept de géotope car elle permet de prendre en compte au mieux les caractéristiques du territoire d'étude, au bénéfice d'un cadre paysager diversifié et où le tourisme occupe une fonction socio-économique non négligeable.

D'un point de vue spatial, le concept de géotope englobe une grande diversité de formes géomorphologiques : dans le terrain d'étude, l'éventail s'étend d'objets ponctuels jusqu'à de véritables pans de paysage qui combinent plusieurs formes marquantes (Fig. 1).

## 3. Terrain d'étude

### 3.1. Situation

Le territoire pris en compte se situe dans le Bas-Valais, au sud de la ville de Martigny établie sur le coude du Rhône (Fig. 2). Cette région montagneuse comprend le bassin versant de la Dranse, important affluent du Rhône alpin, à l'exception de la Dranse de Bagnes, déjà étudiée dans un travail similaire (Genoud, 2008). Les vallées des Dranses de Ferret et d'Entremont s'abaissent de la crête principale des Alpes – qui forme ici la frontière italo-suisse – en direction de la vallée du Rhône dans une direction globale sud-nord. Les crêtes qui limitent ces bassins versants à l'ouest (massif du Mont-Blanc) et à l'est (massif des Combins) sont les plus élevées et portent des sommets qui donnent naissance à plusieurs glaciers, alors que par contraste, le modeste interfluve des vallées de Ferret et d'Entremont atteint à peine 3000 m. De manière générale, l'altitude des reliefs décroît de la crête des Alpes (au sud) vers la vallée du Rhône (au nord).

### 3.2. Cadre géologique

Cette région, située à la transition entre les domaines paléogéographiques helvétique et pennique, présente une succession d'unités tectoniques orientées NNE-SSW (Fig. 2) et de nombreuses formations lithologiques. Il résulte de ce cadre géologique complexe une grande diversité paysagère, qui s'observe clairement dans la structure propre à chaque massif montagneux. Les roches granitiques du massif du Mont-Blanc offrent le plus souvent une morphologie impressionnante faite d'aiguilles. Le massif des Combins est taillé dans des roches métamorphiques, des gneiss et des schistes cristallins essentiellement. Entre les deux, des lithologies plus tendres ont engendré des reliefs plus doux avec de nombreux tassements de versant ; l'érosion marquée y a développé des systèmes torrentiels, qui cisèlent le versant droit du val Ferret.

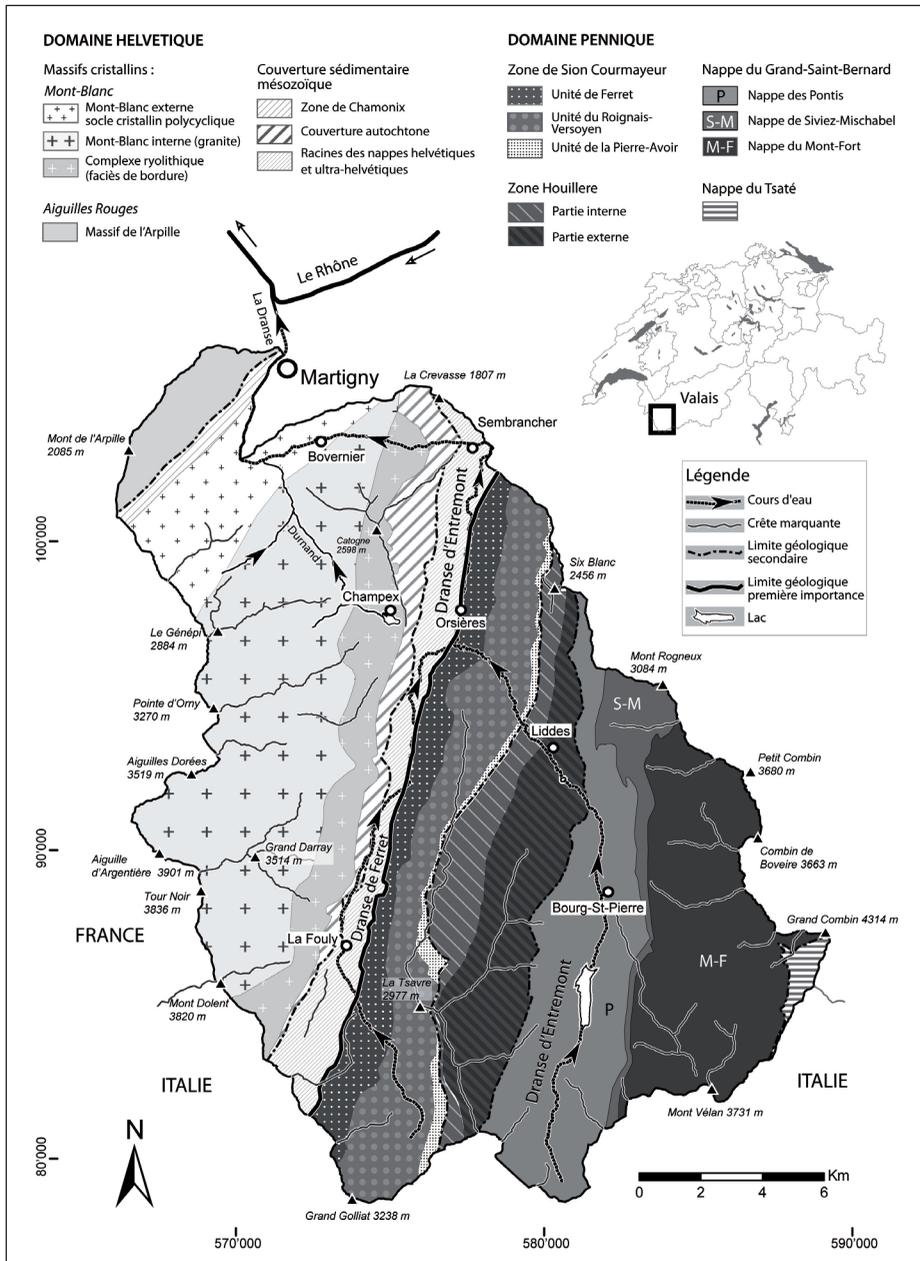


Fig. 2 : Localisation du terrain d'étude et esquisse tectonique de la région.

### 3.3. Géomorphologie

Si le cadre géologique est diversifié, c'est également le cas des formes géomorphologiques rencontrées. La configuration du terrain, avec un relief accidenté, favorise les

processus gravitaires et fluviaux, ainsi que les processus glaciaires et périglaciaires dans les parties élevées des massifs montagneux. A l'exception des systèmes torrentiels, l'activité des processus fluviaux a fortement diminué depuis le début du 20<sup>e</sup> siècle en raison des nombreux captages hydroélectriques. Les formes fossiles sont également très nombreuses et occupent une place de choix dans l'inventaire : les épisodes glaciaires successifs ont participé au modelé des vallées et laissé de multiples traces dans le paysage. Les formes d'accumulation et d'érosion qu'ils ont engendrées fournissent de précieuses indications paléogéographiques. Les formes périglaciaires fossiles sont également nombreuses à quelques centaines de mètres en aval de la ceinture périglaciaire alpine actuelle.

### 3.4. Tourisme

L'émergence des sports d'hiver, dans la seconde moitié du 20<sup>e</sup> siècle, s'est accompagnée du développement des petites stations à vocation plutôt familiale de Champex et La Fouly, même si elles abritaient déjà quelques hôtels auparavant. Les domaines skiables restent toutefois réduits en raison d'une topographie peu favorable, préservant ainsi cette région du tourisme de masse, polarisé par la station de Verbier dans la vallée voisine de Bagnes. En raison d'un cadre paysager attractif et d'une relative tranquillité, la saison estivale occupe par ailleurs une place importante dans l'activité touristique (également dans le val d'Entremont, à Bourg-Saint-Pierre). Cette région dispose ainsi d'excellents atouts pour la mise en place de produits géotouristiques.

## 4. Méthodes

La littérature scientifique consacrée au terrain d'étude, l'examen de cartes et des photographies aériennes, ainsi que nos connaissances préalables du terrain ont permis dans un premier temps de recenser les formes géomorphologiques susceptibles d'être intégrées dans l'inventaire (55 formes). Une visite sur le terrain des objets a ensuite confirmé – ou non – l'intérêt de celles-ci et une liste de géomorphosites potentiels a été établie (35 objets), basée sur une évaluation qualitative de leur valeur scientifique. Pour chaque type de processus, nous avons retenu les objets qui avaient une haute valeur scientifique. Dans un troisième temps, nous avons évalué systématiquement les valeurs scientifiques et additionnelles des objets sélectionnés et représenté les résultats sous forme de graphiques et de cartes. Sur cette base, un certain nombre de propositions de valorisation géotouristique ont été élaborées.

La crédibilité d'un inventaire de géotopes et les enseignements que l'on peut en tirer dépendent largement de la pertinence des résultats de l'évaluation, qui doivent tendre vers la plus grande objectivité (Bruschi et Cendrero, 2005). Il est important pour cela de disposer d'une méthodologie fiable, reproductible et transparente. A une évaluation d'expert dont les résultats dépendent souvent de la sensibilité de l'évaluateur, nous avons privilégié une méthode qui détermine les valeurs du géotope selon plusieurs critères (Grandgirard, 1997). Différentes méthodes d'évaluation ont été élaborées par plusieurs groupes de recherche (par exemple Quaranta et al.,

1993 ; Rivas et al., 1997 ; Grandgirard, 1997, 1999 ; Coratza et Giusti, 2005 ; Bruschi et Cendrero, 2005 ; Pereira et al., 2007).

La méthode appliquée a été développée récemment à l'Institut de Géographie de l'Université de Lausanne (IGUL) (Reynard et al., 2007) et utilisée dans plusieurs études de cas (Kozlik, 2006 ; Duhem, 2008 ; Genoud, 2008 ; Perret, 2008 ; Maillard, 2009) ; elle reprend certaines contributions des auteurs cités plus haut. Différents critères permettent d'évaluer, quantitativement et qualitativement, chacune des valeurs définissant le géomorphosite (Fig. 3). Des scores qui s'échelonnent entre 0 et 1 – par paliers de 0,25 – permettent de définir l'importance de l'objet, selon chacun des critères. L'évaluation distingue la valeur scientifique (centrale) et diverses valeurs additionnelles, qui toutes ensemble ont le même poids que la valeur scientifique (Fig. 3).

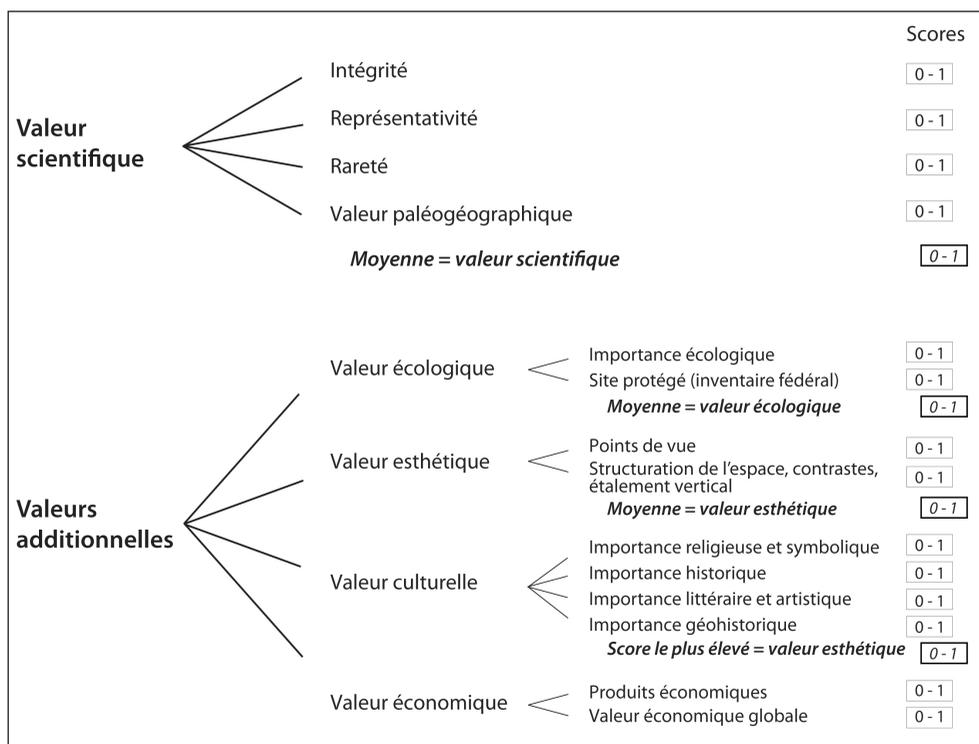


Fig. 3 : Valeurs des géomorphosites et critères qui permettent de les évaluer, selon la méthode de l'IGUL (Reynard et al., 2007). La valeur scientifique résulte de la moyenne des critères d'intégrité, représentativité, rareté et valeur paléogéographique. Les valeurs additionnelles et la valeur scientifique forment la valeur globale du géotope.

## 5. Résultats de l'inventaire

L'inventaire comprend trente-cinq géomorphosites, que l'on peut classer en six catégories selon le processus morphogénétique dominant : glaciaire, fluviatile, structural, périglaciaire, gravitaire et lacustre (Fig. 4). L'inventaire se veut représentatif des pro-

cessus actifs dans la genèse du paysage géomorphologique de cette région. La topographie et le rôle important des glaciers dans la formation du relief expliquent la prédominance des géotopes glaciaires, qui représentent plus de la moitié des objets. Les géomorphosites sont répartis sur l'ensemble du territoire et dans les divers environnements : fonds de vallée, versants, ou encore en haute montagne (Fig. 4). Ils présentent des surfaces très différentes, allant de l'objet ponctuel à de grandes portions de relief. On observe finalement quelques concentrations de sites, potentiellement intéressantes à exploiter dans l'optique d'une valorisation, notamment dans le val Ferret.

La figure 5 situe la valeur scientifique des trente-cinq géomorphosites par rapport à la moyenne de l'inventaire (0,68), qui se situe dans la même fourchette que les précédents inventaires réalisés selon la même méthode (Kozlik, 2006 ; Duhem, 2008 ; Genoud, 2008 ; Perret, 2008) et démontre l'importance du patrimoine géomorphologique des deux vallées étudiées. Les scores des géomorphosites s'échelonnent entre 0,44 et 1 et forment une distribution normale, avec de nombreux objets proches de la moyenne. Certains sites se démarquent toutefois positivement comme la moraine tardiglaciaire de Saleinaz et la marge proglaciaire de Valsorey. Même si ce sont des géomorphosites glaciaires qui obtiennent les six meilleures valeurs scientifiques (Fig. 5), ce sont les géotopes structuraux (0,72) qui affichent la meilleure moyenne de la valeur scientifique devant les géotopes glaciaires (0,7), tandis que les autres catégories obtiennent des scores moyens inférieurs à la moyenne : périglaciaires (0,66), fluviaux (0,63), puis gravitaires (0,48). Il faut toutefois rester prudent dans l'interprétation de ces statistiques car certains échantillons (géomorphosites périglaciaires, gravitaires et lacustre surtout) sont très restreints. Une analyse plus fine des résultats selon les quatre critères d'intégrité, représentativité, rareté et valeur paléogéographique met en lumière des disparités entre les six catégories de géomorphosites (Maillard, 2009). Par le biais de ces analyses statistiques, la connaissance accrue du patrimoine géomorphologique permet de dégager des pistes pour sa valorisation.

Les valeurs additionnelles obtiennent des scores sensiblement moins élevés, avec une moyenne de 0,4 ; cela s'explique par le fait qu'un géomorphosite obtient souvent plusieurs scores nuls pour les valeurs additionnelles, au contraire de la valeur scientifique. La valeur esthétique obtient la meilleure moyenne (0,73) devant la valeur culturelle (0,54), alors que les valeurs écologique (0,18) et économique (0,13) présentent moins d'intérêt. Le score de la valeur culturelle dénote peut-être une certaine intégration de ce patrimoine dans la conscience collective, ou du moins des géomorphosites les plus remarquables.

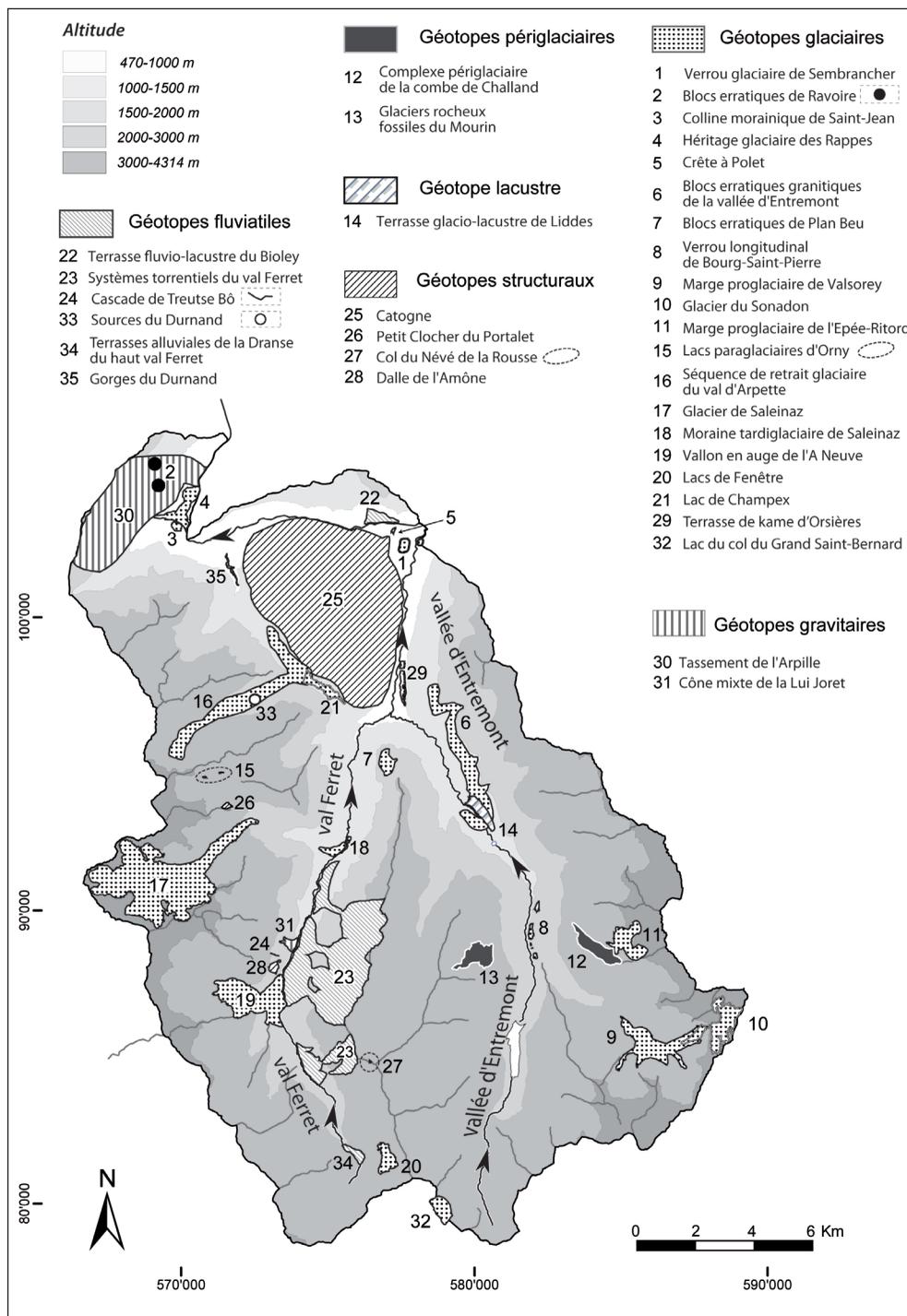


Fig. 4 : Localisation des géotopes dans le terrain d'étude, classés selon le processus morphogénétique dominant.

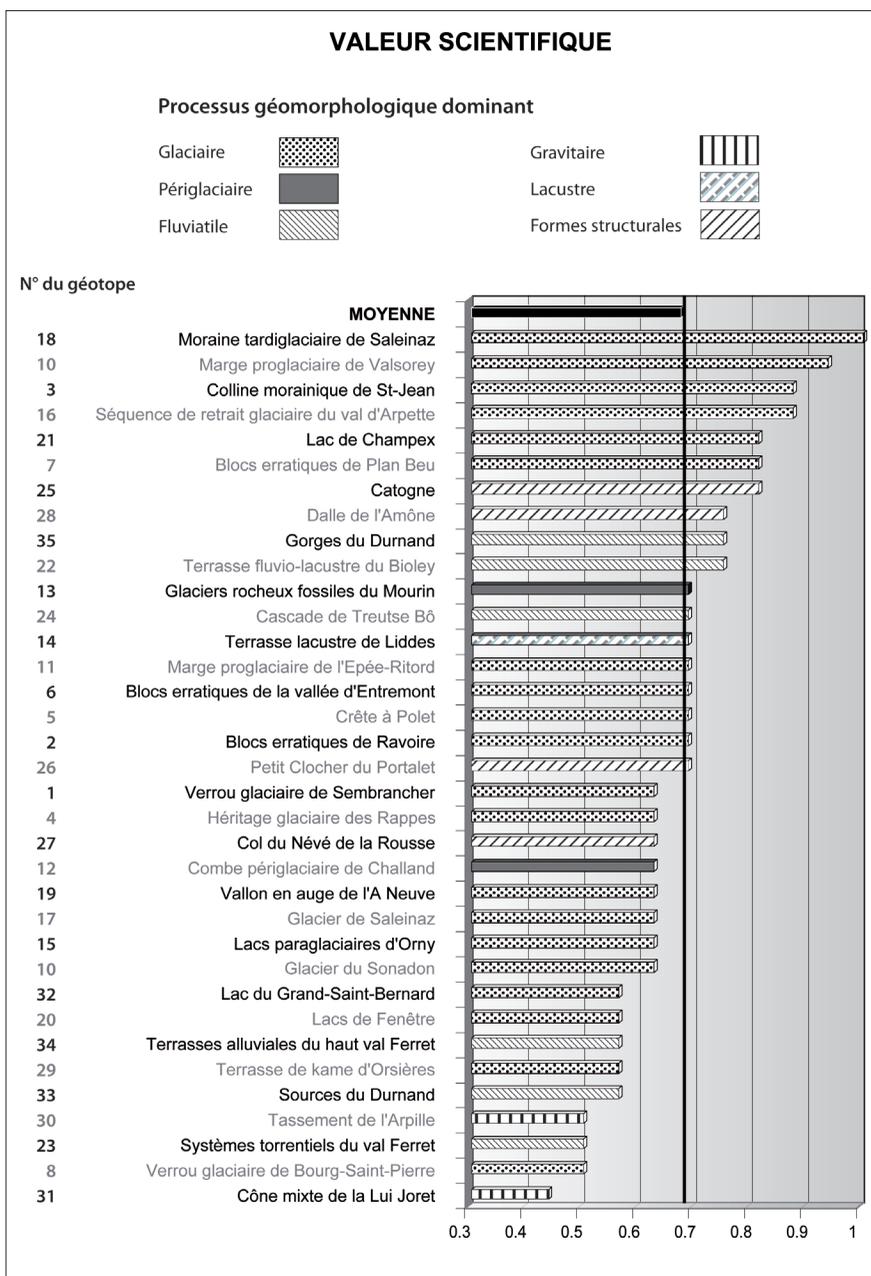


Fig. 5 : Valeur scientifique des géotopes. Le trait vertical représente la valeur moyenne de l'ensemble des géotopes (0,68).

## 6. Valorisation géotouristique

Le deuxième objectif de cette étude consiste à dégager quelques pistes de valorisation du patrimoine géomorphologique de la région, dans une perspective géotouristique. Nous avons pour cela mis à profit les données compilées dans l'inventaire de géomorphosites ; les résultats de l'évaluation ont également permis d'identifier leur potentiel didactique, certains sites se prêtant mieux que d'autres à la valorisation des sciences de la Terre. Nous avons également tenu compte de la réalité économico-touristique du territoire en nous focalisant sur les secteurs proposant déjà une activité touristique ou qui se prêtent au développement de produits géotouristiques. Nos réflexions ont permis de proposer quatre projets, fondés chacun sur un concept de valorisation différent (Maillard, 2009) ; nous en présentons deux ici.

### 6.1. Valorisation du patrimoine glaciaire

Dans la perspective de sensibiliser la population (autochtones ou touristes) au patrimoine géomorphologie d'un territoire, un inventaire de géomorphosites devrait être facilement accessible au public intéressé. Un premier pas consiste donc en une mise en valeur « informatique » des données de l'inventaire. Il ne s'agit toutefois pas de rendre le travail accessible dans son ensemble, avec certaines données parfois rébarbatives pour l'amateur des sciences de la Terre, mais plutôt de valoriser certaines informations des fiches d'évaluation, selon une thématique précise. Nous appliquons ici cette démarche au patrimoine glaciaire, prépondérant dans la région d'étude. Le principe consiste à sélectionner plusieurs géomorphosites au bénéfice d'une valeur paléogéographique élevée et liés à des positions glaciaires bien établies dans cette région. La combinaison de ces sites apporte un éclairage global sur la paléogéographie de l'Entremont durant le Tardiglaciaire (Fig. 6). Pour chacun des sites retenus, une fiche explicative simplifiée est créée, centrée sur la morphogenèse du géotope, en utilisant si possible un support visuel pour captiver le lecteur.

### 6.2. Valorisation à partir d'un centre touristique

Le deuxième exemple – qui concerne la station de La Fouly – montre comment l'on peut mettre à profit les concentrations de géomorphosites (mises en évidence dans la figure 4), et valoriser les géotopes situés à proximité d'un pôle touristique. Quatre géomorphosites sont concernés : le vallon en auge de l'A Neuve, la dalle de l'Amône, la cascade de Treutse Bô et les systèmes torrentiels du val Ferret, qui ont engendré de grands cônes de déjection (Fig. 7). Ce projet permet d'aborder, dans une perspective culturelle, l'influence des processus géomorphologiques sur les activités humaines (habitat, tourisme) et, réciproquement, l'impact de ces activités (hydroélectricité) sur les processus géomorphologiques. Pour transiter par les meilleurs points de vue sur les géotopes, nous avons mis sur pied une boucle à parcourir en 2 heures environ, sur de larges sentiers. La concrétisation de ce projet est envisagée sous la forme d'une brochure explicative à emporter sur le terrain.

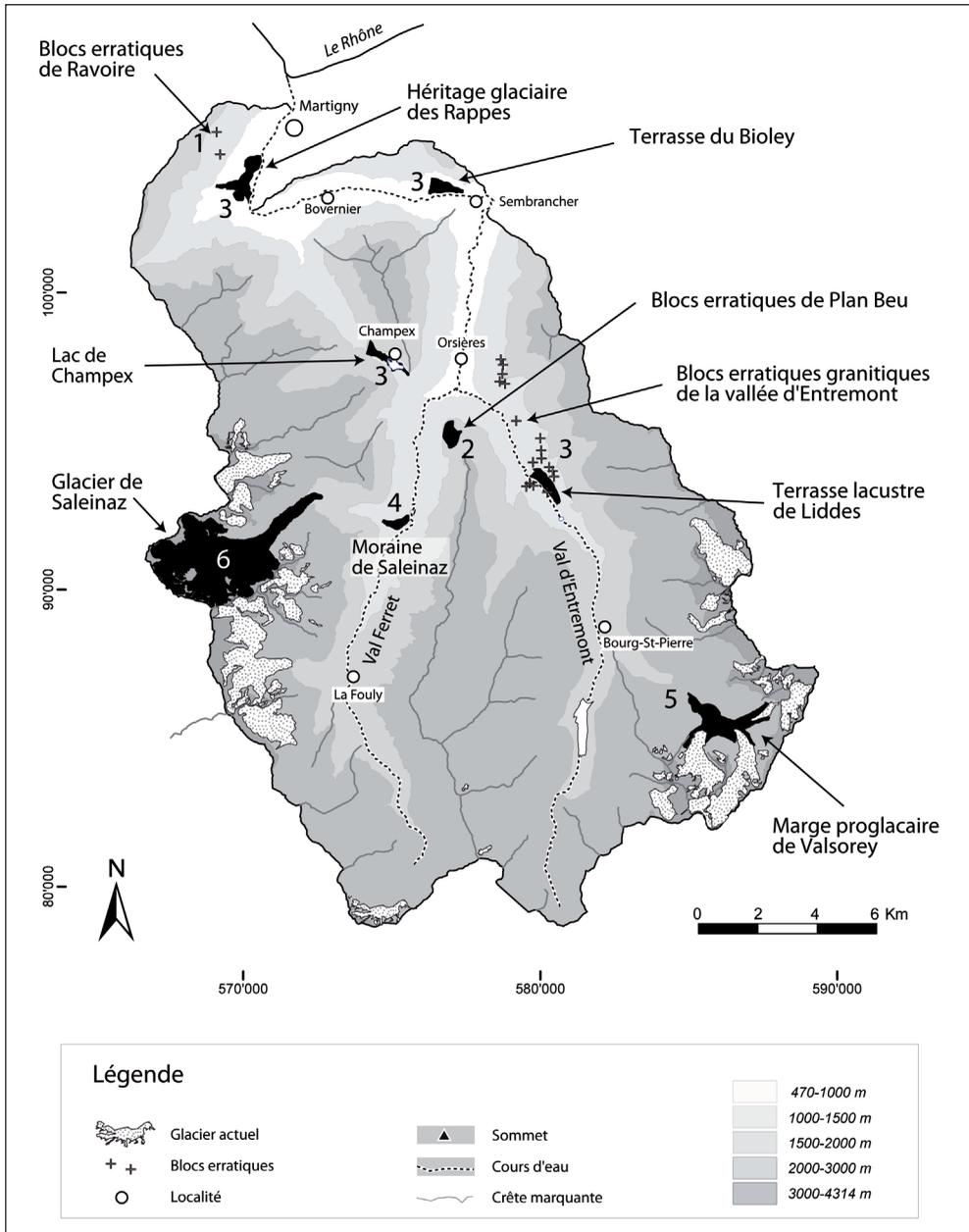


Fig. 6 : Géotopes retenus pour la valorisation du patrimoine glaciaire. Les numéros sont liés aux différentes extensions glaciaires, 1 étant la plus ancienne et 6 la position actuelle des glaciers, plusieurs formes étant attribuées (sans certitude parfois) au même stade glaciaire.

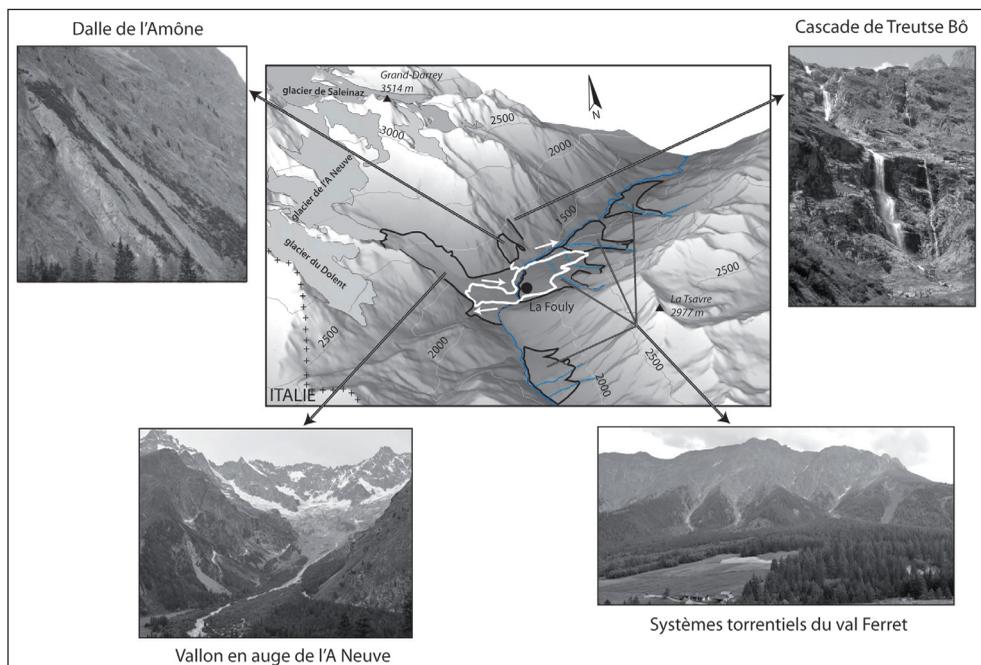


Fig. 7 : Projet de valorisation géotouristique sous la forme d'un sentier didactique à La Fouly. Le sentier (en blanc) transite par les meilleurs points de vue d'ensemble sur les géomorphosites et permet également d'observer de nombreuses microformes géomorphologiques.

## 7. Conclusion et perspectives

Cette recherche avait deux objectifs : la réalisation d'un inventaire de géomorphosites et l'élaboration de propositions de valorisation géotouristique sur la base des sites retenus. Concernant la phase d'inventaire, il faut garder à l'esprit les limites méthodologiques inhérentes à ce type d'étude ; même en étant conscient des écueils à éviter et avec des précautions, il est difficile de se défaire de toute subjectivité et des a priori dans le choix et surtout dans l'évaluation des géomorphosites. Plus concrètement, il faut ensuite se demander si les résultats de l'inventaire apportent une véritable plus-value dans les domaines identifiés dans l'introduction : la géoconservation et la valorisation géotouristique. Concernant le premier, cet inventaire n'est pas exhaustif, puisque nous avons privilégié les formes permettant de proposer un tableau représentatif de la géomorphologie de la région et que nous avons été limités par le temps à disposition pour réaliser l'inventaire. Une base de données plus complète permettrait certainement de déceler certains objets importants, notamment en les comparant avec d'autres vallées. Par ailleurs, nous sommes conscients que l'évaluation des valeurs additionnelles souffre du manque d'expérience scientifique dans les domaines concernés. En vue d'une intégration de la protection du patrimoine géomorphologique et biologique, une confrontation de notre inventaire avec des données relevées par des spécialistes de l'écologie devrait être faite.

Pour le second domaine, il ressort qu'un inventaire de géomorphosites peut répondre favorablement aux attentes formulées dans l'introduction, en mettant notamment en lumière la composante géomorphologique du paysage, souvent ignorée par le grand public : l'inventaire a constitué une base intéressante pour formuler nos propositions de valorisation. Il est par contre difficile de juger de la pertinence et du succès de tels projets de mise en valeur tant qu'ils ne sont pas concrètement réalisés. Concernant ces propositions, il faut malheureusement relever que certains objets avec une valeur scientifique et/ou didactique élevée ne figurent dans aucun projet (par exemple la marge proglaciaire de Valsorey), faute de place.

Quoi qu'il en soit, nous pouvons conclure que l'inventaire des géomorphosites des vallées de Ferret et d'Entremont constitue une étape indispensable dans l'élaboration de pistes innovantes dans la géoconservation et la valorisation géotouristique.

## Bibliographie

- Bissig, G. et Reynard, E. (2007). Du sauvetage des blocs erratiques à la protection des géotopes dans le canton de Vaud. *Documents de l'Association pour le patrimoine naturel et culturel du canton de Vaud*, 9 : 7-14.
- Bruschi, V.M. et Cendrero, A. (2005). Geosite évaluation: can we measure intangible values? *Il Quaternario*, 18/1 : 293-306.
- Cayla, N. (2009). *Le patrimoine géologique de l'arc alpin : de la médiation scientifique à la valorisation géotouristique*. Thèse de l'Université de Savoie, Laboratoire EYDYTEM.
- Coratza, P. et Giusti, C. (2005). Methodological proposal for the assessment of the scientific quality of geomorphosites. *Il Quaternario*, 18/1 : 307-313.
- Debarbieux, B. (1995). *Tourisme et Montagne*. Paris : Economica.
- Duhem, V. (2008). *Inventaire et propositions de mesures de valorisation des géomorphosites du PNR Gruyères-Pays d'Enhaut*. Mémoire de master. Institut de Géographie, Université de Lausanne.
- Genoud, M. (2008). *Inventaire, évaluation et projets de valorisation des géomorphosites du val de Bagnes*. Mémoire de master. Institut de Géographie, Université de Lausanne.
- Grandgirard, V. (1997). *Géomorphologie, protection de la nature et gestion du paysage*. Thèse de doctorat. Faculté des sciences, Université de Fribourg.
- Grandgirard, V. (1999). L'évaluation des géotopes. *Geologia Insubrica*, 4/1 : 59-66.
- Jordan, P., Hipp, R. et Reynard, E. (2004). La protection des géotopes et la création des géoparcs en Suisse. In E. Reynard et J.-P. Pralong (eds) *Paysages géomorphologiques* (pp. 151-160). Lausanne : Institut de Géographie. Travaux et recherches, 27.
- Kozlik, L. (2006). *Les géomorphosites culturels des vallées du Trient, de l'Eau noire et de la Salanfe ; Inventaire, évaluation et valorisation*. Mémoire de licence. Institut de Géographie, Université de Lausanne.
- Maillard, B. (2009). *Inventaire des géomorphosites des vallées d'Entremont et de Ferret (Valais). Propositions de valorisation*. Mémoire de master. Institut de Géographie, Université de Lausanne.

- Panizza, M. (2001). Geomorphosites: concepts, methods and example of geomorphological survey. *Chinese Science Bulletin*, Suppl. Bd. 46 : 4-6.
- Panizza, M. et Piacente, S. (1993). Geomorphological Assets Evaluation. *Z. Geomorph. N. F.*, 87 : 13-18.
- Panizza, M. et Piacente, S. (2003). *Geomorfologia culturale*. Bologna : Pitagora Ed.
- Pereira, P., Pereira, D. et Caetano Alves, I. (2007). Geomorphosite assessment in Montesinho Natural Park (Portugal). *Geographica Helvetica*, 62/3. 159-168.
- Perret, A. (2008). *Inventaire de géomorphosites du Parc jurassien vaudois. Essai d'intégration des géotopes spéléologiques et valorisation géomorphologique des réserves naturelles*. Mémoire de licence. Institut de Géographie, Université de Lausanne.
- Pralong, J.-P. (2006). *Géotourisme et utilisation des sites d'intérêt pour les sciences de la Terre : les régions de Crans-Montana-Sierre (Valais, Alpes suisses) et Chamonix-Mont-Blanc (Haute-Savoie, Alpes françaises)*. Thèse de doctorat. Institut de Géographie, Université de Lausanne. Travaux et recherches, 32.
- Quaranta, G. (1993). Geomorphological assets : conceptual aspects and application in the area of Croda da Lago (Cortina d'Ampezzo, Dolomites). In M. Panizza, M. Soldati, et D. Barani (Eds), *European Intensive Course on Applied Geomorphology – Proceedings* (pp. 49-60). Università degli Studi di Modena: Istituto di Geologia.
- Reynard, E. (2004). Géotopes, géo(morpho)sites et paysages géomorphologiques. In E. Reynard et J.-P. Pralong (Eds), *Paysages géomorphologiques* (pp. 123-136). Lausanne : Institut de Géographie. Travaux et recherches, 27.
- Reynard, E. (2005). Géomorphosites et paysages. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 3 : 181-188.
- Reynard, E. (2009). Geomorphosites: definitions and characteristics. In E. Reynard, P. Coratza et G. Regolini-Bissig (eds), *Geomorphosites* (pp. 9-20). München : Dr. F. Pfeil.
- Reynard, E., Fontana, G., Kozlik, L. et Scapozza, C. (2007). A method for assessing « scientific » and « additional values » of geomorphosites. *Geographica Helvetica*, 62/3 : 148-158.
- Rivas, V., Rix, K., Frances, E., Cendrero, A., et Brundsen, D. (1997). Geomorphological indicators for environmental impact assessment: consumable and non-consumable geomorphological resources. *Geomorphology*, 18 : 169-182.



# Inventaire des géomorphosites du Parc jurassien vaudois (Col du Marchairuz, Vaud)

Amandine Perret  
Emmanuel Reynard

Institut de Géographie  
Université de Lausanne  
Anthropole  
CH - 1015 Lausanne

E-mails :  
amandine.perret@unil.ch  
emmanuel.reynard@unil.ch

In Lambiel C., Reynard E. et Scapozza C. (Eds) (2011). *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3-5 septembre 2009, Olivone (Géovisions n° 36)*. Institut de géographie, Université de Lausanne.



## Résumé

Cet article présente un travail d'inventaire de géomorphosites réalisé sur le périmètre du Parc jurassien vaudois (Haute Chaîne jurassienne). La méthode d'inventaire utilisée est brièvement exposée ainsi que les adaptations qui ont été nécessaires à l'intégration d'objets spéléologiques. Nous abordons également deux particularités des géomorphosites du parc :

- la prédominance des processus karstiques et le rôle déterminant des formes souterraines dans l'évolution du karst de surface ;
- l'interdépendance entre les données géomorphologiques du terrain et l'établissement de milieux naturels d'importance.

## 1. Un inventaire de géomorphosites, plusieurs desseins

Un inventaire des géomorphosites du Parc jurassien vaudois (PJV) a été réalisé dans le cadre d'un mémoire de licence à l'Institut de Géographie de l'Université de Lausanne (IGUL) (Perret, 2008). Il s'inscrit dans une vague de travaux similaires réalisés à l'IGUL (Frattini, 2003; Kozlik, 2006; Pagano, 2008), qui ont pour but de contribuer à une réflexion sur le thème des géomorphosites et d'élargir l'application des inventaires. Ils testent également une méthode de documentation et d'évaluation des sites, élaborée dans ce même institut (Reynard et al., 2007).

Les géotopes géomorphologiques (ou géomorphosites) sont encore peu connus du grand public et des autorités. En tant qu'éléments du patrimoine, témoins de l'évolution de la Terre et de son climat (Grandgirard, 1997), ils méritent pourtant une reconnaissance et des garanties de conservation. Dans cette optique, la réalisation d'inventaires répond à la nécessité de documenter les zones d'étude en synthétisant les connaissances bibliographiques et, si possible, en effectuant une étude de terrain. L'inventaire de géomorphosites est ainsi un outil de travail qui doit, dans une zone définie, permettre d'identifier les sites d'intérêt et fournir des indications pertinentes à leur sujet (état de conservation, niveau de protection, vulnérabilité, etc.).

La méthode d'inventaire utilisée dans le PJV se fonde sur une définition large des géomorphosites (Reynard 2004, 2009). Elle inclut la valeur scientifique, considérée comme une valeur centrale, et tient également compte de valeurs additionnelles (esthétique, écologique, culturelle et économique). Chaque site est soigneusement documenté (informations ponctuelles) et évalué selon ces cinq types de valeur, de manière qualitative et quantitative (Reynard et al., 2007).

Une particularité de l'inventaire mené dans le PJV concernait l'intégration de cavités, soit de géotopes spéléologiques ou, en d'autres termes, de « géomorphosites souterrains », pour lesquels la méthode n'était pas initialement prévue et qui a dû être adaptée en conséquence. C'était l'occasion de mettre en valeur des objets peu connus des promeneurs du PJV, objets qui participent activement à l'évolution du karst dans son ensemble et dont l'intérêt scientifique est souvent remarquable.

Le PJV est également connu pour sa grande diversité biologique. Au fur et à mesure de la construction de l'inventaire, il s'est avéré que de nombreux géomorphosites recoupaient le périmètre des réserves naturelles. Le résultat du travail d'inventaire permet de documenter des sites déjà reconnus et souvent protégés pour d'autres raisons – dans ce cas, les réserves naturelles – et de mettre en évidence le lien fondamental qu'entretiennent les éléments biotiques et abiotiques dans l'établissement de milieux naturels d'importance (Reynard et al., 2005).

## 2. Le Parc jurassien vaudois, un patrimoine naturel reconnu

### 2.1. Un territoire au bénéfice d'une large protection

Lors de la réalisation de l'inventaire, le PJV couvrait un territoire d'environ 100 km<sup>2</sup>, entre le Col de la Givrine et le Col du Mollendruz (Fig. 1). Fondé en 1973 sur la base d'une convention, il est constitué de propriétaires terriens, communes et particuliers, librement engagés dans l'optique de préserver les milieux et paysages mais également de maintenir les activités agricoles et sylvicoles traditionnelles (*Convention pour la création d'un Parc jurassien vaudois*, 1973). Géré par une structure administrative professionnelle depuis 2005, le PJV décide alors d'évoluer en Parc naturel régional. Le dossier de candidature est déposé en 2008 auprès de l'Office fédéral de l'environnement (OFEV). Le territoire présenté comprend 31 communes pour une surface de 532 km<sup>2</sup>, entre la Dôle et Romainmôtier, incluant le pied du Jura et la Vallée de Joux ([www.parc-jurassien.ch](http://www.parc-jurassien.ch)).

Huit niveaux de protection se recoupent dans le territoire du Parc. Leurs buts et applications sont extrêmement variés. Parmi les plus importants, on compte les inventaires nationaux et cantonaux : Inventaire fédéral des paysages, sites et monuments naturels (IFP), District franc fédéral (DFF), Inventaire fédéral des hauts et bas marais (IHM et IBM), Inventaire cantonal des monuments et des sites (IMNS), etc. et les réserves naturelles de Pro Natura.

La majorité de ces zones sont reconnues pour leur valeur écologique (zones humides, prairies sèches) et peu d'entre elles font référence à des objets géologiques ou géomorphologiques (seuls l'IFP et l'IMNS mentionnent des sites abiotiques).

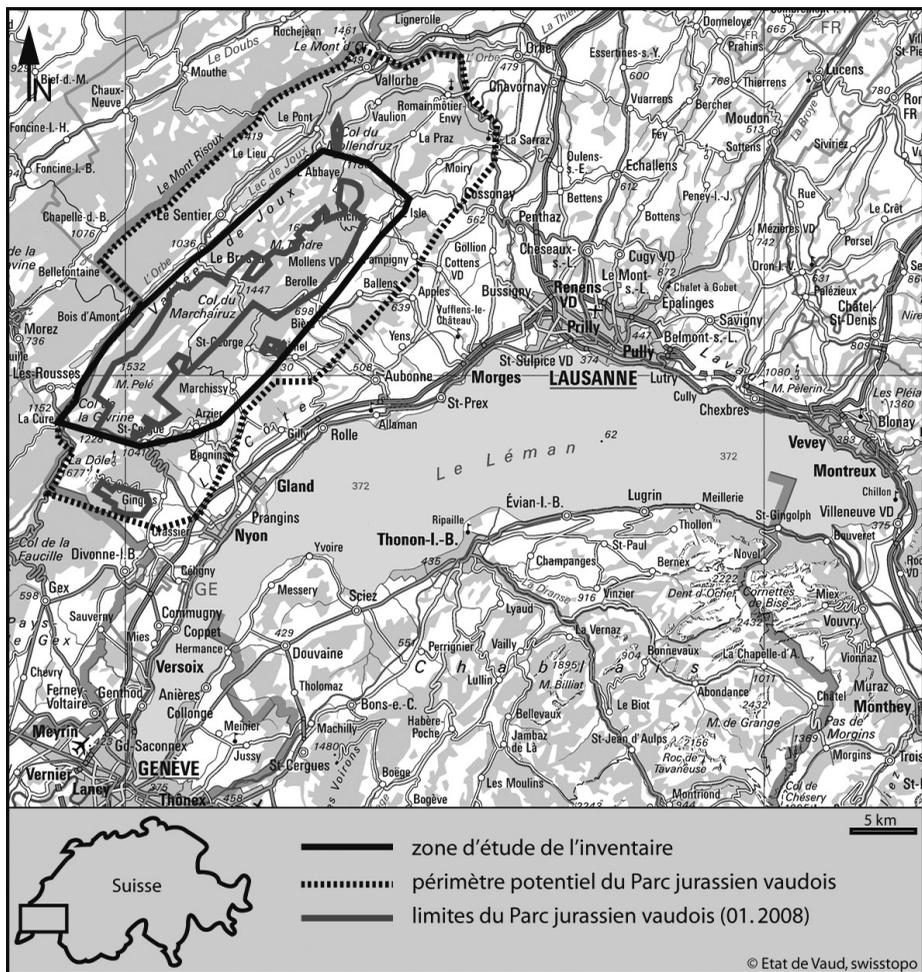


Fig. 1 : Carte de situation du Parc jurassien vaudois (état du périmètre en janvier 2008) et du territoire pris en compte par l'inventaire.

## 2.2. Un karst de référence, la Haute Chaîne jurassienne

La zone d'étude s'établit sur le premier chaînon du Jura entre le Lac Léman et la Vallée de Joux. Il s'agit d'une portion de la Haute Chaîne jurassienne, région caractérisée par des plis de grande amplitude formant une succession d'anticlinaux et de synclinaux (Jeannin et al., 2001; Bichet et Campy, 2009) orientés sur un axe SW-NE (synclinal de la vallée de Joux, anticlinal du Mont Tendre), entrecoupés d'importantes failles et décrochements (par ex. le décrochement de Vallorbe-Pontarlier). La stratigraphie est dominée par les roches carbonatées sous forme d'une puissante alternance de calcaires et de marnes jurassiques à crétacées reposant sur le socle cristallin (Aubert, 1942; Falconnier, 1950). Structure et karst sont les deux traits constitutifs du paysage de la Haute Chaîne. Cette zone d'altitude élevée (Mont Tendre : 1'678 m) et intensément faillée a subi une karstification profonde. Les gouffres y sont densément

répartis et s'enfoncent jusqu'au toit imperméable de l'Argovien, situé, en fonction du plissement et de l'érosion en surface, quelque 500 m sous le niveau du sol (Audétat et al., 2002). L'histoire plus récente fait intervenir des processus fluviaux au pied du massif et on discerne encore les traces ténues d'une activité glaciaire. Plusieurs processus sont donc responsables de la morphologie du PJV, dans des proportions très variables. La grande lisibilité du paysage – formes bien développées, plis réguliers, calcaires massifs – est à l'origine de sa notoriété scientifique dès la fin du 18<sup>e</sup> siècle (Nicod, 1990).

### 3. Une méthode d'inventaire entre documentation, observation et sélection

#### 3.1. Les principes théoriques et leur application

La méthode utilisée pour l'élaboration de l'inventaire géomorphologique du PJV prévoit la compilation de trois types d'informations (Reynard et al., 2007). Il s'agit de documenter les sites dont la valeur scientifique est significative, selon l'échelle et la zone d'étude choisie. Chaque site étant décrit dans une fiche particulière, l'auteur commence par compiler des informations ponctuelles (nom, processus dominant, taille, altitude, etc.). Il rédige ensuite une description de l'objet et de sa morphogénèse. Les sites sont finalement évalués selon différents critères comprenant la valeur scientifique (intégrité, représentativité, rareté, paléogéographie) et quatre valeurs additionnelles (écologique, esthétique, culturelle, économique). L'évaluation est réalisée de façon qualitative, exprimée par un texte court, et de façon quantitative par l'attribution de scores (Reynard et al., 2007).

L'importance accordée à chacune de ces valeurs tant dans la partie qualitative que quantitative est fonction des buts de la recherche. Par exemple, en vue d'une valorisation touristique, l'accent sera mis sur les valeurs esthétique et culturelle. Dans le cas d'un projet de protection, c'est la valeur scientifique qui doit l'emporter (Reynard, 2005). Pour l'inventaire réalisé dans le PJV, la valeur scientifique a été jugée décisive et aucune valeur additionnelle n'a été favorisée.

La constitution d'un inventaire suppose un repérage des sites potentiels puis un choix parmi ces sites lorsqu'ils sont trop nombreux. La récolte des informations destinées à la constitution de la base de données a nécessité un travail bibliographique mais également une visite sur le terrain. La bibliographie a permis l'acquisition d'une connaissance d'ensemble de la zone d'étude et l'identification des processus géomorphologiques qui entrent en action dans cette zone. Elle a également permis de repérer les sites ayant fait l'objet d'une étude particulière ou étant déjà identifiés pour leur valeur scientifique. Cette partie bibliographique a compris l'étude des cartes topographiques, des cartes géologiques ainsi que des modèles numériques de terrain. La visite in situ a permis de délimiter précisément les objets, mais aussi de juger de certains aspects pris en compte dans l'évaluation, notamment, la valeur esthétique

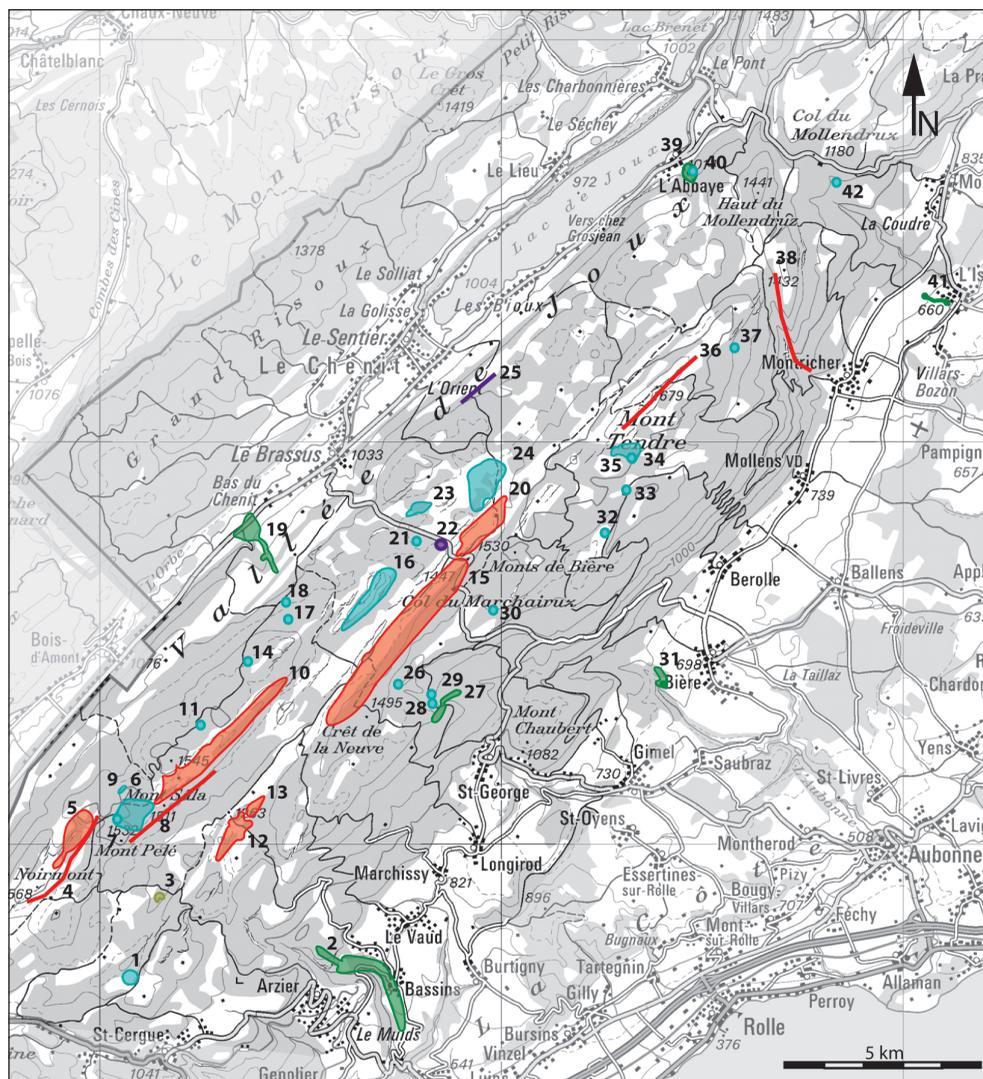


Fig. 2 : Carte synthétique des géomorphosites du Parc jurassien vaudois. Reproduite avec l'autorisation de swisstopo (BA081515).

1. Doline du Chalet Derrière
2. Ruz semi-actif des Gorges de Moinsel
3. Crêt du Noirmont
4. Creux du Croue
5. Marais Rouge
6. Cimetière aux Bourguignons
7. Gouffre Cathy
8. Crêt des Mt-Sâla et Mt-Pelé
9. Alignement de dolines des Entonniers
10. Combe des Begnines
11. Gouffre à la Masse
12. Dépression synclinale de la Valouse
13. Butte résiduelle du Crêt de Grison
14. Gouffre de la Pleine Lune
15. Dépression synclinale des Amburnex
16. Dépression karstique de la Sèche des Amburnex
17. Gouffre de la Cascade
18. Gouffre du Grêlon fumant
19. Ruz semi-actif du Biblanc
20. Bassin fermé du Pré de Bière
21. Grotte de la Grande-Rolat
22. Roches moutonnées de la Grande-Rolat
23. Lapié de la Meylande-Dessus
24. Etendue karstique des Grandes-Chaumilles
25. Cordon morainique des Esserts
26. Gouffre de Longirod
27. Exsurgence de l'Eau Pendante
28. Glacière de St-George
29. Gouffre du Narcoleptique
30. Grande Baume du Pré d'Aubonne
31. Exsurgence du Toleure
32. Glacière du Pré de St-Livres
33. Gouffre du Petit-Pré
34. Glacière de Druchaux
35. Ouvala du Creux-d'Enfer de Druchaux
36. Crêt du Mt-Tendre
37. Grotte à Chenuz
38. Vallon structural de la Verrière
39. Exsurgence de la Lionne
40. Grande Chaudière d'Enfer
41. Abri Freymond
42. Exsurgence de la Venoge.

(point de vue, structure). Chaque site a également été photographié. Sur une liste de 68 géomorphosites potentiels, le choix s'est finalement fixé sur 42 sites dont 15 cavités et 11 objets d'intérêt biologique (7 réserves de Pro Natura, 1 arrêté de classement, 1 réserve communale, 3 objets d'inventaire) (Perret, 2008) (Fig. 2). Parmi ces 42 objets inventoriés, 17 sites ont été incorporés à l'inventaire des géotopes du canton de Vaud (Pieracci et al., 2009). Quatre d'entre eux sont également inclus dans l'inventaire des géotopes d'importance nationale (Berger et al., 2008).

### 3.2. Intégration des cavités et adaptations

Une des particularités de cet inventaire est d'intégrer des géotopes spéléologiques en tant que géomorphosites. La méthode de l'IGUL, conçue initialement pour des formes superficielles, a été adaptée afin d'y introduire des cavités, sans pour autant remettre en question les rubriques proposées.

Dans la méthode de l'IGUL, chaque objet est envisagé comme « ponctuel », « linéaire » ou « surfacique » (Reynard et al., 2007). Ces trois possibilités rendent assez mal compte du développement en trois dimensions des réseaux souterrains. Il a donc été décidé d'utiliser le type « surfacique », qui correspond le mieux aux volumes des cavités. Ensuite, les dimensions d'un objet spéléologiques sont généralement indiquées par une dénivellation et un développement. La dénivellation doit être interprétée à partir des indications « altitude maximum » et « altitude minimum » de la méthode de l'IGUL, alors que le développement est donné sous le champ « longueur ». Finalement, c'est dans la partie évaluative que se sont posées les questions les plus intéressantes. En effet, la valeur esthétique, bien que considérée comme additionnelle, n'en est pas moins évaluée de façon qualitative et quantitative. Dans la méthode de l'IGUL, afin d'effacer au maximum les effets de la subjectivité induite par le chercheur (sa culture, ses expériences, ses goûts, etc.), cette valeur très difficile à estimer est scindée en deux sous-critères « le point de vue » et la « structuration du paysage » (Reynard et al., 2007). Le sous-critère « point de vue » part du principe qu'un objet bien dégagé, offrant plusieurs angles d'observation est plus esthétique qu'un site masqué par la végétation ou caché dans le fond d'une vallée. Le cas des grottes est problématique puisqu'elles sont généralement difficiles d'accès et que seul leur orifice est visible dans le paysage, parfois même de manière très discrète. Le milieu souterrain offre pourtant des formes et des couleurs très esthétiques. On parle d'ailleurs couramment de « paysage souterrain ». Nous sommes donc partis du principe que, cet inventaire n'ayant pas d'application directement touristique, il n'y avait aucune nécessité d'orienter l'évaluation au profit des objets les plus accessibles. Les cavités présentant de vastes volumes (salles, puits, galeries) et des possibilités de points de vues multiples (carrefours, lucarnes) ont donc obtenu des scores élevés. De même, l'aspect « structuration du paysage » est facilement extrapolable si on tient compte de la richesse en formes, couleurs, textures et structures des grottes. Les autres critères d'évaluation n'ont pas été modifiés.

Il faut préciser ici que les cavités ont déjà fait l'objet de réflexions quant à la manière de les évaluer. Sous l'impulsion du Groupe de travail pour la protection des géotopes en Suisse, la Société Suisse de Spéléologie, qui est le principal organisme étudiant les

cavités helvétiques, a élaboré un concept d'évaluation des grottes (Bitterli, 1997). Les différences entre ce concept et la méthode de l'IGUL tiennent essentiellement aux thèmes de la vulnérabilité, des menaces et des mesures de protection. Cet aspect est moins développé dans l'inventaire des géomorphosites du PJV puisque sa visée n'est pas spécifiquement la mise sous protection des géomorphosites mais plutôt une mise en valeur du patrimoine du PJV.

#### 4. Des sites à haute valeur scientifique et esthétique

L'analyse des 42 sites répertoriés fournit une indication sur la cohérence de l'ensemble de l'inventaire. On constate que les processus sont représentés en fonction de leur importance respective pour la géomorphologie du PJV. Ainsi, 23 sites ont une dominante karstique, 10 sites ont une dominante structurale, 6 sites sont d'origine fluviatile, deux sites sont issus des processus glaciaires et un seul site est d'origine organogène (Fig. 3A). Nous concluons que cet inventaire présente une série d'objets représentatifs de la géomorphologie du PJV.

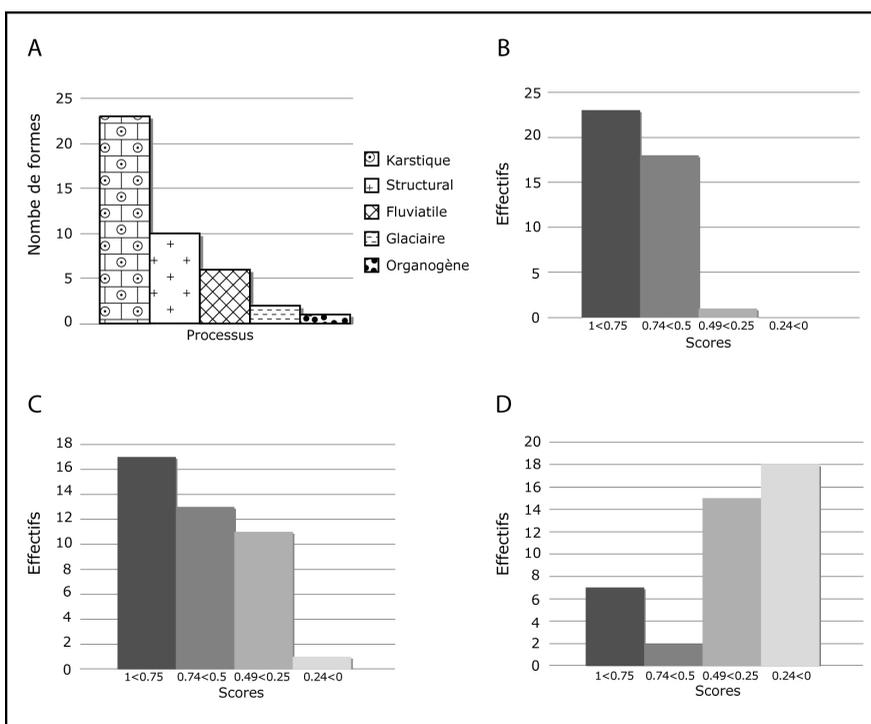


Fig. 3 : A. Répartition des formes par processus. B. Valeur scientifique globale. C. Valeur esthétique. D. Valeur écologique.

L'évaluation chiffrée permet de constater que les objets choisis présentent bien des valeurs scientifiques élevées (Fig. 3B). Ceci s'explique grâce à la forte intégrité des sites et de fait, à l'existence du PJV qui s'attache depuis 1973 à limiter les constructions à l'intérieur du parc, mais aussi grâce à la bonne documentation dont jouit la zone et qui nous a permis de reconstituer la morphogenèse de manière fouillée et

argumentée de la plupart des objets. Les valeurs esthétiques sont majoritairement élevées (Fig. 3C). Ces « bonnes notes » tiennent au fait que la plupart des sites de surface sont dégagés grâce à l'entretien continu des pâturages (*Creux du Croue, combe des Begnines, pâturages des Chaumilles*). Quant aux objets souterrains, les vastes volumes s'associent à des formes de karstification souvent spectaculaires (*gouffre du Petit-Pré, gouffre à la Masse, gouffre de la Pleine Lune*) pour donner à certaines cavités jurassiennes une esthétique remarquable. La valeur écologique est souvent élevée, mais pour seulement un quart des sites (Fig. 3B). Il s'agit des objets inclus dans des inventaires ou situés dans des réserves de Pro Natura qui sont bien documentés et dont certains jouissent de plusieurs niveaux de protection (*Creux du Croue, combe des Amburnex*).

## 5. Mise en valeur des géomorphosites du Parc jurassien vaudois

### 5.1. Relations entre karst superficiel et karst souterrain

L'étude du karst du PJV permet de souligner les liens existant entre formes de surfaces et formes souterraines dans l'édification du relief. Deux types de relations majeures permettent de rendre compte de leur interdépendance : la « fonctionnalité » et le rôle d'« archive ». Par fonctionnalité, nous entendons les liens morphogénétiques qu'entretiennent les formes superficielles et les conduits souterrains. L'un de ces liens tient à la dépendance des formes karstiques à la fracturation qui va de pair avec les processus d'évacuation des résidus de la dissolution. A titre d'exemple, nous présentons ici l'ouvala du Creux d'Enfer de Druchaux et sa glacière, deux géomorphosites recensés dans l'inventaire (Fig. 4 et 5).

La formation de l'ouvala de Druchaux, une large dépression creusée sur le flanc SE de l'anticlinal de Mont Tendre est en étroite relation avec deux failles décrochantes et leurs réseaux de fractures secondaires (Aubert, 1969). Au point bas de cette dépression, entourée de nombreuses dolines, s'ouvre la glacière de Druchaux. Cette importante cavité (prof. -397 m, dév. 2'268 m) est elle aussi largement tributaire du réseau de failles associées aux décrochements dextres, passant à 500 m seulement de part et d'autre du puits d'entrée. Le levé topographique de la glacière a été particulièrement instructif quant aux relations entre les réseaux de puits verticaux et les formes de dissolution que l'on repère à la surface. En effet, une doline particulièrement profonde, le Trou de l'Aurochs, située quelques dizaines de mètres au NNE de l'entrée de la glacière s'avère être l'orifice d'un réseau de cheminées de la glacière. Une vingtaine de mètres de colmatage empêche la liaison humaine, mais laisse passer la fumée (Fig. 5).

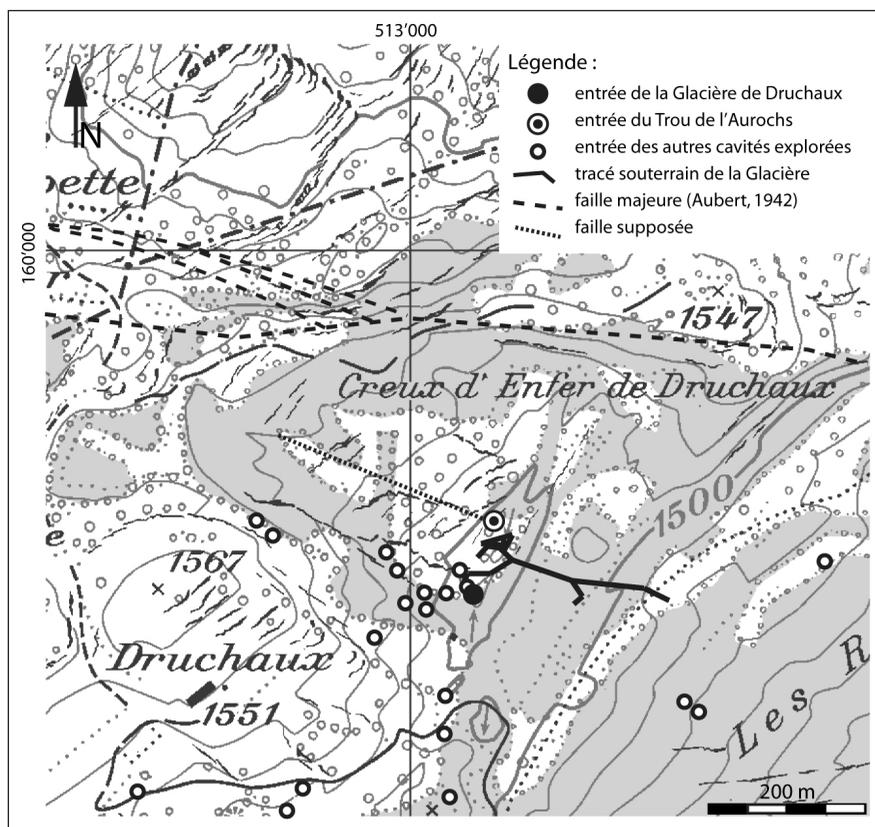


Fig. 4 : Carte géomorphologique simplifiée du Creux d'Enfer de Druchaux. Reproduite avec l'autorisation de swisstopo (BA081515).

Cet exemple montre que l'existence d'une dépression aussi importante que le Creux d'Enfer de Druchaux est possible grâce au potentiel d'évacuation des drains souterrains. Outre la localisation, les failles déterminent le développement de conduits qui permettent, si leurs dimensions sont suffisantes, le transit des résidus de la dissolution et de l'altération.

La relation d'archive se réfère à la capacité d'enregistrement et au caractère préservé du milieu souterrain. Alors qu'en surface, sédiments et formes sont soumis à une érosion efficace, les cavités peuvent conserver plus longuement des indicateurs paléogéographiques. Certaines cavités du PJV possèdent ainsi des galeries phréatiques perchées de grandes dimensions (gouffre de la Pleine Lune, gouffre de la Cascade, grotte de la Grande Rolat). L'altitude de ces galeries est de 1300 m environ alors que le niveau de base actuel, la Vallée de Joux, se situe quelques 200 m plus bas. L'existence de ces drains indique un ancien niveau de la vallée, niveau dont les traces extérieures n'existent plus actuellement. Les sédiments et spéléothèmes contenus dans ces galeries pourraient également être datés afin de proposer une chronologie absolue à ces étapes de l'évolution géomorphologique régionale.

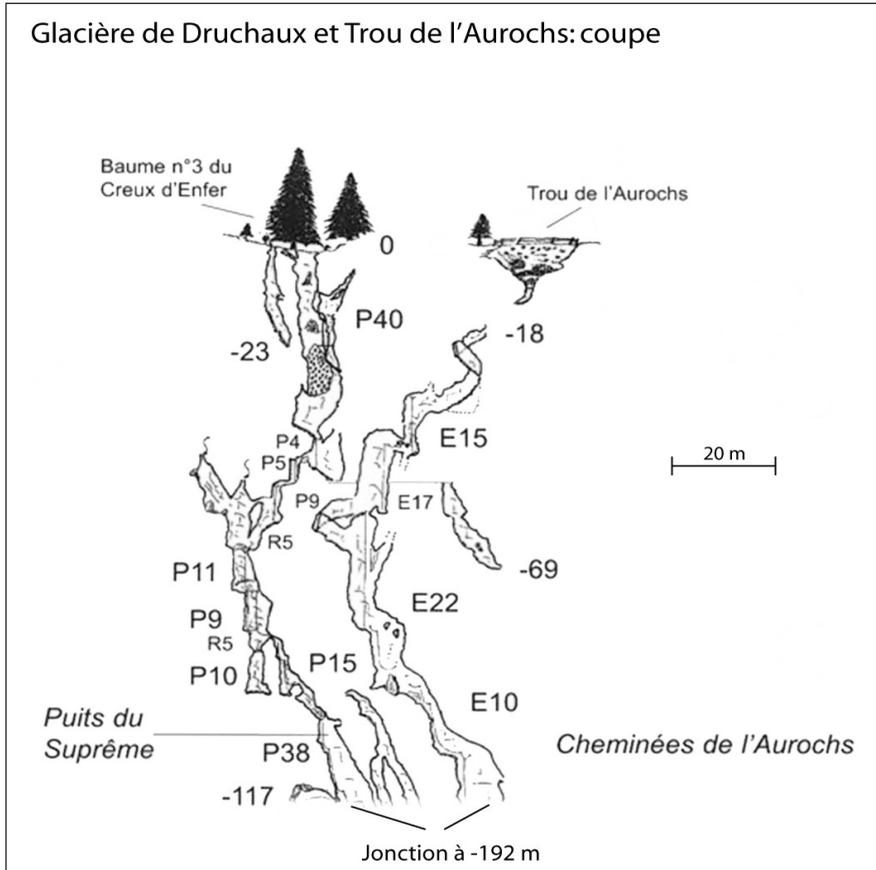


Fig. 5 : Extrait topographique de la Glacière de Druchaux. Modifié d'après Audétat et al. (2002).

Ces deux exemples montrent comment les cavités apparaissent comme des objets spécifiques porteurs d'une partie de l'histoire géomorphologique du massif. Ils trouvent donc pleinement leur place dans un inventaire de géomorphosites.

### 5.2. Pour une valorisation géomorphologique des réserves naturelles

L'évaluation de la valeur écologique des géomorphosites a été faite grâce à la littérature spécialisée disponible. Bien que les zones de protection soient dédiées au monde du vivant, il est intéressant de constater que les auteurs font une large place aux données géologiques et géomorphologiques dans la description des milieux naturels (Buttler et al., 2001; Wettstein et Gibaud, 2007). Une relation constamment relevée est celle qui associe une flore spécifique à un type de sol, lequel est notamment fonction du type de substrat rocheux. Par exemple, dans le PJV, les alternances de marnes et de calcaires provoquent une grande variété de sols. Or, la distribution des affleurements est tributaire du relief et des différents processus géomorphologiques. Il existe encore bien d'autres relations entre les données biotiques et abiotiques. L'inventaire comporte onze géomorphosites reconnus et protégés pour leur valeur écologique. Le

cas de la Sèche des Amburnex illustre les multiples relations existant entre géomorphologie et biologie.

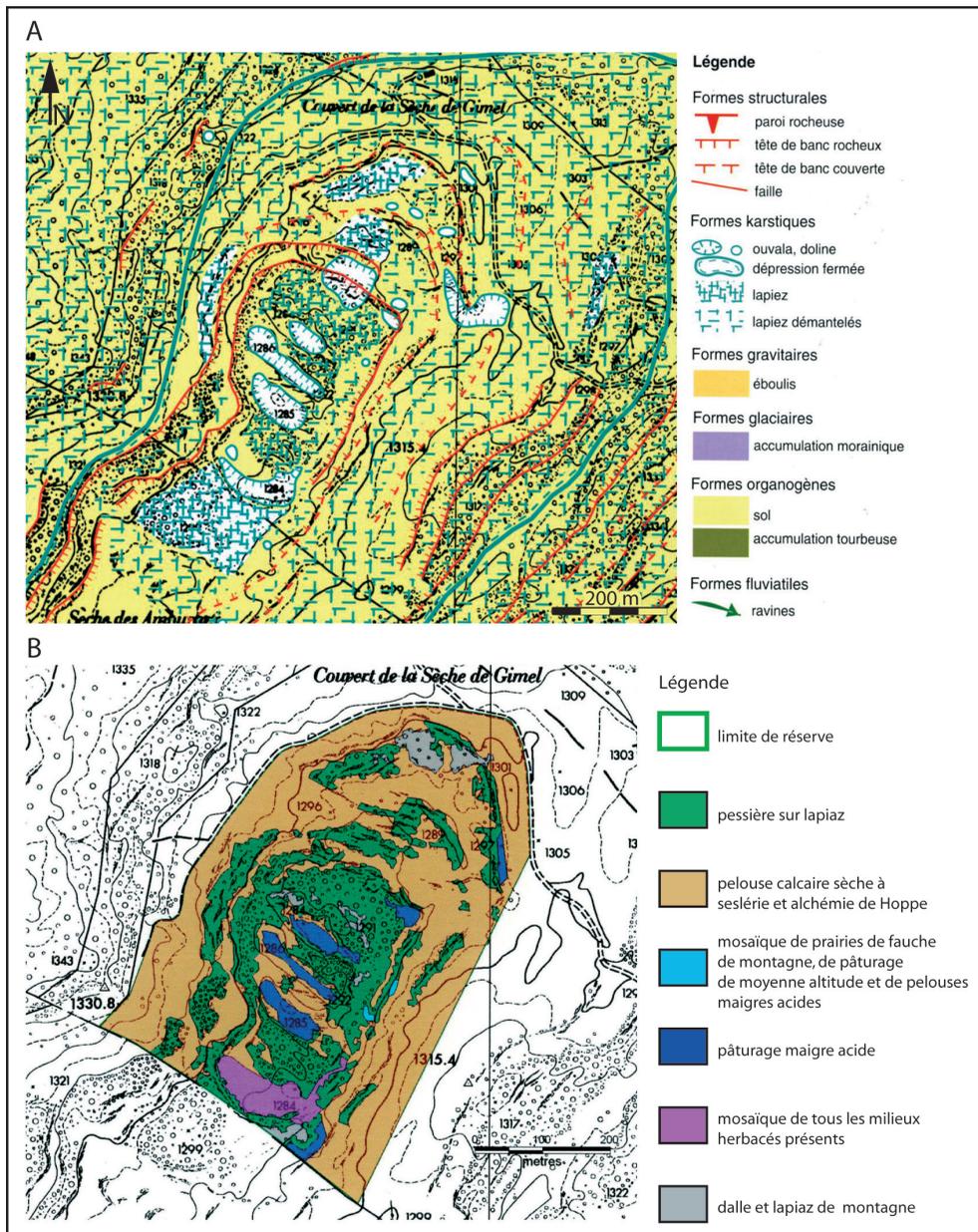


Fig. 6 : A. Carte géomorphologique de la Sèche des Amburnex. Tiré de Durussel et al. (1995). B. Carte des milieux naturels de la Sèche des Amburnex par F. Gibaud. Tiré de Wettstein et Gibaud (2007).

La Sèche des Amburnex est une dépression karstique fermée située sur la charnière de l'anticlinal des Begnines. Elle est cantonnée à un substrat exclusivement calcaire, décrivant une large cuvette peu profonde (30 m de profondeur pour une surface de 57 ha). Une partie de sa surface est protégée en tant que réserve de Pro Natura pour la spécificité et la diversité de sa végétation. En effet, la géomorphologie karstique complexe de la cuvette implique une végétation en mosaïque (Fig. 6). Les sols superficiels sur lapiés abritent des épicéas nains, les sols résiduels au fond des leisines, une végétation hygrophile, les dalles lapiazées, une végétation xérophile et les sols épais au fond des ouvalas, des pâturages maigres acides. De plus, la morphologie en cuvette implique un microclimat particulièrement froid et force les espèces à adopter des formes rampantes qui ne se retrouvent pas dans d'autres régions du PJV.

Cet exemple n'est qu'un site parmi d'autres qui illustre l'étroite dépendance entre éléments biotiques et abiotiques et exprime toute la richesse du territoire du PJV. Il apparaît dès lors que le PJV a tout intérêt à mettre en valeur l'ensemble du patrimoine naturel du parc, aspects géologiques et géomorphologiques compris. Le cas des réserves naturelles est particulièrement bien choisi pour initier une telle démarche puisque leur valeur écologique est en lien « existentiel » avec le relief.

## 6. Conclusion

Cet article a tenté de synthétiser les résultats et applications qui peuvent être tirés d'un inventaire régional « à thème ». Les objectifs de ce travail étaient divers. L'inventaire des géomorphosites du Parc jurassien vaudois propose une série d'objets à haute valeur scientifique, qui rendent compte, dans leur ensemble, des processus impliqués dans l'édification du relief de la Haute Chaîne. Les cavités, parties intégrantes de la géomorphologie du parc, ont été intégrées avec succès par le biais d'une méthode initialement prévue pour des formes de surface. Les adaptations nécessaires à cette bonne intégration ne remettent pas en cause la méthode mais soulèvent des interrogations. L'évaluation des sites et en particulier l'attribution de scores doit être soigneusement considérée en fonction des buts de l'inventaire. Dans ce cas, c'est la valeur esthétique qui a suscité quelques réflexions. Nous avons choisi de ne pas appliquer à la lettre le critère de « visibilité » afin de ne pas discriminer systématiquement les objets souterrains, partant du principe que l'accessibilité du site n'était pas un facteur déterminant la valeur des objets dans le cadre de cet inventaire. Enfin, ce travail permet d'illustrer quelques relations qui mériteraient que l'on s'y attarde plus amplement et qui militent pour une large prise en compte du patrimoine naturel dans la valorisation d'une région, et en particulier d'un parc naturel régional. D'une part, le fonctionnement du karst s'envisage en trois dimensions et donc avec les conduits souterrains qui sont essentiels à la bonne compréhension du massif. D'autre part, la forte imbrication des phénomènes biotiques et abiotiques incite à proposer une mise en valeur géomorphologique des réserves naturelles présentes sur le territoire du Parc jurassien vaudois.

## Bibliographie

- Aubert, D. (1942). *Vallée de Joux*. Feuille 17 de l'Atlas géologique de la Suisse au 1 : 25'000. Notice explicative par D. Aubert, Berne : Commission géologique suisse.
- Aubert, D. (1969). Phénomènes et formes du Karst jurassien. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 62/2 : 325-399.
- Audétat, M., Heiss, G., Christen, D., Deriaz, P., Heiss, C., Luetscher, M., Morel, P., Perrin, J., Wittwer, M., Blant, M., Chaix, L., Perrin, B., Pignat, G., Baron, P.-J., Dutruit, J., Ruegger, J. et Spring, D. (2002). *Jura vaudois, partie ouest*. (Coll. « Inventaire spéléologique de la Suisse ») t.4. La Chaux-de-Fonds : Commission spéléologique de l'Académie suisse des sciences naturelles.
- Berger, J.-P., Reynard, E., Bissig, G., Constandache, M., Dumas, J., Felber, M., Häuselmann, P. et Jeannin, P.-Y. (2008). *Révision de la liste des géotopes d'importance nationale : rapport du groupe de travail 2006-2007*. Fribourg : Groupe de travail pour les géotopes en Suisse.
- Bichet, V. et Campy, M. (2009). *Montagnes du Jura : géologie et paysages*. Besançon : Néo Ed.
- Bitterli, T. (1997). *Concept pour l'évaluation de la valeur, la vulnérabilité, la menace et le besoin de protection des grottes suisses (géotopes spéléologiques)*. Société Suisse de Spéléologie [non publié].
- Buttler, A., Gillet, F. et Gobat, J.-M. (2001). Végétation et flore. In M. Blant (Dir), *Le Jura, les paysages, la vie sauvage, les terroirs* (pp. 77-151). Lausanne : Delachaux et Niestlé.
- Durussel, N., Reynard, E. et Schoeneich, P. (1995). Relief et paysage. In G. Capt, O. Jean-Petit-Matile et J. Reymond (Dir), *Le Parc jurassien vaudois* (pp. 23-33). Lausanne: Ed. 24 Heures.
- Falconnier, A. (1950). *Les Plats - Gimel*. Feuille 25 de l'Atlas géologique de la Suisse au 1 : 25'000. Notice explicative par A. Falconnier, Berne : Commission géologique suisse.
- Frattini, N. (2003). *Le Parc naturel du Doubs : étude géomorphologique et proposition d'un inventaire de géotopes géomorphologiques*. Mémoire de licence. Lausanne : Institut de Géographie [non publié].
- Grandgirard, V. (1997). *Géomorphologie, protection de la nature et gestion du paysage*. Thèse de doctorat. Institut de Géographie, Université de Fribourg.
- Jeannin, P.-Y., Blant, D., Rodriguez Quiroga, A. et Gaiffe, M. (2001). Paysages, roches et sols. In M. Blant (Dir), *Le Jura, les paysages, la vie sauvage, les terroirs* (pp. 9-75). Lausanne : Delachaux et Niestlé.
- Kozlik, L. (2006). *Les géomorphosites culturels des vallées du Trient, de l'Eau Noire, et de Salanfe. Inventaire, évaluation et valorisation*. Mémoire de licence. Lausanne : Institut de Géographie [Disponible sur <http://doc.rero.ch/>].
- Nicod, J. (1990). Le Karst jurassien : modèle géomorphologique spécifique. In A. Pancza et M. Monbaron (Eds), *Hommage à Daniel Aubert : un demi siècle de recherches en sciences de la terre dans le Jura*. Bull. Soc. Neuch. Sc. Nat., 113 : 13-25.

- Pagano, L. (2008). *Inventaire des géotopes géomorphologiques du Val Bavona et du Val Rovana. Sélection, évaluation et perspectives*. Mémoire de licence. Lausanne : Institut de Géographie. [Disponible sur <http://doc.rero.ch/>].
- Perret, A. (2008). *Inventaire de géomorphosites du Parc jurassien vaudois. Essai d'intégration des géotopes spéléologiques et valorisation géomorphologique des réserves naturelles*. Mémoire de licence. Lausanne : Institut de Géographie. [Disponible sur <http://doc.rero.ch/>].
- Pieracci, K., Reynard, E., Marchant, R., Meisser, N., Borel, G., Baud, A., Masson, H., Jeannin, P.-Y. et Schoeneich, P. (2008). *Rapport d'accompagnement de l'inventaire des géotopes du canton de Vaud*. P. Gmür (Dir), Etat de Vaud : Département de la sécurité et de l'environnement, Service des forêts, de la faune et de la nature, Centre de la conservation de la faune et de la nature [non publié].
- Reynard, E. (2004). Géotopes, géomorphosites et paysages géomorphologiques. In E. Reynard et J.-P. Pralong (Eds), *Paysages géomorphologiques. Compte-rendu du séminaire de 3<sup>e</sup> cycle CUSO 2003* (pp. 123-136). Institut de géographie, Université de Lausanne. Travaux et Recherches 27.
- Reynard, E. (2005). Géomorphosites et paysages. In *Géomorphologie : relief, processus et environnement*, 3 : 181-188.
- Reynard, E. (2009). Geomorphosites : definitions and characteristics. In E. Reynard, P. Coratza et G. Regolini-Bissig (Eds), *Geomorphosites* (pp. 9-20). München : F. Pfeil.
- Reynard, E., Pralong, J.-P. et Gentizon, C. (2005). La géoconservation : pour un renouvellement de la protection de la nature en Suisse. In L. Dambo et E. Reynard (Eds) *Vivre dans les milieux fragiles, Alpes et Sahel* (pp. 57-70). Institut de géographie, Université de Lausanne, Travaux et Recherches 31.
- 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.
- Wettstein, J.-B. et Gibaud, F. (2007). *Inventaire des réserves naturelles, rapport final*. Parc jurassien vaudois [non publié]. 101 p.

## Autres sources :

[www.parc-jurassien.ch](http://www.parc-jurassien.ch) (consulté le 12.10.2009).

*Convention pour la création d'un Parc jurassien vaudois*. Le Chenit, le 1<sup>er</sup> août 1973.

# Richesse et diversité du géopatrimoine suisse

Analyse de l'inventaire des géotopes d'importance nationale

Simon Martin

Institut de Géographie  
Université de Lausanne  
Anthropole  
CH - 1015 Lausanne

E-mail :  
simon.martin@unil.ch

In Lambiel C., Reynard E. et Scapozza C. (Eds) (2011). *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3-5 septembre 2009, Olivone (Géovisions n° 36)*. Institut de géographie, Université de Lausanne.



## Résumé

Cet article présente les résultats d'analyses réalisées sur les objets de l'inventaire suisse des géotopes d'importance nationale (état juin 2009). Il s'agit d'une tentative de représenter de manière synthétique et visuelle la répartition spatiale des sites sélectionnés et de mettre en évidence l'influence de certains facteurs sur cette localisation. Un accent particulier est mis sur la vulnérabilité et le degré de protection des géotopes sélectionnés. La portée des analyses est fortement limitée par le caractère descriptif de l'inventaire et par le fait que ce dernier est encore en construction, donc lacunaire. Les résultats consistent essentiellement en des statistiques descriptives présentées sous forme de graphiques et de cartes. Cette exploration visuelle a permis d'identifier plusieurs erreurs de saisie dans l'inventaire. Elle représente également une première étape dans la création d'une application de cartographie interactive sur internet donnant accès aux données de cet inventaire.

## 1. Introduction

L'inventaire des géotopes d'importance nationale a vu le jour en 1999, sous l'impulsion du groupe de travail sur les géotopes de Suisse, appelé alors Groupe de travail pour la protection des géotopes en Suisse. Cet inventaire comprenait 401 sites (GT Géotopes, 1999), documentés de façon très inégale. Un grand travail de révision et d'uniformisation a été lancé depuis, aboutissant à la publication d'une liste provisoire de 248 sites (Berger et al., 2008). Actuellement, la révision se poursuit avec, comme objectif, la publication d'une liste stable et équilibrée pour la fin de l'année 2011.

Cet article présente les résultats d'analyses réalisées sur les données figurant à l'inventaire en juin 2009, soit 376 objets. Les analyses conduites poursuivent un objectif modeste: mieux voir et mieux comprendre ce que représentent les sites classés comme géotopes d'importance nationale à l'échelle du territoire suisse. Il s'agit d'une tentative de représenter de manière synthétique et visuelle la répartition spatiale des sites sélectionnés et de mettre en évidence le lien entre ces sites et leur contexte environnemental. Un accent particulier est mis sur la vulnérabilité et le degré de protection des géotopes sélectionnés. La valeur patrimoniale individuelle des sites n'est pas réellement abordée, dans la mesure où celle-ci n'apparaît pas dans l'inventaire, qui ne contient pas d'évaluation de la valeur des sites, mais seulement la description de leur intérêt. L'inventaire dans son ensemble peut être par contre considéré comme une étape du processus de patrimonialisation de ces objets, du moins parmi les spécialistes des géosciences.

Les résultats consistent essentiellement en des statistiques descriptives basées sur les données de l'inventaire et présentées sous forme de graphiques et de cartes. Il s'agit d'une exploration de l'inventaire dans un état provisoire. Ce qui en résulte donne donc tout à la fois à voir le fond – les sites et leurs caractéristiques – et la forme – les lacunes, déséquilibres et parfois incohérences de l'inventaire.

## 2. Démarche

Les données de l'inventaire sont stockées dans une base de données accessible pour consultation et mise à jour à tous les contributeurs via une interface web, mais également en connexion distante depuis le logiciel FileMaker. La structure de la base se résume en fait à une seule table comptant 109 champs attributaires. Pour les analyses, l'entier des données a été exporté et enregistré sur un poste de travail local sous forme de quatre feuilles de calcul (Excel) distinctes afin de simplifier la manipulation des enregistrements comme l'ajout de nouveaux attributs.

L'étape suivante a été d'importer ces données dans un SIG (Fig. 1). Une couche d'entités (points) a été créée à partir des champs longitude et latitude de la base. Dix sites ne contenaient pas ces informations – dont certains étaient entièrement vides – et ont dû être abandonnés. Parmi les 364 sites restants, de nombreuses erreurs de positionnement ont pu être facilement identifiées et corrigées à travers l'interface cartographique du logiciel de SIG. Ces corrections ont été par la suite reportées dans la base de données officielle de l'inventaire.

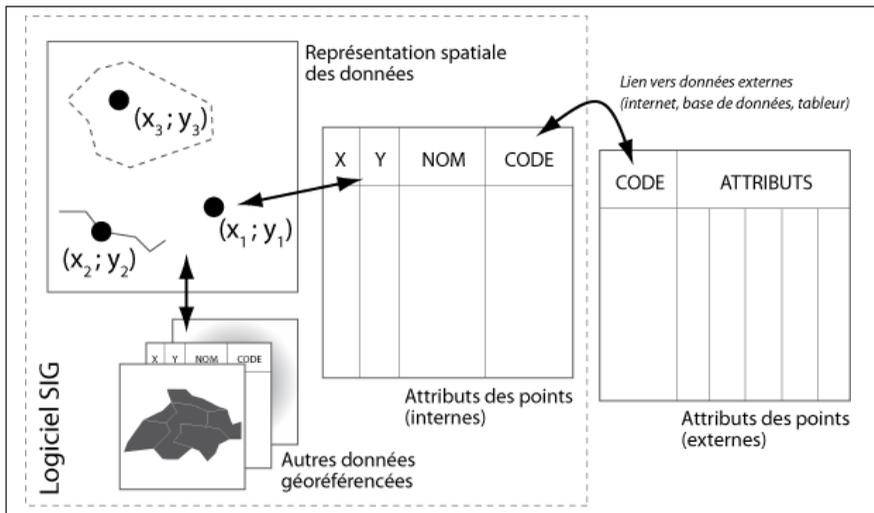


Fig 1 : Intégration des données dans un SIG.

La couche d'entités contenant les 364 points a été reliée par jointure aux feuilles de calcul, une solution qui conserve d'une part la facilité de manipulation des feuilles de calcul et offre d'autre part l'accès à toutes les fonctionnalités du logiciel de SIG. Ces dernières sont de trois types : (1) la visualisation cartographique des données qui permet de mieux appréhender leur répartition spatiale ; (2) la mise en relation spatiale des données de l'inventaire avec d'autres informations géoréférencées ; (3) les possibilités avancées de sélection, par attribut ou selon les rapports spatiaux entre entités. On peut également signaler l'avantage de pouvoir exporter les données des différentes sélections et analyses ou leur visualisation pour d'autres usages sous formes de cartes, de fichiers KML (pour une visualisation dans Google Map/Earth) ou de statistiques.

### 3. Limites et contraintes

Plusieurs facteurs limitent les possibilités d'analyse sur les données de l'inventaire, du moins dans sa version de juin 2009. Tout d'abord, seule une petite partie des objets est entièrement documentée. De par la forme totalement libre des champs de la base de données, il est de plus souvent difficile de savoir ce qu'un champ vide signifie : « absence de menace » (par exemple), « ne sait pas », ou n'a-t-il simplement pas été rempli par l'auteur de la fiche ? Ce problème est commun à tous les champs texte de la base de données. A défaut de pouvoir les interpréter, ces enregistrements n'ont pas été pris en compte dans l'analyse. Il est important de garder ce fait à l'esprit en consultant les résultats : ceux-ci ne portent que sur une portion de l'inventaire et ne sont donc pas forcément valides pour l'ensemble. Le nombre de sites utilisés pour chaque calcul est indiqué en légende des tableaux de résultats. Le fait de lier des données externes aux objets de l'inventaire – pente et altitude, domaine tectonique, aires protégées – permet au contraire de disposer d'informations pour l'ensemble des enregistrements. Celles-ci sont cependant moins spécifiques et, partant, de moindre intérêt pour l'analyse des géotopes.

Autre facteur limitant pour l'analyse, la très faible part d'indicateurs catégoriels ou numériques contraint à l'usage presque exclusif de statistiques descriptives. A plusieurs reprises, de nouveaux attributs catégoriels ont été créés à partir d'attributs descriptifs (textuels). Ainsi, les attributs liés aux mesures de protection et de valorisation ont été catégorisés en trois types simples : présence, absence, non-documenté. De même, une typologie a permis de classer le contenu des champs liés aux menaces sur les sites : *aucune menace*, *menace anthropique* (ex : graffiti), *géomorphologique* (ex : comblement), *biologique* (ex : extension de la végétation), *mixte anthropique* (conjugaison de plusieurs menaces, dont une anthropique), *mixte naturelle* (conjugaison de plusieurs menaces, uniquement naturelles), *autre*. Une grande perte d'information en découle, mais cela permet le calcul de proportions et des représentations cartographiques.

Le dernier facteur concerne la géométrie des objets. Puisqu'une partie des géotopes ne possédait pas encore de périmètre numérisé au moment de l'analyse, seules des entités ponctuelles ont été utilisées. Le champ des analyses possibles s'en trouve réduit. Il aurait été aussi intéressant de pouvoir utiliser l'aire des géotopes comme pondération, mais l'attribut *surface* présent dans la base n'était pas encore assez rigoureusement documenté et vérifié.

## 4. Résultats

### 4.1. Localisation et répartition

La densité des géotopes présente des irrégularités à l'échelle de la Suisse. Le nord et le nord-est de la Suisse présentent une grande concentration de sites. On peut signaler en particulier l'abondance de sites paléontologiques, mais aussi stratigraphiques et géomorphologiques (dépôts glaciaires) dans ces régions. A l'opposé, certaines

zones à faible relief (Moyen-Pays vaudois ou bernois) en sont presque dépourvues. Plus étonnant, du point de vue de la géomorphologie, c'est aussi le cas de régions de montagne : haute vallée du Rhin, de la Simme ou certaines parties des Alpes valaisannes (Fig. 2).

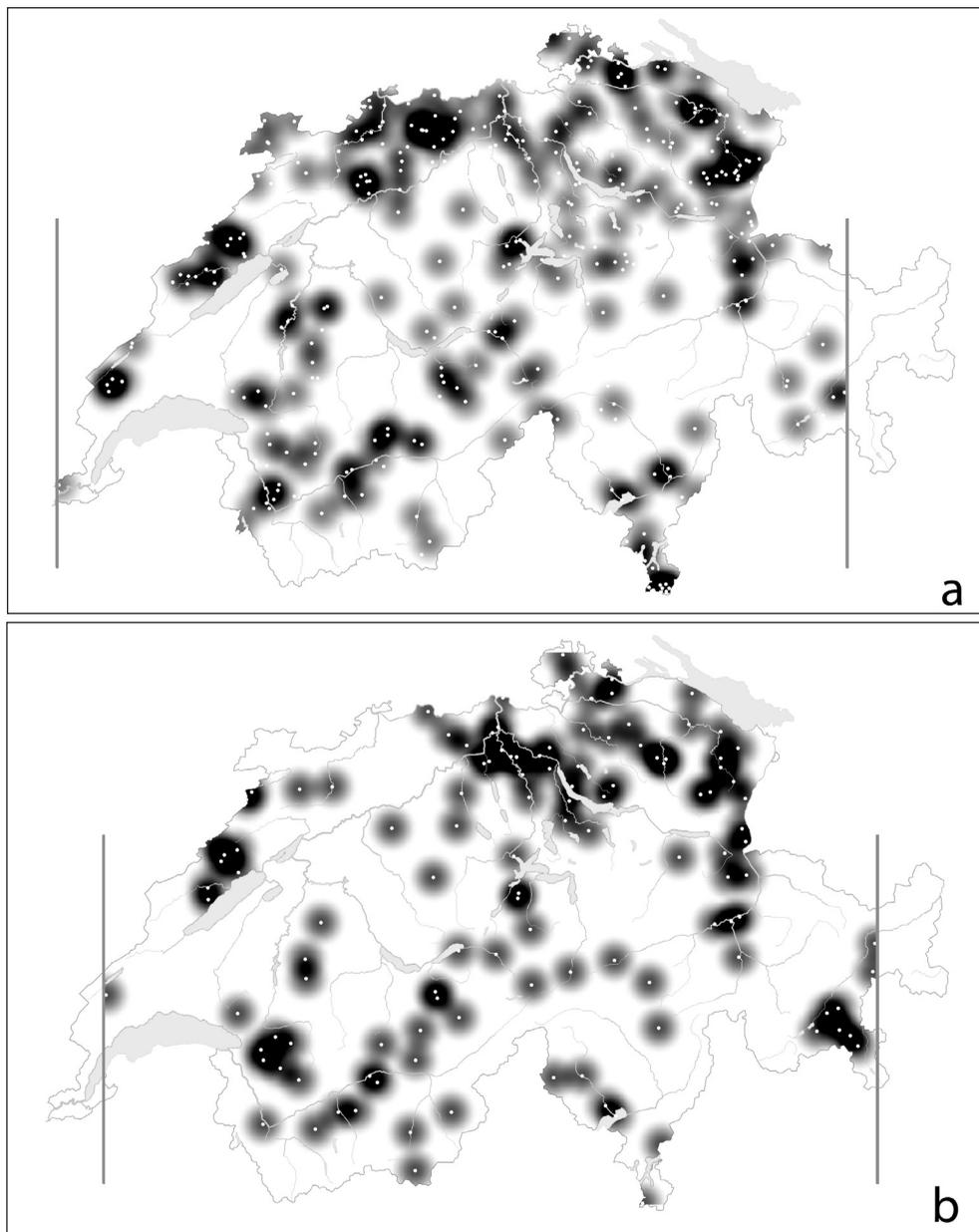


Fig. 2a et b : Densité (a) des géotopes et (b) des sites d'intérêt principal uniquement géomorphologique (les traits verticaux marquent les limites de pertinence de l'analyse ; densité de noyau calculée avec un rayon de 10km, 500m de résolution).

Il est probable qu'un certain biais soit aussi imputable au processus même de constitution de l'inventaire, certaines régions y ayant participé plus activement. L'actualisation de la liste devrait cependant gommer les trop grandes disparités inter-régionales.

En mettant en relation les sites et les grands domaines de la carte tectonique suisse au 1 : 500'000, on peut observer le rapport existant entre ces domaines et le nombre de géotopes qui s'y trouve. Le domaine quaternaire regroupe, sur cette carte, les zones de remplissage lacustre et fluvial masquant les affleurements.

Par rapport à la surface relative de ces domaines, les géotopes sont très bien représentés dans les dépôts quaternaires et le Jura plissé (Tab. 1). Le grand nombre de sites ponctuels dans le Jura – stratotypes, grottes – est à souligner. Il aurait été ici particulièrement intéressant de pouvoir pondérer ces résultats en fonction de la surface des sites pour affiner ces résultats.

Sans surprise, les sites spéléologiques sont très nombreux dans le domaine helvétique (sédimentaire) et le Jura et les sites stratigraphiques, dans le domaine sud-alpin et le bassin molassique. Les géomorphosites sont très présents partout – plus de 40% des sites en moyenne – mais surtout dans les dépôts quaternaires : deltas, paysages fluviaux, moraines, grands éboulements, etc. Par ailleurs, le quart des géotopes, d'intérêt géomorphologique et stratigraphique pour la majeure partie, se trouve dans le bassin molassique. Dans ce cas cependant, la proportion des sites correspond à la part du territoire suisse occupée par ce domaine tectonique (Tab. 1).

Domaine	Prop. de géotopes [%]	Prop. du territoire suisse [%]
Quaternaire	8,2	4,9
Austro-/sud-/extra-alpin	14,3	10,0
Pennique	14,8	27,9
Jura plissé	16,2	4,6
Helvétique	22,0	23,2
Bassin molassique	24,2	28,4

Tab. 1 : Proportion de géotopes par domaine (sur 364 sites) ; selon simplification de la carte tectonique de Suisse au 1:500'000.

## 4.2. Intérêts scientifiques principaux

L'intérêt scientifique principal est l'un des critères les mieux documentés. Il permet de réaliser un panel intéressant de sélections. On peut remarquer que certains sites cumulent jusqu'à 5 domaines d'intérêt différents, ce qui en fait des champions de l'interdisciplinarité des géosciences : Randen-Biberthal-Verwerfung, Biberegggrube (SH) ; Seebi Trias Steinbruch, Schleithem (SH) ; Molasse (OMM) Ränggloch (LU). On est ici confronté à la part de subjectivité inhérente à tout inventaire, puisque certains

de ces intérêts principaux auraient pu être classés comme intérêts secondaires par un autre auteur.

Bien que le choix des attributs ait fait l'objet d'une concertation de plusieurs experts, on constate que l'attribut *intérêt principal pédologique* reste inutilisé (Fig. 3). Deux explications à cela : le groupe de travail ne compte aucun pédologue et cette discipline n'est que rarement représentée dans la recherche sur le géopatrimoine, ce qui rend difficile l'identification de géotopes pédologiques. A l'opposé, l'attribut *intérêt principal autre* est utilisé 22 fois pour proposer un *intérêt écologique*, champ qui ne fait pas partie des choix prédéfinis.

Comme le montre la figure 3, la géomorphologie est l'intérêt principal le plus fréquent (154 sites), mais n'est l'unique intérêt principal que de 32 sites. Ce rôle transversal de la géomorphologie s'explique par le choix de sites qui, en plus de leur intérêt par exemple géologique, se distinguent par leur relief particulier, mais aussi par le fait qu'un accident de relief permet de mettre en évidence d'autres éléments, à l'exemple de la stratigraphie visible dans une cluse.

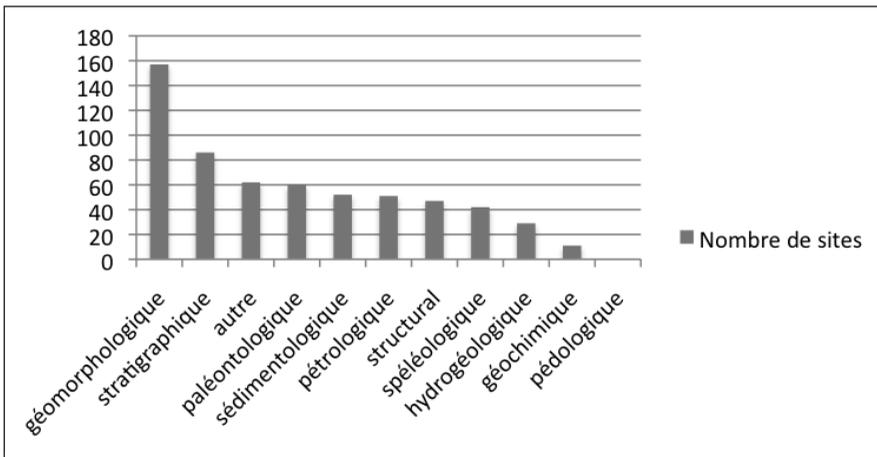


Fig. 3 : Fréquence de chaque « intérêt scientifique principal » (plusieurs intérêts par site).

### 4.3. Activité et menaces

L'inventaire contient 120 géotopes actifs, dont plus de la moitié est d'intérêt géomorphologique. L'activité semble dépendre plutôt des conditions locales que régionales. On observe cependant une localisation préférentielle dans les zones de relief et le long des cours d'eau (Fig. 4).

Cet attribut actif/inactif est cependant à considérer avec prudence, tant il est vrai qu'un site – du moins géomorphologique – n'est jamais vraiment inactif. S'il est compréhensible qu'une cluse, une moraine ou un éboulement historique soient qualifiés d'inactifs à une certaine échelle, cela l'est moins pour des réseaux karstiques d'alti-

tude (Hölloch, Lapi di Bou), des vallées possédant un réseau hydrographique très actif (Vallon de Nant) ou un glacier (Glacier d'Aletsch et gorges de la Massa).

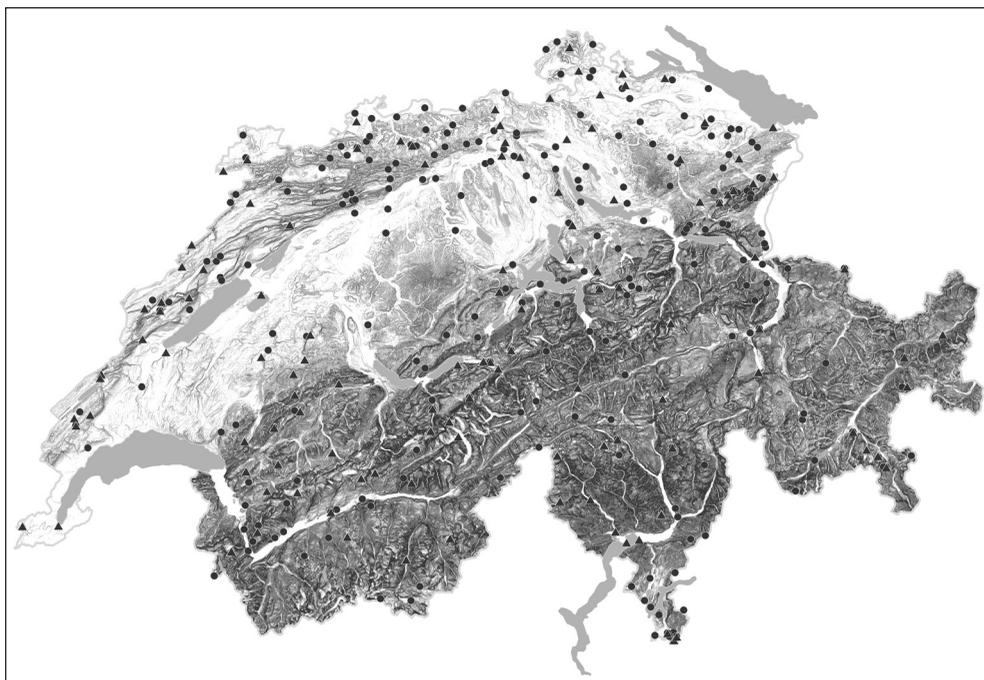


Fig. 4 : Géotopes indiqués comme actifs (triangles) et inactifs (ronds) ; la couleur du fond est fonction de la pente et de l'altitude (foncé : relief élevé, pente marquée).

Les menaces pesant sur les sites sont identifiées par plusieurs attributs : altération potentielle et existante ; destruction potentielle et existante. Dans certains cas, l'inventaire mentionne la présence d'altération, mais sans que ses causes soient définies (catégorie *indéfinie*, Fig. 6).

En tête des facteurs menaçant l'intégrité des sites, on retrouve l'activité géomorphologique : altération, éboulement, érosion karstique, gélifraction, etc. (Fig. 5, 6). La croissance de la végétation, masquant progressivement le site, est également un facteur d'altération souvent cité, preuve de l'importance que revêt la visibilité d'un site sur sa qualité de géotope. Bien que les géotopes situés dans les zones d'agglomération soient plus menacés que les autres, les causes ne sont d'origine anthropique que dans une minorité des cas. Dans l'ensemble, les menaces d'origine anthropique sont rares et surtout liées à la fréquentation du site (pour les sites spéléologiques en particulier).

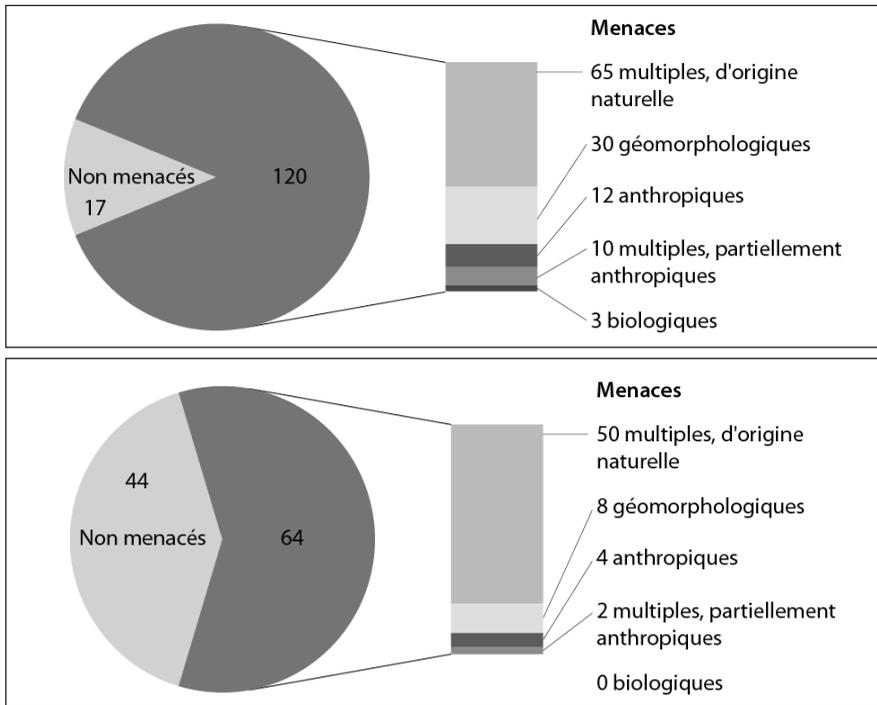


Fig. 5a et b : Détail des menaces d'altération sur 137 sites (a) et de destruction sur 108 sites (b).

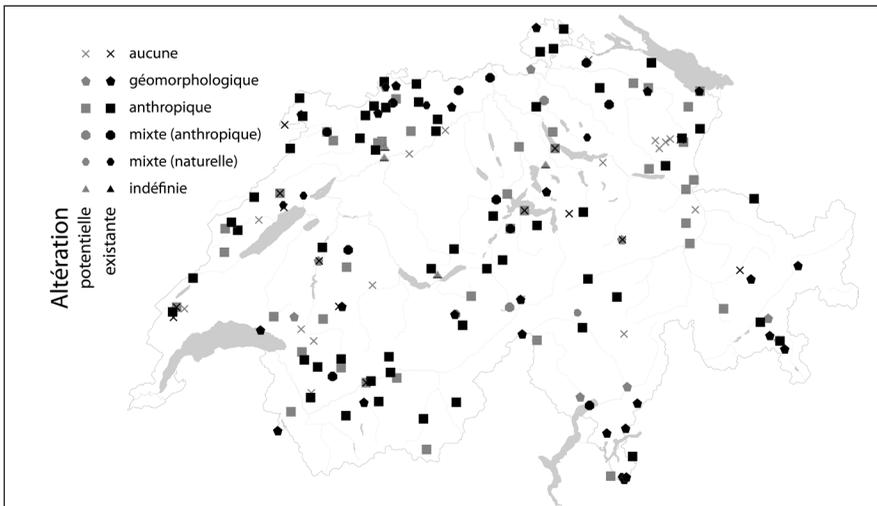


Fig. 6 : Types de menaces existantes et potentielles d'altération.

#### 4.4. Protection et valorisation

Le but de l'inventaire est en partie d'assurer la protection des géotopes, au même titre que d'autres formes de patrimoine. Cependant, lorsque les sites sont déjà protégés ou alors difficilement accessibles, aucune mesure de protection spécifique n'est jugée utile par les auteurs. Comme le montre l'analyse des menaces, les causes non-naturelle d'altération (16%) et de destruction (5,5%) sont plutôt rares. Le plus souvent, un entretien du site (fauchage, coupes d'arbres) semblerait suffisant pour contrer la menace identifiée. Pour d'autres facteurs naturels, tels que l'érosion, la réponse est moins évidente. Il n'est pas facile de savoir ce que l'on veut protéger et à quel prix : la visibilité d'un site ou la nature dans sa globalité, la forme ou le processus naturel, parfois destructeur ?

Les mesures de valorisation signalées dans l'inventaire sont très diverses, allant de la création d'un chemin d'accès à la publication de documents didactiques. Les analyses se basent donc uniquement sur l'existence ou l'absence de telles mesures, non sur leur nombre ou leur type.

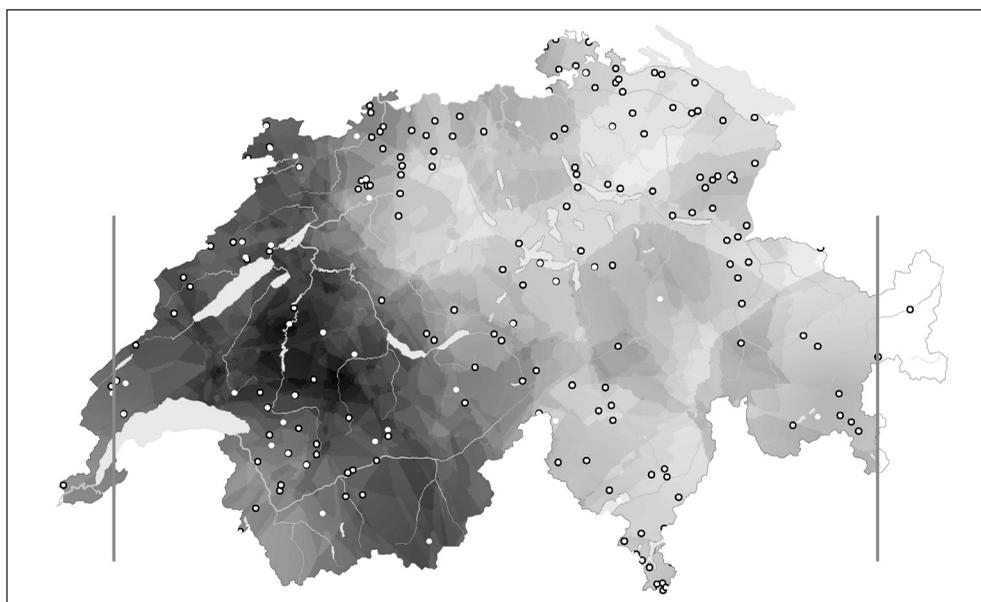


Fig. 7 : Densité (clair : forte / foncé : faible) des sites faisant l'objet de mesures de gestion (moyenne entre la densité des sites protégés et celle des sites valorisés; les traits verticaux marquent les limites spatiales de pertinence de l'analyse).

Seule la moitié des sites est documentée au sujet de l'existence ou de l'absence de mesures de protection (70% pour la valorisation). Cependant, la proportion de sites non documentés est similaire dans toutes les régions. Cela n'influence donc pas le résultat présenté (Fig. 7), soit une opposition entre le sud-ouest de la Suisse, avec une faible proportion de sites protégés ou valorisés, et le nord-est avec une plus grande densité de sites faisant l'objet de telles mesures. Une recherche plus pous-

sée permettrait d'identifier les causes de cette situation ou les facteurs biaisant le résultat.

## 5. Conclusion et perspectives

L'intérêt et la portée de ces analyses sont réduits d'une part par les facteurs limitant exposés plus haut – inventaire encore lacunaire et très descriptif – et d'autre part par l'échelle d'analyse. A l'échelle de la Suisse, les résultats ne peuvent être que très généraux et ne concernent que la répartition spatiale. C'est à l'échelle locale du site ou d'un ensemble de sites que l'on pourrait explorer plus avant les questions essentielles pour la protection et valorisation que sont l'accessibilité, la visibilité ou l'intégrité. D'un point de vue très pragmatique, cette analyse a surtout permis de mettre à jour par la cartographie certaines lacunes et incohérences dans les données, dont un grand nombre a pu être corrigé.

Cette étude montre également l'intérêt que peut représenter tant pour le spécialiste que le grand public l'exploration d'un tel inventaire. Pour devenir objets de patrimoine, ces sites doivent être non seulement reconnus pour leur valeur scientifique, mais aussi, et simplement, connus du public intéressé : enseignants, amateurs de nature et de géosciences. Les publications accompagnant la fin du travail d'inventaire devraient jouer un rôle de valorisation pour l'ensemble de ces sites, par la diffusion de l'information sur leur existence et leurs singularités.

Suite à cette première exploration, une application de cartographie en ligne a été développée, qui met à la disposition de tous les données de l'inventaire et les fonctions de visualisation spatiale et de sélection offerte par un SIG. Dans un domaine scientifique où la subjectivité, inhérente aux notions de patrimoine ou de valeur, joue un rôle central, il est essentiel que chacun ait la possibilité de prendre connaissance des résultats et faire siens les sites patrimoniaux sélectionnés par les experts.

## Bibliographie

- Berger, J.-P., Reynard, E., Bissig, G., Constandache, M., Dumas, J., Felber, M., Häuselmann, P., Jeannin, P.-Y. et Schneider, H. (2008). *Révision de la liste des géotopes d'importance nationale: rapport du groupe de travail 2006-2007*. Fribourg : Groupe de travail pour les géotopes en Suisse.
- GT Géotopes (1999). Inventaire des géotopes d'importance nationale. *Geologia Insubrica*, 4(1) : 25-48.

# Evaluation du paysage géomorphologique du projet de Parc Naturel Régional (PNR) Pfyn-Finges (Valais, Suisse) par la méthode de l'OFEV

Sébastien Morard

Géographie  
Département des Géosciences  
Université de Fribourg  
CH - 1700 Fribourg

E-mail :  
sebastien.morard@unifr.ch

In Lambiel C., Reynard E. et Scapozza C. (Eds) (2011). *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie*, 3-5 septembre 2009, Olivone (Géovisions n° 36). Institut de géographie, Université de Lausanne.



## Résumé

Le paysage du Parc Naturel Régional de Pfyng-Finges (Valais) a été évalué par la méthode multi-thématique de l'OFEV durant l'été 2008. La méthode présente l'avantage d'être facile à mettre en œuvre et de représenter une charge de travail modérée, même pour un non spécialiste. La valeur du paysage géomorphologique est quantifiée sur la base de trois critères : qualité, visibilité et diversité des formes. Dans certains cas, la simplicité et le manque de définition précise de ces critères d'évaluation peuvent rendre difficile une notation objective des objets géomorphologiques. De plus, des difficultés peuvent survenir en raison du choix du territoire communal comme unité d'observation. Malgré ces quelques limitations, l'évaluation menée par la méthode de l'OFEV peut servir de base pour l'application de méthodes plus sophistiquées dans la définition de géomorphosites.

## 1. Introduction

Depuis 2007 la Confédération a initié un vaste processus de création de nouveaux Parcs d'Importance Nationale (Réseau des Parcs suisses, 2009) dans le but d'améliorer la protection et la valorisation des habitats naturels exceptionnels ou des paysages d'une beauté unique. Ce nouvel outil législatif souhaite également donner une impulsion à un développement régional durable. Les zones candidates doivent notamment se distinguer « *par une forte valeur naturelle et paysagère, en particulier : (...), par la beauté et la spécificité du paysage* » (art.15 OParcs, 2007). Afin de déterminer si une région possède le potentiel paysager nécessaire, une phase d'évaluation du paysage doit être entreprise pour chacune des communes du périmètre concerné.

De par son caractère à la fois objectif (assemblage d'éléments naturels et anthropiques) et subjectif (perception par différents acteurs et détermination de valeurs) (Grandgirard, 1999b, Reynard, 2009a), le paysage est une notion complexe et délicate à aborder. Durant ces dernières années, différentes méthodes d'étude du paysage ont été proposées (Grandgirard, 1999b), certaines se focalisant plus précisément sur la composante géomorphologique (Reynard, 2005 et voir la synthèse proposée par Reynard, 2009b). Le résultat de cette démarche analytique consiste ainsi à donner une certaine valeur au paysage, de la façon la plus objective possible (Reynard et al., 2007). La définition d'objets géomorphologiques d'importance particulière pour la compréhension de l'histoire de la Terre – les géotopes géomorphologiques ou géomorphosites (Panizza, 2001 ; Reynard, 2009c) – est de plus en plus considérée à la fois dans la promotion d'un tourisme doux (Reynard et Pralong, 2004) ou dans le cas d'études d'impact sur l'environnement (Grandgirard, 1999a).

Durant l'été 2008, une évaluation paysagère a été menée pour le projet de Parc Naturel Régional (PNR) Pfyng-Finges dans le Valais central (Fig. 1) en utilisant une méthode multi-thématique (Stuber, 2008) spécialement développée pour l'évaluation des candidats au label Parc d'importance nationale et mise à disposition par l'Office Fédéral de l'Environnement (OFEV). Cet article se focalise sur la partie concernant le paysage géomorphologique et souhaite relever les avantages et les limites de cette méthode dans le cas d'une évaluation d'objets géomorphologiques.

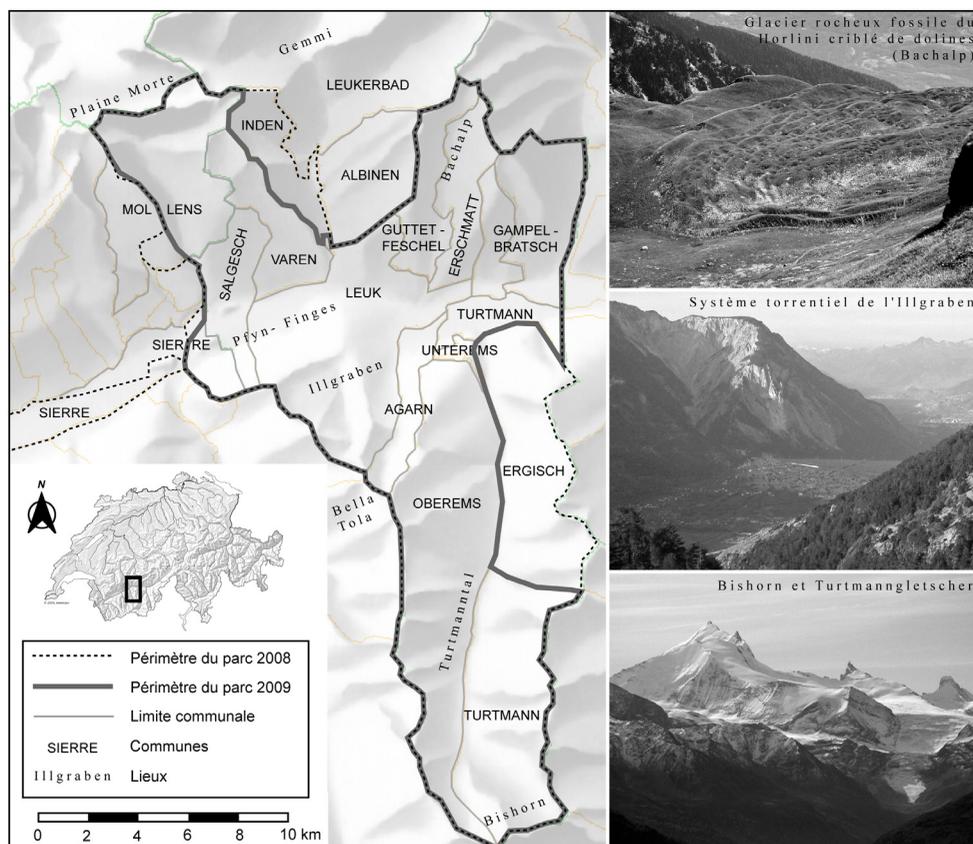


Fig. 1 : Périmètre, communes et quelques objets géomorphologiques du PNR Pfyng-Finges.

## 2. Le PNR Pfyng-Finges

Sis au cœur des Alpes valaisannes entre Sierre et Gampel-Steg, le PNR Pfyng-Finges s'étend de part et d'autre de la frontière linguistique du canton. Le territoire du projet défini en 2008 et sur lequel l'évaluation a été menée concernait 15 communes pour une superficie d'environ 300 km<sup>2</sup> (Fig. 1). Le PNR a été officiellement reconnu par la Confédération en 2009 comme candidat au label Parc d'importance nationale. Le périmètre final du PNR a en revanche connu quelques modifications, suite notamment au retrait des communes d'Ergisch et d'Inden. Des discussions sont aujourd'hui en cours quant à la possible intégration des communes d'Albinen et de Leukerbad. L'acceptation finale du projet se fera par votation communale d'ici fin 2011.

D'un point de vue géologique et géomorphologique, il est possible d'y observer les trois grands groupes géologiques de la chaîne alpine : l'Helvétique (gneiss du massif de l'Aar et nappes de couvertures calcaires) au nord de la vallée du Rhône, le Pennique (super-nappe du Grand-St-Bernard et Zone Houillère) au sud, et l'Austro-Alpin tout au sud du Turtmannental (nappe de la Dent Blanche) (Labhart et Decrouez,

1997). Cette géologie variée ainsi que le fort déploiement altitudinal (de 500 m jusqu'au sommet du Bishorn à 4'000 m) permettent d'observer une grande diversité de formes du relief et de processus géomorphologiques, dont les éléments les plus marquants sont les formes glaciaires et périglaciaires du sauvage Turtmanntal (Fig. 1), l'éboulement de Sierre (Fig. 3) et le cirque d'érosion de l'Iligraben (Fig. 1). Ces deux derniers sont d'ailleurs classés à l'Inventaire des géotopes d'importance nationale (Berger et al., 2008).

### 3. Outil d'évaluation des valeurs naturelles et paysagères : la méthode de l'OFEV

La méthode utilisée ("méthode de l'OFEV") se base sur des travaux existants « *mis au point par différents offices de la Confédération et dont l'efficacité est éprouvée* » (Stuber, 2008). L'instrument d'évaluation (également appelé "grille paysagère") est compartimenté en huit rubriques, regroupant les qualités naturelles et paysagères ainsi que les atteintes existantes (Fig. 2). L'évaluation se déroule séparément pour chacune des communes du périmètre du Parc. La note finale de chaque commune est calculée automatiquement dans un fichier Excel. Les notations communales sont ensuite regroupées pour déterminer la note moyenne du PNR. La démarche d'évaluation est décrite précisément par Stuber (2008) et illustrée de façon synthétique dans la figure 2.

#### 3.1. Identification des objets géomorphologiques

Dans une première phase, la démarche consiste à répertorier les différents objets géomorphologiques présents dans le secteur d'étude. L'identification s'est faite initialement sur la base de connaissances préexistantes du terrain d'étude, de ressources bibliographiques (par ex. Dorthe-Monachon, 1993 ; Burri, 1997), de cartes topographiques et géomorphologiques (par ex. Broccard, 1998), de bases de données géographiques existantes (par ex. Otto et al., 2008) et d'images de télédétection (le logiciel Google Earth se révélant un puissant outil d'identification). Sur la base de ce travail de bureau, le PNR a été visité de façon ciblée durant l'été et l'automne 2008.

Afin de faciliter cette tâche d'identification (notamment pour un non spécialiste), la méthode de l'OFEV propose une série prédéfinie d'objets géomorphologiques en fonction de la région biogéographique. Le PNR Pfyng-Finges fait partie de l'ensemble "Alpes centrales", et 36 formes géomorphologiques y sont prédéfinies : 14 se rapportent à la morphologie glaciaire, 9 au fluviale, 5 au gravitaire, 3 au périglaciaire et 5 au domaine structural. Des éléments particuliers ne figurant pas dans cette liste peuvent être ajoutés dans l'évaluation (ex : pyramides de la Raspille, tassement de versant d'Unterems,...). Dans le domaine calcaire des nappes helvétiques situées au nord du Rhône, de nombreuses formes karstiques ont également été rajoutées (ex : champ de dolines du glacier rocheux fossile du Horlini) (Fig. 1).

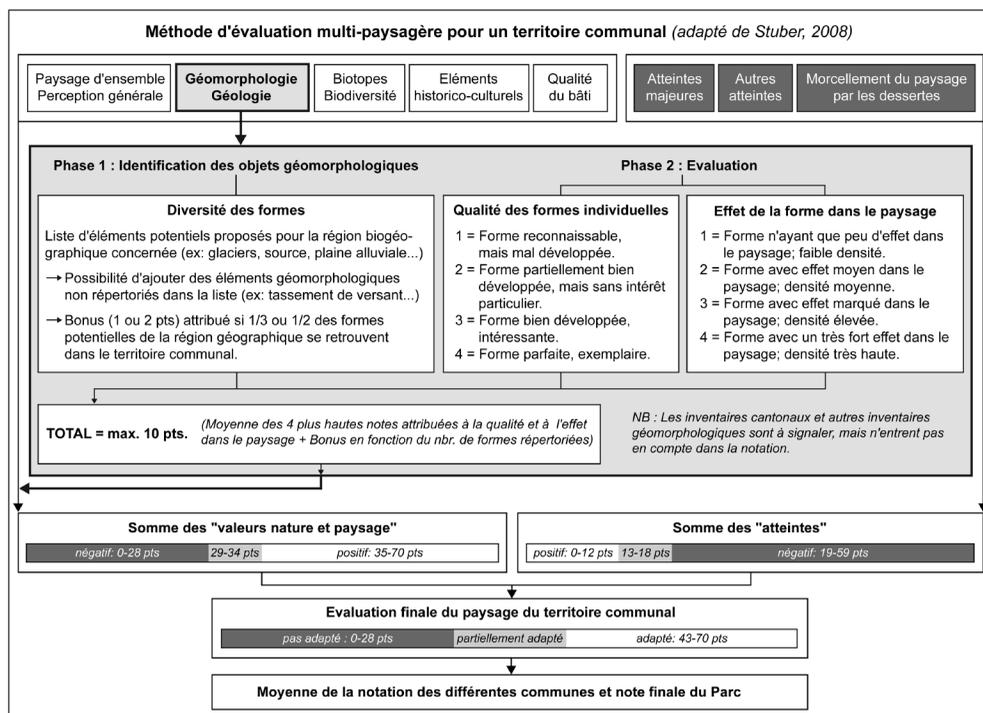


Fig. 2 : Principes d'évaluation du paysage géomorphologique dans l'application de la méthode de l'OFEV (adapté de Stuber, 2008).

### 3.2. Evaluation des objets géomorphologiques

Concernant l'aspect géomorphologique, la méthode de l'OFEV s'apparente à une version simplifiée des outils d'évaluation des géotopes et des géomorphosites développés durant la dernière décennie (par ex. Grandgirard 1999a, Reynard et al. 2007). Cette méthode se base sur 3 critères : la qualité de la forme prise individuellement (note 1 à 4), l'impact de la forme dans le paysage (note 1 à 4), ainsi que la diversité des formes rencontrées (1 à 2 points de bonus) (Fig. 2). L'évaluation géomorphologique permet d'obtenir jusqu'à 10 points positifs (sur 70). Alors que l'évaluation des entités paysagères est menée à l'échelle communale, l'espace de référence pour la notation des objets géomorphologiques a été défini à l'ensemble du territoire du PNR, avec quelques exceptions pour le critère "impact de la forme dans le paysage" (cf. 4.2.2). Sur la totalité du territoire du PNR Pfyn-Finges, une quarantaine de formes ont ainsi obtenu une note maximale pour l'un des critères d'évaluation.

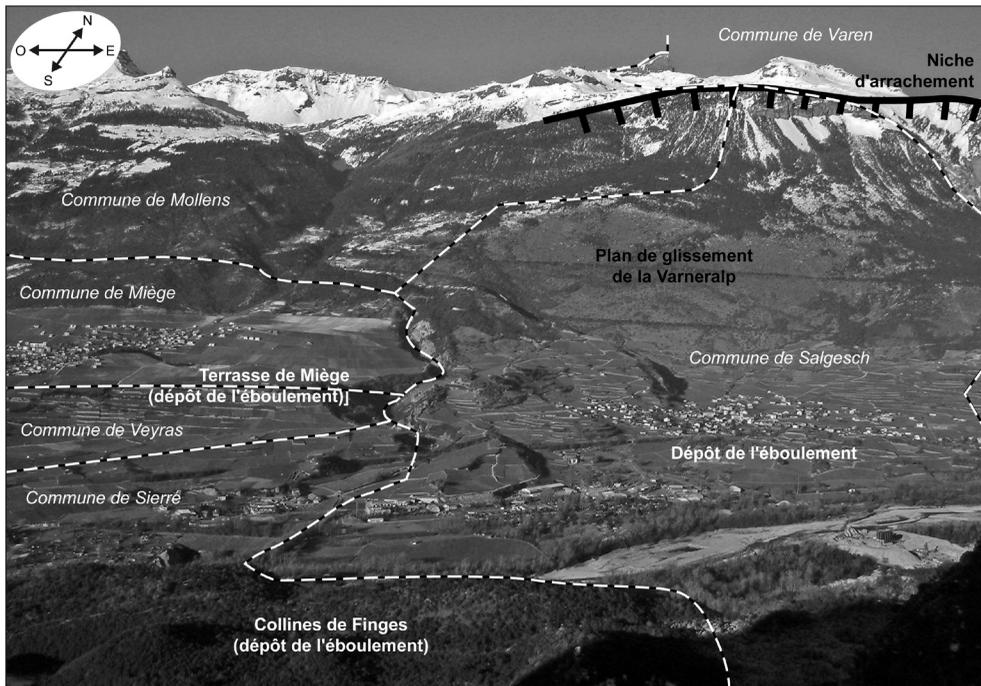


Fig. 3 : Découpage administratif de l'éboulement de Sierré, de la niche d'arrachement jusqu'aux zones de dépôts dont le matériel a parfois été fortement remanié (Burri, 1997). Le dépôt de l'éboulement débute dans la commune de Leuk à l'amont (à l'est) et s'étend jusqu'à Granges, 12 km à l'aval (non visible sur la photo). Les communes de Miège et Veyras ne font pas partie du PNR.

#### 4. Evaluation de la méthode de l'OFEV

L'application de la méthode de l'OFEV à l'ensemble du périmètre du PNR Pfynges permet d'en réaliser une première évaluation méthodologique, notamment au regard d'autres méthodes d'analyse de l'héritage géomorphologique (par ex. Grandgirard 1999a, Reynard et al., 2007).

D'une façon générale, la méthode est bien construite et à l'avantage d'analyser le paysage dans sa globalité. Elle est en outre facile à utiliser (fichier Excel) et demande un investissement en temps raisonnable, un avantage précieux pour couvrir une zone aussi large qu'un PNR en l'espace de quelques mois. En revanche, dans certains cas, cette apparente simplicité peut paradoxalement présenter des difficultés ou des contraintes vis-à-vis de la réalité du paysage géomorphologique. L'unité d'observation communale ainsi que les trois critères d'évaluation sont discutés ci-dessous.

#### 4.1. La commune : une unité d'observation adéquate ?

L'unité d'observation pour l'évaluation est le territoire communal, la "moins mauvaise solution" (OFEV, comm. pers.). Ce choix se justifie par sa simplicité à définir clairement une unité d'observation et d'impliquer directement les différents acteurs y résidant, mais ne permet pas forcément de saisir le "sens" du paysage géomorphologique. Deux difficultés peuvent notamment être signalées : la taille de la commune et la possible non concordance spatiale entre le territoire communal et une forme ou un paysage géomorphologique.

##### *La taille de la commune*

La superficie des communes du PNR Pfyn-Finges est très variable. La commune d'Obererems (50 km<sup>2</sup>) occupe l'entier de la rive gauche du Turtmantal, alors que celle d'Untererems, au débouché de la vallée s'étend sur seulement 1,2 km<sup>2</sup>. Malgré la présence de terrasses de Kame et de drumlins bien développés (Broccard, 1998), éléments capitaux pour la compréhension de l'histoire tardiglaciaire de la région, le résultat de la notation finale pour la commune d'Untererems demeure faible en raison d'un nombre limité d'objets géomorphologiques différents. La méthode ne prévoit en effet aucune pondération en fonction de la superficie communale, l'intérêt géomorphologique (et plus généralement paysager) d'une petite commune pouvant ainsi être sous-estimé. Une dérogation particulière (Stuber, 2008, p. 38) permet néanmoins d'accepter une petite commune dans le PNR en cas de déficit de points positifs, pour autant que les impacts négatifs sur le paysage soient limités.

##### *Territoire communal et objets / paysages géomorphologiques*

L'évaluation d'objets géomorphologiques en fonction d'un territoire communal peut amener de curieuses situations : compartimentation et/ou exclusion d'une partie d'un même objet géomorphologique du PNR.

Il peut en effet arriver que des objets de grande taille soient partagés entre plusieurs communes. Ainsi, l'éboulement de Sierre (niche d'arrachement et zone de dépôt) s'étend sur les communes de Sierre, Mollens, Salgesch, Varen et Leuk (Fig. 3). Dans ce cas de figure, la même forme est évaluée cinq fois, un aspect malgré tout positif dans la quête de points pour l'évaluation globale du PNR. Les dépôts de l'éboulement, situés sur les territoires de Miège et de Veyras ne figurent en revanche pas dans le PNR. Il est ainsi également possible que des unités paysagères cohérentes (vallée, bassin versant...) ne soient pas intégrées totalement dans le périmètre du PNR. L'objet peut alors prendre une forme "bien curieuse". Un tel cas de figure s'est malheureusement présenté suite au retrait de la commune d'Ergisch en 2009, puisque le PNR s'est ainsi vu amputé de toute la rive droite inférieure du Turtmantal (Fig. 1). Un cas de figure semblable pourrait également survenir dans le futur, si les communes d'Albinen et de Leukerbad confirment leur intérêt récent à intégrer le PNR Pfyn-Finges. Un "trou" pourrait ainsi exister au milieu du PNR dans la vallée de la Dala, puisque la commune d'Inden s'est retirée du projet.

Dans le périmètre final du PNR adopté en 2009, la règle stricte du découpage communal a été cependant légèrement assouplie pour les communes de Sierre et de Mollens. Ces dernières présentaient en effet trop d'impacts négatifs dans le paysage (agglomération de Sierre et station de ski de l'Aminona). Situées en bordure du PNR, elles auraient normalement dû en être exclues. Lors des négociations avec l'OFEV, l'unité paysagère a cependant prévalu comme peut l'autoriser une dérogation de l'OParcs (art. 19) : il aurait en effet été impensable de ne pas inclure la totalité des collines du Bois de Finges et de la zone alluviale du Rhône sauvage, ainsi que les gorges de la Raspille et l'ensemble de la niche d'arrachement de l'éboulement de Sierre dans le périmètre du PNR. En plus de cet argument géomorphologique, l'exclusion de ces deux communes ne pouvait également pas se concevoir d'un point de vue politique, économique et linguistique.

Afin de dépasser la rigidité de l'échelle communale dans une perspective de compréhension systémique et processuelle du paysage pour l'ensemble du PNR, un rapport complémentaire à l'évaluation a été réalisé (Morard, 2008), avec un accent porté sur les interrelations dynamiques existantes ou ayant existé entre les différents objets géomorphologiques.

## 4.2. Les trois critères d'évaluation

### *Diversité des formes rencontrées*

La liste de référence des objets géomorphologiques par région géographique est dans certains cas assez sommaire. Différentes formes de même type sont évaluées ensemble. Les très nombreux glaciers rocheux du Turtmantal ont ainsi le même poids dans la notation que les rares mais bien développés sols polygonaux de la vallée. En outre, il n'y a par exemple pas de distinction entre les différents types de glaciers. Pourtant, d'un point de vue géomorphologique, le glacieret de la Bella Tola n'appartient pas à la même catégorie que le glacier de plateau de la Plaine Morte ou les grands glaciers de vallée de Turtmann et de Brunnegg. Affichant la même étiquette dans la méthode OFEV, le petit glacier de cirque de la Bella Tola peut-il ainsi être comparé au grand glacier de vallée de Turtmann dans un système de notation comparatif lié à un espace de référence ? Il a été décidé de tenir compte de ces différences lors de la notation. Ainsi, pour les communes possédant sur leur territoire plusieurs types de glaciers, une nouvelle catégorie – par exemple « glacieret » – a été ajoutée dans la liste des objets géomorphologiques.

L'attribution de points bonus en fonction de la diversité peut également être quelque peu ambiguë. Pour les régions souhaitant se présenter candidats pour devenir un PNR, il est en effet important d'essayer de collecter le plus de points positifs possibles lors de l'évaluation. Par conséquent, la tendance sera d'essayer de compléter autant que faire se peut la liste prédéfinie d'éléments géomorphologiques. Des objets dont les valeurs "qualité" et "effet sur le paysage" sont faibles, voire insignifiantes (par exemple : une petite niche d'arrachement cachée au milieu de la forêt, un petit éboulis métrique à proximité d'une route) seront signalés, même si elles n'apportent rien aux qualités géomorphologiques du PNR. Un tel "biais" ne peut que difficilement être

évitée, puisqu'une telle forme est en soi un objet géomorphologique et de ce fait se doit d'être inscrite dans la liste, même si elle se caractérise par une notation minimale (1 pour la qualité, 1 pour l'effet dans le paysage).

#### *Effet dans le paysage*

L'effet d'une forme dans le paysage peut se marquer « *non seulement à travers sa taille et sa visibilité, mais aussi par la densité d'une même forme* » (Stuber, 2008). Le critère de visibilité est central dans l'évaluation d'un paysage mais n'est pas aisé à déterminer (Grandgirard, 1999b). Elle dépend notamment de la distance d'observation, des points de vue (Fig. 4), de l'étendue verticale et horizontale, de la période (saison, heure de la journée), de la position de la forme (dominante ou dominée) et du contraste avec son environnement immédiat.

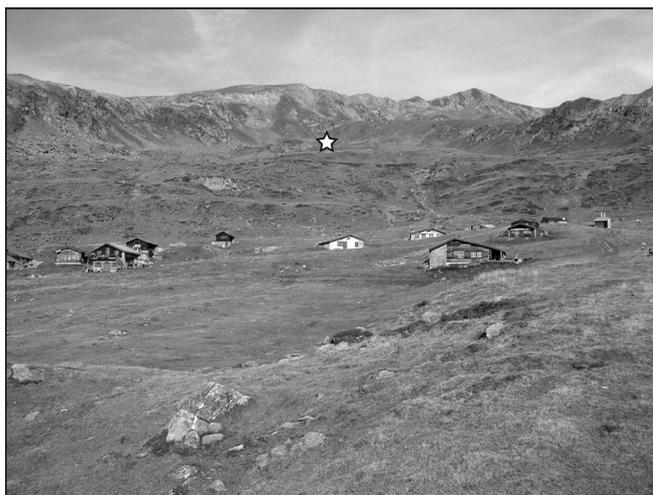


Fig. 4 :

Une question de points de vue. Observée depuis l'aval (image du haut), la combe l'alpage de l'Oberi Fäsilaplü (Jeizinen) ne présente aucune morphologie particulière. En revanche depuis l'amont, un relief très particulier de failles inverses complexes apparaît, magnifiquement souligné par les ombrages. La genèse d'un tel relief a été étudiée par Ustaszewski et al. (2008).

Sur l'ensemble du PNR Pfyng-Finges, seuls quatre éléments géomorphologiques possèdent un effet marqué à l'échelle du Parc : l'éboulement de Sierre, tant dans son plan de glissement que ses zones de dépôts, la cicatrice béante et colorée de l'Ilgraben et son imposant cône de déjection barrant la vallée du Rhône à la hauteur de Leuk, la vallée glaciaire du Turtmantal et les faces glacées du Bishorn. Heureusement, la méthode de l'OFEV précise que « la notion d'effet dans le paysage se rapporte à l'échelle d'une entité paysagère homogène, indépendamment du territoire communal, par exemple à l'échelle d'un vallon, d'une plaine, d'un flanc de montagne, etc. » (Stuber, 2008). Sur la base de cette définition, de nombreux autres éléments géomorphologiques peuvent obtenir une notation élevée pour leur effet paysager. Ainsi le système proglaciaire de la Bella Tola – invisible depuis la plaine – possède une influence visuelle marquée à l'échelle du petit vallon glaciaire suspendu de la Meretschialp (Fig. 5).

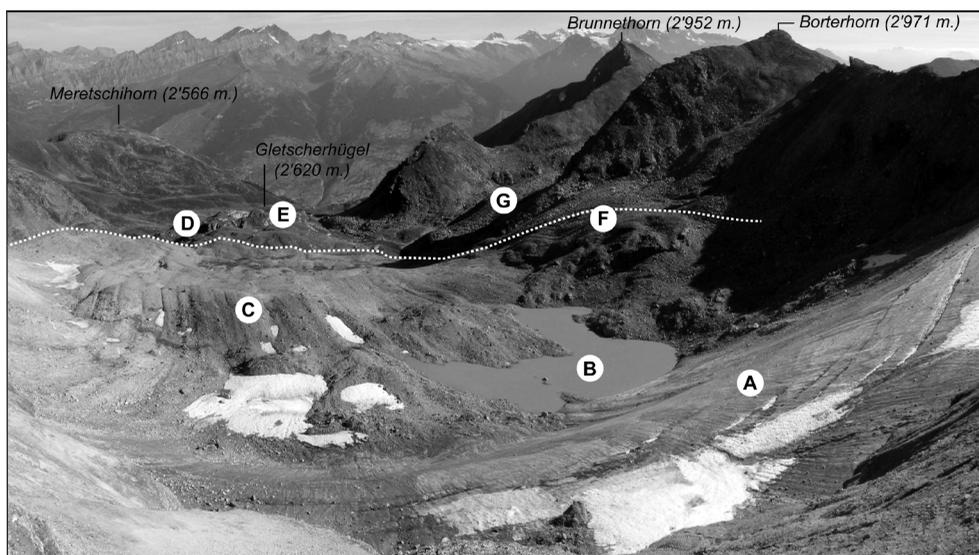


Fig. 5 : Marge proglaciaire de la Bella Tola (août 2009). A : glacieret de la Bella Tola ; B : lac proglaciaire ; C : moraine de fond ; D : moraine du Petit Age Glaciaire ; E : roche moutonnée et stries glaciaires ; F : rétro-fluage d'une moraine de poussée ; G : glacier rocheux actif du Borterhorn.

*Qualité de la forme : un critère suffisamment bien défini ?*

Le critère "qualité" est présenté de façon très générale et pêche par manque de définition précise. Il se rapporte essentiellement à l'aspect esthétique de l'objet géomorphologique (sa "beauté"), ou du moins à la qualité de son développement et à son degré de préservation. Il n'est malheureusement nullement fait mention directe de sa valeur scientifique. Cet aspect est pourtant considéré comme une valeur centrale pour l'évaluation d'une forme géomorphologique (Grandgirard, 1999a ; Reynard et al., 2007). Ainsi le terme "qualité" devrait être divisé en différents critères (discriminants et non discriminants), comme par exemple la rareté, l'âge, la dynamique, la valeur didactique ou l'apport pour la compréhension de l'histoire de la Terre.

Le système proglaciaire de la Bella Tola permet d'illustrer la relative faiblesse du critère unique "qualité" pour appréhender la valeur d'un objet ou d'un paysage géomorphologique (Fig. 5). Dans le périmètre du PNR, le glacieret est un phénomène rare (indice rareté) et le degré de préservation des caractéristiques originelles est fort (indice intégrité). De plus la valeur didactique et la lisibilité des phénomènes glaciaires et périglaciaires (indice représentativité) sont relativement élevées. La marge proglaciaire se terminant sur des pentes herbeuses, l'extension du glacier lors du Petit Age Glaciaire est ici particulièrement bien marquée.

En plus de sa valeur esthétique et scientifique, un objet géomorphologique peut également posséder des valeurs écologiques, économiques et historico-culturelles (Reynard, 2005 ; Reynard et al., 2007). Dans la méthode de l'OFEV, ces valeurs peuvent être indirectement signalées dans les rubriques "Biotopes – Biodiversité" et "Éléments historico-culturels" de la grille paysagère. C'est notamment le cas de la zone alluviale du Rhône sauvage, à forte valeur écologique (Bille et Werner, 1986), ou du bloc éboulé de la Pierre du Meurtrier, un objet géomorphologique de haute valeur archéologique (Rentzel et Guélat, 2006).

#### 4.3. Définition de géomorphosites ?

La méthode de l'OFEV ne peut pas être utilisée pour la définition de géotopes géomorphologiques ou de géomorphosites. Tel n'est d'ailleurs pas son objectif. Elle permet cependant de couvrir assez rapidement sur la base de trois critères "simples", une large zone et d'en ressortir les principales caractéristiques paysagères. L'identification et l'évaluation sommaire réalisées avec cette méthode peuvent ainsi servir de base pour la sélection d'une première série d'objets particuliers (par exemple les formes ayant une note supérieure à 3). Une nouvelle évaluation avec l'utilisation de méthodes spécialement destinées à la géomorphologie (voir Reynard, 2009b) demeure cependant indispensable pour entamer un processus solide de valorisation géomorphologique. Il faudra cependant compter avec un investissement en temps beaucoup plus important.

## 5. Conclusion

L'application de la méthode d'évaluation paysagère de l'OFEV aux différentes communes du PNR Pfynges durant l'été 2008 a permis de recenser de nombreuses formes géomorphologiques particulières et a permis aux différents promoteurs du projet de mieux apprécier la richesse du patrimoine géomorphologique de la région. Il s'agit là d'un aspect éminemment positif, la géomorphologie étant malheureusement souvent quelque peu occultée par les aspects écologiques et historico-culturels. Utilisable par un non spécialiste, la méthode de l'OFEV permet de faire un premier état des lieux, mais d'un point de vue strictement géomorphologique, elle reste limitée pour une évaluation précise des objets. Les trois critères retenus peuvent en effet être dans certains cas quelque peu ambigus et insuffisamment définis. Des problèmes inhérents à la méthode, essentiellement dus au choix de l'unité d'observation communale, peuvent parfois mener à certaines "bizarreries" géomorphologiques lors de la délimitation du périmètre du PNR. Les notions de système géomorphologique

et d'inter-relations entre les formes ne sont pas non plus abordées. Cet aspect, primordial pour la compréhension de l'histoire du paysage géomorphologique d'une région, a été traité séparément par la rédaction d'un rapport complémentaire (Morard, 2008) à l'évaluation paysagère.

En conclusion, malgré quelques limitations, la méthode de l'OFEV permet d'aborder assez rapidement et de façon méthodique un large territoire et d'en ressortir les principales caractéristiques paysagères. L'application de méthodes d'évaluation plus développées (par ex. Reynard et al., 2007) doit cependant compléter cette première approche, afin de mettre en évidence les géomorphosites dignes d'intérêt pour une meilleure valorisation, dans l'optique par exemple de création de circuits géotouristiques dans le PNR Pfyng-Finges.

## Remerciements

L'auteur tient à remercier le directeur du Parc Naturel Pfyng-Finges, le Dr. Peter Oggier, ainsi que la responsable du projet de PNR, Alexandra Staub, pour leur excellente collaboration et l'octroi du mandat d'évaluation du paysage géomorphologique. Je remercie également le Prof. Emmanuel Reynard pour ses précieux commentaires concernant l'amélioration du manuscrit.

## Bibliographie

- Berger, J-P., Reynard, E., Bissig, G., Constandache, M., Dumas, J., Felber, M., Häuselmann, P., Jeannin, P-Y. (2008). *Révision de la liste des géotopes d'importance nationale*. Rapport du groupe de travail 2006-2007. Groupe de travail pour les géotopes en Suisse.
- Bille, R-P. et Werner, P. (1986). *Trésors naturels du Bois de Finges*. Liestal : Société suisse de travail manuel et réforme scolaire.
- Broccard, A. (1998). *Géomorphologie du Turtmantal (Valais)*. Mémoire de licence, Institut de Géographie, Université de Lausanne.
- Burri, M. (1997). Géologie récente de Finges et de ses environs (VS). *Bulletin de la Murithienne*, 115 : 7-27.
- Dorthe-Monachon, C. (1993). *Etude des stades tardiglaciaires des vallées de la rive droite du Rhône entre Loèche et Martigny*. Institut de géographie, Université de Lausanne, Travaux et recherche 10.
- Grandgirard, V. (1999a). Géotopes. In J.-A. Hertig (Ed.), *Etude d'impact sur l'environnement* (pp. 333-343). *Traité de Génie Civil*, vol. 23, Lausanne : Presses polytechniques et universitaires romandes.
- Grandgirard, V. (1999b). Paysage. In J.-A. Hertig (Ed.), *Etude d'impact sur l'environnement* (pp. 345-369). *Traité de Génie Civil*, vol. 23, Lausanne : Presses polytechniques et universitaires romandes.
- Labhart, T. et Decrouez, D. (1997). *Géologie de la Suisse*. Lausanne - Paris : Delachaux et Niestlé.

- Morard, S. (2008). *Géomorphologie et Géologie du Parc Naturel Régional de Finges (Valais)*. Rapport final pour le projet Parc Naturel Régional de Finges (Valais) [en ligne]. Disponible sur : <http://www.pfyn-finges.ch.ch> (consulté le 11.01.2010).
- OParcs (2007). *Ordonnance du 7 novembre 2007 sur les parcs d'importance nationale*. Confédération helvétique [en ligne]. Disponible sur : [http://www.admin.ch/ch/fr/rs/c451\\_36.html](http://www.admin.ch/ch/fr/rs/c451_36.html) (consulté le 11.01.2010).
- Otto, J.-C., Geilhausen, M. (2008). *WebGIS Turtmantal*. Geomorphological and Environmental Research Group, University of Salzburg, Germany [en ligne]. Disponible sur : <http://gidimap.giub.uni-bonn.de/> (consulté le 11.01.2010).
- Panizza, M. (2001). Geomorphosites: concepts, methods and example of geomorphological survey. *Chinese Science Bulletin*, 46 : 4-6.
- Rentzel, Ph. et Guélat, M. (2006). Holocene landscape evolution and human impact in the Finges / Pfyn area (VS, Switzerland). *Société Suisse de Géomorphologie, Publication de l'assemblée annuelle 2006, Au cours des temps* [en ligne]. Disponible sur : <http://www.geomorphology.ch> (consulté le 11.01.2010).
- Réseau des Parcs suisses (2009). [en ligne] Disponible sur : <http://www.paerke.ch/fr/index.php> (consulté le 11.01.2010).
- Reynard, E. (2005). Geomorphosites et paysages. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 3 : 181-188.
- Reynard, E. (2009a). Geomorphosites and landscapes. In E. Reynard, P. Coratza et G. Regolini-Bissig (Eds), *Geomorphosites* (pp. 21-34). München : Pfeil.
- Reynard, E. (2009b). The assessment of geomorphosites. In E. Reynard, P. Coratza et G. Regolini-Bissig (Eds), *Geomorphosites* (pp. 63-71). München : Pfeil.
- Reynard, E. (2009c). Geomorphosites: definitions and characteristics. In E. Reynard, P. Coratza et G. Regolini-Bissig (Eds), *Geomorphosites* (pp. 9-20). München : Pfeil.
- Reynard, E. et Pralong, J.-P. (Eds) (2004). *Paysages géomorphologiques*. Institut de géographie, Université de Lausanne, Travaux et recherche 27.
- Reynard, E., Fontana, G., Kozlik, L. et Scapozza, C. (2007). A method for assessing «scientific» and «additional values» of geomorphosites. *Geographica Helvetica*, 62(3) : 148-158.
- Stuber, A. (2008). Valeurs naturelles et paysagères : outil d'évaluation. Marche à suivre, indications pour les relevés et l'évaluation. « *Parcs d'importance nationale. Lignes directrices pour la planification, la création et la gestion des parcs* ». L'environnement pratique N° 0802. Berne : Office fédéral de l'environnement, 47 p.
- Ustaszewski, M.E., Hampel, A. et Pfiffner, O.A. (2008). Composite faults in the Swiss Alps formed by the interplay of tectonics, gravitation and postglacial rebound: an integrated field and modelling study. *Swiss J. Geosci.*, 101 : 223-235.

# Les successions d'interactions entre climat, sociétés et paysages dans un contexte de changements : les moyennes montagnes du sud-est de la France à la sortie du Petit Age Glaciaire

Laurent Astrade <sup>1</sup>  
Nicolas Jacob-Rousseau <sup>2</sup>  
Françoise Allignol <sup>1</sup>

<sup>1</sup> Laboratoire EDYTEM  
Université de Savoie/CNRS  
Campus scientifique  
F 73376 Le-Bourget-du-Lac cedex

E-mails:  
laurent.astrade@univ-savoie.fr  
francoise.allignol@univ-savoie.fr

<sup>2</sup> Laboratoire Archéorient  
Université Lyon 2/CNRS  
5 Avenue Pierre Mendès  
F 69676 Bron Cedex

E-mail:  
nc\_jacob@yahoo.com



## Résumé

Les paysages actuels sont très fortement marqués par le couplage, à l'échelle historique, entre les fluctuations du climat et l'emprise des sociétés sur leurs territoires. L'objet de ce travail est l'étude de l'évolution historique de paysages de moyenne montagne dans un contexte de rupture tant climatique (fin du Petit Age Glaciaire) qu'anthropique (déprise rurale, actions de l'Etat contre l'érosion). Deux types de méthodes sont combinés afin de reconstituer précisément les changements hydroclimatiques et hydromorphologiques et l'évolution de l'occupation des sols : l'étude des archives historiques et l'utilisation de bio-indicateurs (dendrochronologie et lichénométrie). Ce travail contribue à la reconstitution des paléodynamiques récentes en se penchant sur la nature et la chronologie des changements fluviaux pendant la deuxième moitié du 19<sup>e</sup> siècle dans les hauts bassins des Alpes du sud et du sud-est du Massif Central (France). Il apporte des précisions nouvelles sur la transition entre le PAG et les conditions actuelles de l'évolution des versants et des lits torrentiels : l'identification d'une succession de phases dynamiques différentes (par exemple le rôle préparatoire de la sécheresse de 1830-1838 dans la crise torrentielle de 1855-1870) et un affinement de la chronologie (commencement très précoce de l'incision des lits). Les résultats mettent en évidence le rôle du climat (petites fluctuations hydroclimatiques), amplifié par une forte anthropisation, dans l'explication des rythmes de l'évolution des paysages et de la stabilisation relative de la fin du 19<sup>e</sup> siècle. Par ailleurs, le synchronisme de part et d'autre de la vallée du Rhône montre que ces évolutions se sont faites à l'échelle régionale.

## 1. Introduction

Les paysages actuels sont très fortement marqués par le couplage, à l'échelle historique, entre les fluctuations du climat et l'emprise des sociétés sur leurs territoires. L'étude de leur évolution est un révélateur de la connexion existant entre la variabilité climatique, la pression anthropique et les réponses environnementales. L'objet de ce travail est l'étude de l'évolution des paysages de moyenne montagne dans un contexte de rupture tant climatique (fin du Petit Age Glaciaire, PAG) qu'anthropique (déprise rurale, actions de l'Etat contre l'érosion). En effet, les phases de rupture, par leurs effets marquants sur les dynamiques hydro-géomorphologiques, sont des époques clés pour la connaissance des relations climat/homme/milieu.

L'objectif est donc de préciser la nature et la chronologie des changements fluviaux pendant la deuxième moitié du 19<sup>e</sup> siècle dans des hauts bassins des Alpes du sud et du sud-est du Massif Central (France). La littérature récente fait état d'un déficit actuel en recharge sédimentaire attribué à des causes multiples : fin du PAG, accalmie des processus torrentiels et des crues, revégétalisation et stabilisation des versants (déprise rurale, actions de reboisement), endiguements et extractions en lit mineur (Bravard et Landon, 2002; Liébault et Piégay; 2002; Liébault, 2005). Une bonne partie des auteurs a fait l'hypothèse que le phénomène d'incision des lits avait été lent et continu entre 1850 et 1950, puis plus rapide dans la période récente (Liébault et Taillefumier, 2000), et qu'une partie significative des changements affec-

tant les lits s'étaient produits pendant les années 1945-1970, en raison du déclin du pâturage et du reboisement spontané des pentes durant cette période. Mais jusqu'à présent peu d'études précises ont porté sur le 19<sup>e</sup> siècle : le début et le rythme de ces processus restent relativement inconnus. Par ailleurs, ce sont essentiellement de grands organismes fluviaux qui ont été étudiés.

Nous nous concentrons sur les hauts bassins car le couplage entre les pentes et les talwegs est fort, ce qui permet de relier les rythmes d'évolution des versants et ceux des processus torrentiels. Les moyennes montagnes du pourtour méditerranéen sont des domaines où la pression humaine sur les milieux montagnards a été la plus forte au 19<sup>e</sup> siècle. A ces grandes échelles temporelle et spatiale, en croisant des archives à haute résolution (documents et indicateurs naturels), il est possible de construire une chronologie fine.

## 2. Secteurs d'étude

Les secteurs étudiés se situent dans les Préalpes de Die/Ht-Buëch (Alpes du Sud) et les Cévennes (sud-est du Massif Central) (Fig. 1). Le premier (250 km<sup>2</sup>, 600 à 2'450 m d'altitude) concerne les bassins du Bez, affluent de la Drôme, et le haut bassin du Grand Buëch, affluent de la Durance. Cette région présente des conditions particulièrement propices aux phénomènes érosifs et au couplage direct entre les versants et les talwegs (relief énergétique, substrat sédimentaire, versants aux pentes fortes, climat sub-méditerranéen). Par ailleurs, la région a connu une intense anthropisation au 19<sup>e</sup> siècle suivie d'une forte déprise rurale depuis la deuxième moitié du 19<sup>e</sup> siècle. Enfin, elle a été la première à mettre en œuvre les politiques nationales de Restauration des Terrains de Montagnes (RTM) de la fin du 19<sup>e</sup> siècle. Le Ht-Diois/Ht-Buëch est ainsi emblématique de la modification radicale des paysages des moyennes montagnes depuis le 19<sup>e</sup> siècle.

Le secteur des Cévennes s'étend aux bassins du Luech, du haut-Tarn, du Chassezac, de la Beaume et du Lignon (1'500 km<sup>2</sup>, 200 à 1'580 m d'altitude). De substrat cristallin ou métamorphique, il présente de longues vallées en gorge. Cette région au climat sub-méditerranéen est exposée à des précipitations violentes qui expliquent la formation de crues importantes. La faiblesse du stockage alluvial en fond de vallée et les relations relativement directes entre les versants et les talwegs permettent l'étude des rythmes de fourniture sédimentaire aux cours d'eau, couplés là-aussi avec l'intense anthropisation au 19<sup>e</sup> siècle et la déprise rurale de la deuxième moitié du 19<sup>e</sup> siècle.

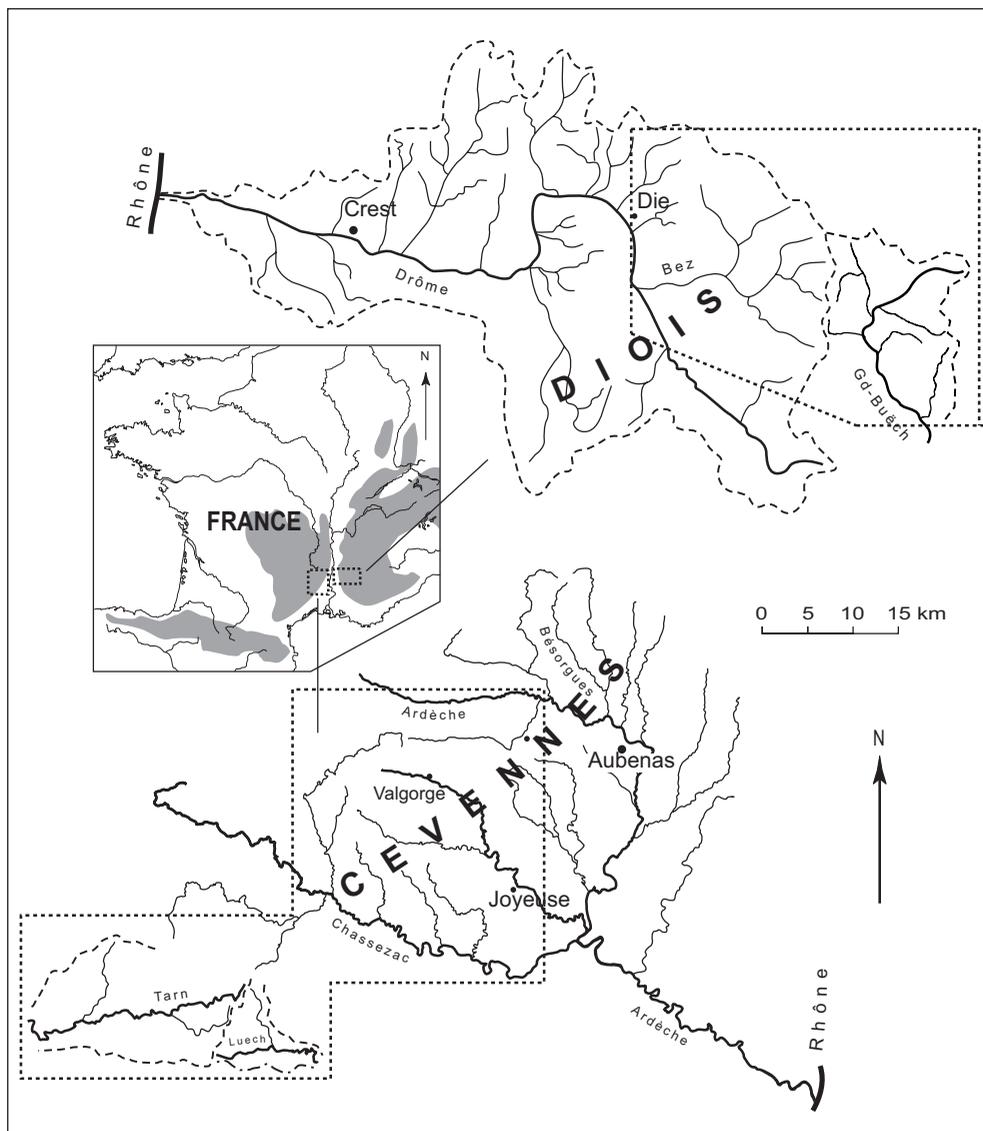


Fig. 1 : Localisation des secteurs étudiés dans les Préalpes de Die/Ht-Buëch (Alpes du Sud) et les Cévennes (sud-est du Massif Central), France.

### 3. Méthodes

Deux types de méthodes sont combinés afin de reconstituer précisément l'évolution de l'occupation des sols et les changements hydroclimatiques et hydromorphologiques.

Les documents d'archives sont des sources de données très utiles pour reconstituer l'évolution des paysages. Leur utilisation est classique. Dans notre cas, l'ampleur des phénomènes et des travaux réalisés dans les hautes vallées du Diois et des

Cévennes au 19<sup>e</sup> siècle a été à l'origine de la production de documents nombreux et riches.

La fin du PAG s'est traduite par une stabilisation des versants, un déstockage sédimentaire et une incision des lits torrentiels favorisant la colonisation végétale des basses terrasses. La datation des paléformes torrentielles (terrasses, Fig. 2a) par l'étude dendrochronologique des arbres recolonisant ces milieux permet de reconstituer avec une bonne précision les étapes de la métamorphose fluviale (Heikkinen, 1994; Astrade et Bégin, 2003). La datation des pins (*Pinus sylvestris* L.) vivants permet de déterminer un âge minimal à ces paléformes, et donc de dater le début de la stabilisation des bassins. Les arbres échantillonnés ont été carottés à l'aide d'une sonde de Pressler et les cernes comptés sous une loupe binoculaire. Les âges des arbres sont obtenus après correction de l'*effet tarière* (les prélèvements ne peuvent pas être effectués au niveau du collet de l'arbre) par la relation âge/hauteur évaluée en mesurant les taux de croissance de pins sur le secteur. L'âge retenu est celui de l'arbre le plus vieux (d'une distribution continue et homogène de la population des âges) obtenu sur le site. Pour déterminer la date de mise en place de la terrasse, une décennie a été ajoutée à cet âge pour tenir compte de l'écèse (délai entre la stabilisation du dépôt et la germination de l'arbre, calibré sur des terrasses récentes du Buëch observées sur les photographies aériennes).



Fig. 2 (a) : Terrasse du torrent du Bez (Ht-Diois).



Fig. 2 (b) : Terrasse du Lignon (Cévennes).

Dans les vallées cévenoles, la lichénométrie s'est révélée la plus adaptée. Utilisée initialement dans des études périglaciaires, quelques auteurs ont employé cette méthode avec succès en géomorphologie fluviale (Macklin *et al.*, 1992; Gob *et al.*, 2003). On considère que l'âge des plus grands lichens indique l'époque où a pris fin le remaniement d'une formation détritique (cônes de déjection, bancs alluviaux, Fig. 2b) car l'abrasion qui intervient au cours du transport détruit les thalles des lichens. Nous avons utilisé le *Rhizocarpon geographicum* pour lequel la courbe lichénométrique a été établie à partir de relevés faits localement sur des supports datés (Jacob *et al.*, 2002).

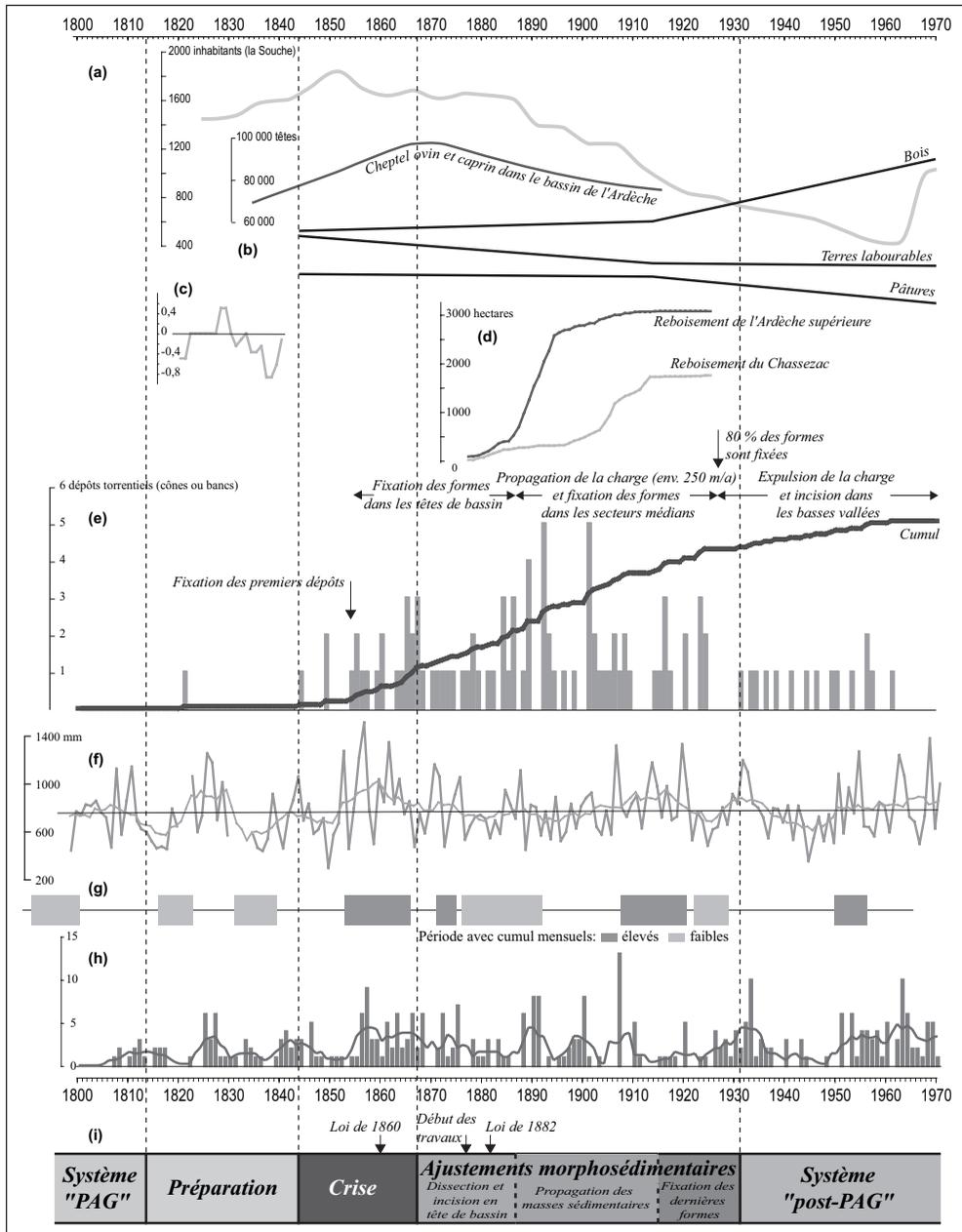


Fig. 3 : Contexte anthropique, évolutions morphosédimentaires, contexte climatique et synthèse chronologique de la dynamique de l'évolution des paysages dans les Cévennes : (a) Démographie, (b) Utilisation du sol (secteur d'étude), (c) Récoltes de fourrage entre 1820 et 1840 en Ardèche, (d) Grandes étapes de la RTM (secteur d'étude), (e) Formation des cônes et épandages caillouteux (secteur d'étude), (f) Précipitations annuelles (station de Montpellier), (g) Précipitations de septembre-octobre (station de Montpellier), (h) Événements torrentiels (secteur d'étude), (i) Synthèse

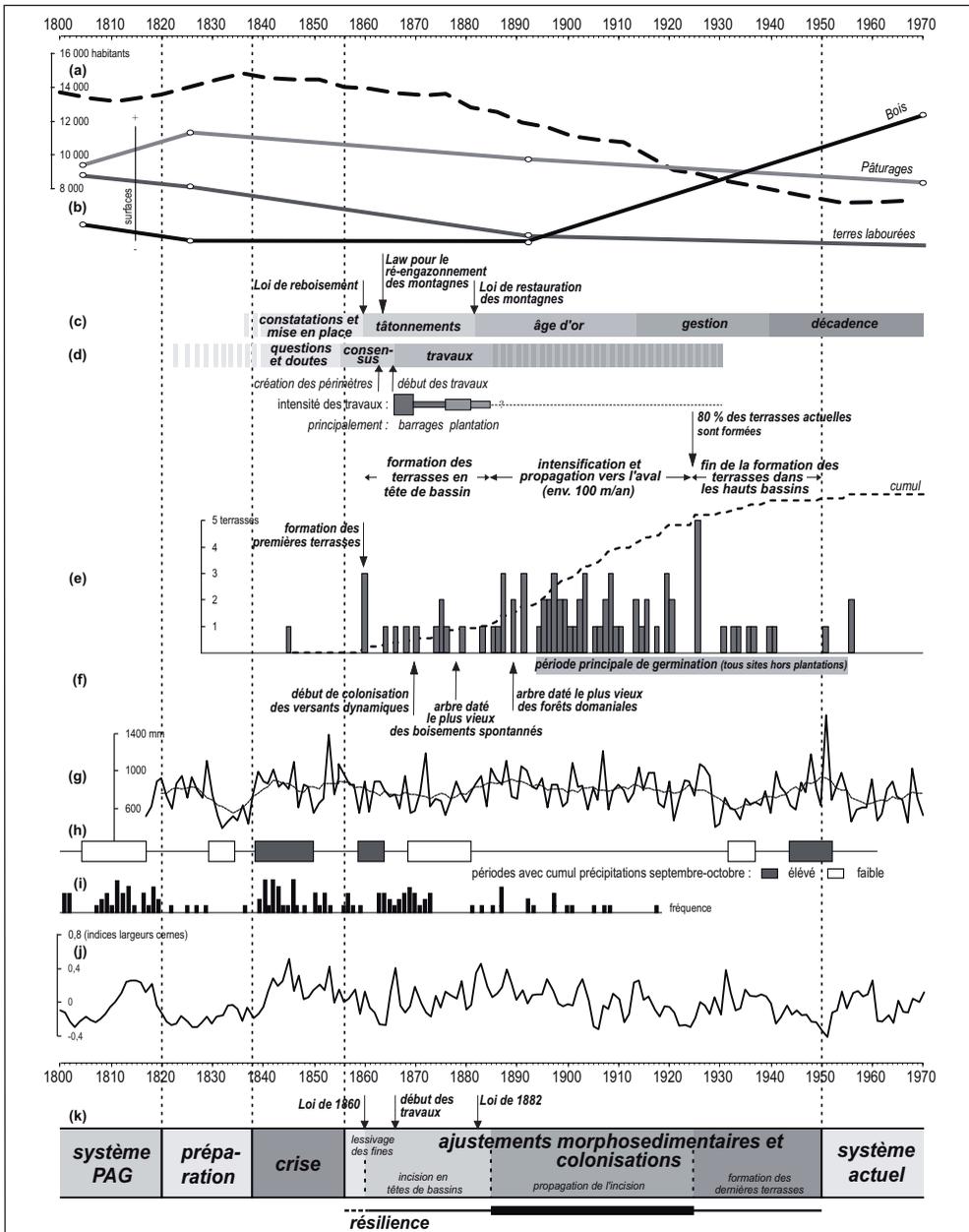


Fig. 4 : Contexte anthropique, évolutions morphosédimentaires, contexte climatique et synthèse chronologique de la dynamique de l'évolution des paysages dans le Ht-Diois/Ht-Buëch : (a) Démographie (secteur d'étude), (b) Utilisation du sol (bassin des Combes), (c) Grandes étapes de la RTM (national), (d) Travaux RTM (secteur d'étude), (e) Formation des terrasses (secteur d'étude), (f) Végétalisation des versants (secteur d'étude), (g) Précipitations annuelles (station d'Orange), (h) Précipitations de septembre-octobre (stations d'Orange et de Marseille), (i) Événements torrentiels (secteur d'étude), (j) Série moyenne des largeurs de cerne de *Abies alba* (Bois noir, secteur d'étude), (k) Synthèse (secteur d'étude).

## 4. Résultats

### 4.1. Contexte anthropique

L'exode rural et la politique de reboisement volontaire des versants sont les deux variables fondamentales qui ont transformé les conditions du peuplement, de l'économie rurale et des paysages des Alpes du sud.

Dans les Cévennes (Fig. 3a), les maximums démographiques sont atteints au début du 19<sup>e</sup> siècle et la décroissance s'amorce après 1855, sous l'effet de plusieurs crises agricoles (pébrine, phylloxéra, maladie du châtaignier). Dans le Diois (Fig. 4a), la période 1836-1876 est déterminante dans le changement des conditions de pression anthropique, avec le déclenchement et l'intensification de l'exode rural. En somme, la très forte pression démographique et ses corollaires (pâturage, défrichement) n'aura duré que le temps de deux ou trois générations.

La figure 4c reprend la chronologie générale de la RTM (Bravard, 2002), avec les dates clés de 1860 (*Loi de boisement*), 1864 (*Loi pour le ré-engazonnement des montagnes*) et 1882 (*Loi de restauration et de conservation des terrains de montagne*). La figure 4d est une synthèse des inventaires tirés des archives sur le secteur du Ht-Diois/Ht-Buëch. Les *périmètres* de reboisement sont créés en 1863. Les interventions sont d'abord concentrées sur le traitement des ravines par l'édification de barrages, puis, de la fin des années 1870 au début des années 1880, les clayonnages et les plantations conjointes de feuillus et conifères sont privilégiés (plants de résineux d'un an issus de pépinières, et surtout semis, avec préparation du terrain); 12% de la surface des périmètres auraient été traités en 1866, 37% en 1885 (soit seulement 6% du territoire étudié). Dans les Cévennes, le rythme est le même que dans les Alpes (Fig 3d). Dès 1860, l'administration forestière définit les secteurs de reboisement, mais la première phase n'a pas sensiblement modifié la structure des paysages ardéchois. Les projets reprennent dans les années 1885-1890; comme dans les Alpes, le coût élevé des travaux et la résistance des populations ont poussé à réduire la superficie des périmètres. Les dégâts des crues de 1890 et 1891 relancent la nécessité de reboiser; les travaux se poursuivent jusque dans les années 1920-1925. A la fin de cette période, les plantations ne couvrent pas la totalité des périmètres domaniaux constitués (les surfaces replantées ne représentent que 2,5 % du bassin de l'Ar-dèche).

La figure 4b reprend graphiquement les résultats d'un travail de reconstitution des formes d'occupation du sol réalisé sur le bassin versant des Combes (Ht-Diois). La situation au début du 19<sup>e</sup> siècle représente l'apogée de la déforestation, puis deux tendances se dégagent : la disparition progressive des terres labourées et le développement des forêts. Une étude diachronique du bassin versant du Lignon (Cévennes) montre que l'action de la RTM dans ce bassin est assez tardive et que les périmètres de restauration ont englobé les secteurs qui étaient déjà forestiers; en somme, il s'est agi davantage d'une mise en défens que d'un véritable reboisement des versants.

## 4.2. Evolutions morphosédimentaires

L'étude des végétaux, marqueurs de l'incision des lits et de la rétraction des bandes actives, a été réalisée dans 20 torrents de tête de bassin dans le Ht-Diois/Ht Buëch et dans 7 vallées des Cévennes, ce qui représente 690 arbres échantillonnés et plus d'un millier de thalles de lichens mesurés.

Dans les Cévennes, la datation lichénométrique des 70 épandages caillouteux montre que leur édification s'échelonne entre les années 1840 et les crues les plus récentes (Fig. 3e et 5), mais que 80% des formes ont été construites ou stabilisées entre 1855 et 1925. L'absence quasi-totale de formes antérieures à 1840 laisse penser que les phénomènes détritiques de la deuxième moitié du 19<sup>e</sup> siècle ont fossilisé ou remanié tous les dépôts plus anciens. Du point de vue spatial, on observe un décalage marqué entre l'amont (fin du remaniement des formes entre 1855-1870) et l'aval (peu de terrasses stabilisées avant 1910).

Les dates de formation des 78 terrasses échantillonnées dans les torrents du Ht-Diois/Ht Buëch s'échelonnent entre 1860 et 1955 (Fig. 4e et 6) avec différentes phases : 1860-1885, qui correspond à la formation des premières terrasses, 1885-1925, où les formations s'intensifient (80% des terrasses sont formées à cette date), 1925-1955 où la formation des terrasses se poursuit et s'achève pour les hauts bassins. Ces résultats doivent être toutefois interprétés selon les types de sites (terrasses exploitées pour l'agriculture, celles soumises à des dynamiques de versant qui réalignent sporadiquement les lits en sédiments, tronçons étroits et raides qui accentuent l'effet du déstockage). Mais globalement, on observe une augmentation nette des dates de l'amont vers l'aval des bassins.

## 4.3. Contexte climatique

Les chroniques déjà reconstituées, les données hydrométéorologiques anciennes des Alpes et de la vallée du Rhône (Garnier, 1974; Auer et al., 2007), et les informations collectées dans les archives permettent d'éclairer les connexions entre le climat et les dynamiques détritiques (Fig. 3f et 4g).

On observe durant le 19<sup>e</sup> siècle des périodes de faible pluviométrie annuelle : 1810 à 1820, autour de 1880 et surtout, de façon bien marquée et généralisée, entre 1830 et 1838. A l'opposé, des périodes de plus forte pluviométrie se manifestent entre la fin des années 1830 et la première moitié de la décennie 1840, puis autour de 1860 et avant 1890. Un travail sur les écarts à la tendance met en évidence les décennies 1810 et 1830. On observe donc une séquence intéressante dans une période clé pour notre travail, avec une sécheresse dans la décennie 1830 suivie de fortes précipitations annuelles dans la décennie suivante. La distinction des mois de septembre et octobre (déterminants pour l'activité torrentielle dans notre secteur) confirme la séquence période sèche/période arrosée de 1830-1850.

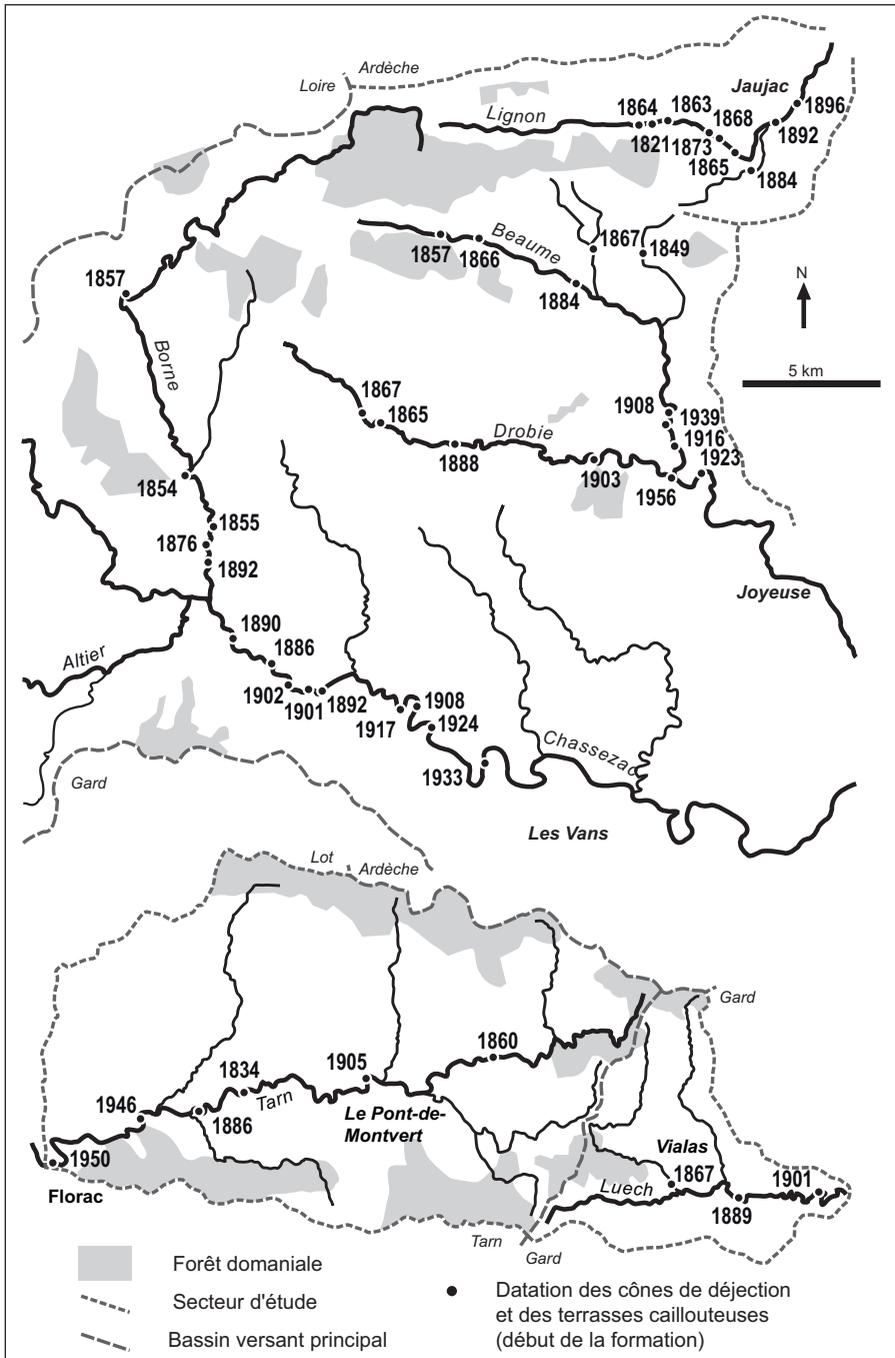


Fig. 5 : Dates de fixation des formes détritiques dans les Cévennes, déterminées par la lichénométrie.

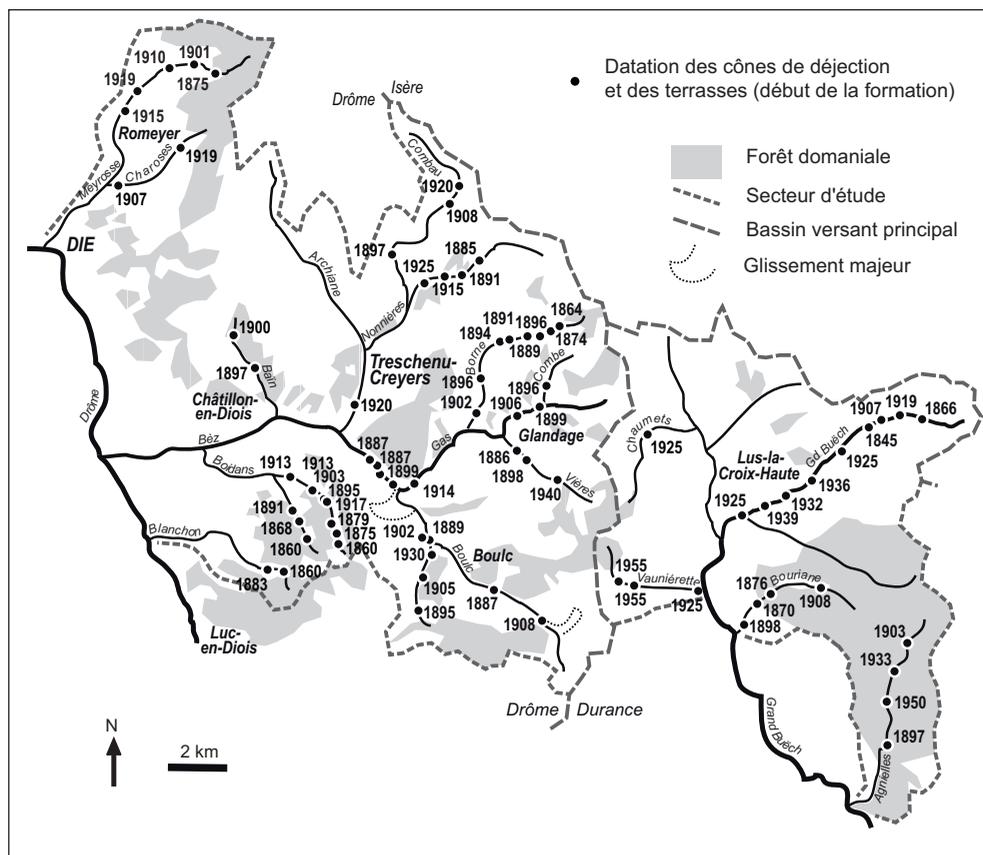


Fig. 6 : Dates de début de formation des terrasses et de la végétalisation des versants dans le Ht-Diois/Ht-Buëch.

L'intensité des précipitations est obtenue par la connaissance des événements hydrologiques majeurs, grâce aux mentions relatives aux crues ou aux orages dans les archives documentaires. On retrouve dans ces chroniques (Fig. 3h et 4i) : le début du 19<sup>e</sup> siècle caractérisé par des crues fréquentes, particulièrement entre 1805 et 1811; la période d'accalmie de 1820 à 1839; la période de 1840 au début des années 1870, avec quelques événements majeurs; la deuxième accalmie de la fin du 19<sup>e</sup> siècle.

Les séries chronologiques de largeurs de cernes obtenues sur de vieux arbres peuvent également servir de marqueurs climatiques. De celle tirée de très vieux sapins (*Abies alba*) trouvés dans des forêts reliques (Boulc) (Fig. 4j) ressortent très nettement les longues phases de production de cernes étroits à la fin du 18<sup>e</sup> siècle et de 1820 à 1840, confirmant localement les sécheresses perçues précédemment à l'échelle régionale. En Haute Ardèche, ce sont les statistiques agricoles qui nous renseignent (Fig. 3c) : au cours de ces deux décennies, les récoltes de fourrage sont caractérisées par une médiocrité assez constante. Cette situation a sans doute contribué à fragiliser l'économie rurale et encouragé des pratiques pastorales plus extensives encore.

## 5. Discussion

### 5.1. Compilation chronologique

La compilation de l'ensemble des données permet d'identifier et de dater des phases dans la dynamique et l'évolution des paysages aux 19<sup>e</sup> et 20<sup>e</sup> siècles :

- avant 1820 : des périodes humides et des périodes sèches se succèdent par cycles de 10-15 ans. La densité de la population est élevée dans les montagnes, la pression par l'occupation et l'utilisation du sol est forte. Pendant cette période, les agriculteurs étendent les zones de pâturage par des coupes ou par le feu. Le Plan de masse de 1805 et le Cadastre napoléonien de 1826 montrent que les boisements couvrent 5% du bassin versant des Combes en 1805 et moins de 2% en 1826 (Thévenet et al., 2003). Dans les Cévennes, grâce à l'importante extension des plantations de châtaigniers, les processus d'érosion restent limités aux basses pentes. Mais les pratiques de déboisement affectent aussi les pentes supérieures que de grands troupeaux traversent en été ;
- 1820-1838 (et surtout la décennie 1830) : une période de sécheresse marquée, avec des précipitations totales faibles, sans crue, et des conditions de croissance difficiles pour la végétation. La pression humaine est maximale, avec une croissance démographique encore soutenue, et renforcée par la sécheresse qui entraîne la remontée des activités jusqu'à de très hautes altitudes. En raison de l'absence d'apport de sédiments depuis les versants, les lits des torrents s'ajustent en diminuant leur largeur et en s'incisant. A cette époque, les routes sont à proximité des rives et les ponts élevés sur des lits très abaissés. L'extension de champs cultivés et de surfaces pâturées a probablement augmenté le potentiel érosif, mais cette majoration aura des effets plus tard, avec l'augmentation de l'intensité et de la fréquence des averses ;
- 1838-1856 : une augmentation importante des précipitations, de forte intensité, en particulier en été/automne. La crue de l'été 1856 dans le Diois et la crue de 1857 dans les Cévennes représentent un tournant et le début d'une période de crues plus fréquentes et plus fortes. Au fil des précipitations, les pentes fragilisées par la sécheresse sont ravinées, et les dépôts de bas de versant réactivés; au fil des crues, la charge sédimentaire transite dans les torrents, les vallées se comblent et les lits s'exhaussent. La situation est catastrophique pour les populations qui souffrent de la perte des terres, de l'inondation des vallées, et aussi de l'enclavement économique. C'est la prise de conscience, l'amorce de la réflexion par les pouvoirs publics sur le mode de gestion des versants ;
- 1856-1860 : la crise morphosédimentaire se termine. Le contexte climatique change, les précipitations sont moins intenses, les crues sont toujours fréquentes mais leur charge diminue : ce sont des crues claires, qui vont lessiver les fines des dépôts qui se sont accumulés dans les lits. Ce lessivage se termine rapidement à l'amont, l'incision lui succède et les premières terrasses commencent à se former en tête de bassin. Du côté des pouvoirs publics le consensus s'installe : ce sera le traitement des versants et la reconstitution des forêts ;

- 1860-1885 : la reconquête végétale commence dans les lits, sur les terrasses, mais aussi sur les versants. La Loi de 1860 conduit à la délimitation des périmètres de protection en 1863, puis au début des travaux en 1865, relativement intenses pendant 5 ans, mais concentrés d'abord sur les barrages dans les ravines et sur l'engazonnement. Suit une période moins active par le nombre de travaux (tâtonnements et conflits), puis une reprise des travaux à partir de 1875 et une mise en route de façon sérieuse des boisements à partir de 1880 selon les documents, à partir de la fin des années 1880 selon les datations réalisées dans les forêts domaniales. C'est aussi à partir de 1875 que les courbes démographiques plongent, confirmant l'exode des populations ;
- 1885-1925 : le déstockage et l'incision se propagent vers l'aval (la charge de fond arrive jusque dans les plaines), à une vitesse de 60 à 150 m/an, jusqu'à 330 m/an sur quelques tronçons (Astrade et al., 2007); c'est la phase principale de formation des terrasses (80% des terrasses sont formées). Ce phénomène correspond à la diminution progressive de la charge sédimentaire dans les chenaux due à l'épuisement des apports ;
- 1925-1950 : les dernières terrasses se forment, et ces années voient une deuxième phase de colonisation végétale des versants ;
- après 1950 : la phytostabilisation est encore active, ainsi que l'incision par déstockage des fonds des lits. Plus aucune nouvelle terrasse ne se forme après 1955 dans les hauts bassins. Le paysage se stabilise et se rapproche de celui d'aujourd'hui. Désormais, c'est dans les basses vallées que les formes fluviales évoluent le plus.

## 5.2. Synthèse

La détermination chronologique et spatiale des changements qui ont marqué les versants et les lits torrentiels permet de cerner les phases de l'activité des bassins versants à la fin du PAG. On peut proposer ainsi un modèle de l'évolution des paysages dans les hauts bassins des moyennes montagnes du sud-est de la France (Fig. 3i et 4k) :

- un système PAG avant 1820, encore mal connu par les méthodes que nous employons ;
- une phase clé (1815-1845/1820-1838) de *préparation* : 15-25 années de sécheresse et de fragilisation des versants (climatiques et anthropiques), préparatoires aux catastrophes morphosédimentaires qui ont suivi ;
- une *crise morphosédimentaire* violente (1845-1865/1838-1856) : 10-20 ans de précipitations, de laves torrentielles, de crues d'aggradation; le couplage versants/lits est à son maximum. Elle va entraîner la prise de conscience des populations et des pouvoirs publics sur les impacts de leurs activités et sur la nécessité d'intervenir ;
- la *résilience* (1865-1930/1860-1950) : les crues claires lessivent les fines des dépôts, en quelques années à peine en tête de bassin, et l'incision se met en place (dès 1860) et se propage de l'amont vers l'aval à une vitesse de 60 à 150 m/an. L'enfoncement n'attend pas les interventions qui commencent en 1865 (barrages et engazonnements) et évoluent par paliers en 1875 puis 1880 (boisements); la dominante climatique paraît ainsi détermi-

nante. La reconquête végétale des versants et des fonds de vallée est active, la perte du couplage entre les versants et les lits est en route. En résumé, il faut presque un siècle (avec plus particulièrement les 40 années entre 1885-1925) d'ajustement après la crise pour passer d'un système à un autre. Si le poids du climat est prépondérant pour le déclenchement de cette phase, son impact sur l'évolution du paysage a très probablement été renforcé par les interventions de la RTM sur les versants et dans les torrents, elles-mêmes rendues plus efficaces par le fait qu'elles ont été réalisées dans un contexte d'amélioration climatique. Cette concomitance a par ailleurs possiblement rendu le temps de résilience plus court que s'il avait eu lieu en dehors de toute influence anthropique ;

- le *système post-PAG*, depuis 1950-1960, avec une incision qui se poursuit par déstockage, un paysage phytostabilisé mais marqué par les empreintes morphosédimentaires de la sortie du PAG.

## 6. Conclusion

Ce travail, par le croisement d'archives de natures différentes, permet de préciser davantage la nature du changement climatique de la fin du PAG et participe à la reconstitution des paléodynamiques récentes. Il apporte des précisions nouvelles sur le rythme (par phases), la dynamique (rôle préparatoire à la crise de la sécheresse de 1830-1838), et la chronologie (commencement très précoce de l'incision des lits) de la transition entre le PAG et les conditions dans lesquelles se développent les versants et les lits dans les dernières décennies. La contradiction entre les premiers travaux et ces résultats n'est qu'apparente : l'incision débute en effet dans les basses vallées avec un retard correspondant au temps nécessaire à l'évacuation de la charge de fond. En somme, les changements constatés par la plupart des auteurs sont au moins autant imputables au franchissement des seuils dynamiques dans les années 1860-1870 qu'aux effets de la déprise rurale qui a suivi la fin de la seconde guerre mondiale.

Les résultats permettent ensuite de mettre en avant le rôle du climat (petites fluctuations hydroclimatiques), amplifié par le contexte anthropique, dans l'explication des rythmes de l'évolution des paysages et de la stabilisation relative de la fin du 19<sup>e</sup> siècle. A la charnière des 19<sup>e</sup> et 20<sup>e</sup> siècles, lorsque l'exode rural et la politique de reboisement volontaire de la montagne ont transformé les conditions du peuplement, de l'économie rurale et des paysages des Alpes ou des Cévennes, le climat a été un facteur déterminant, intervenant avant les reboisements entamés à la fin du 19<sup>e</sup> siècle; l'enfoncement des lits fluviaux n'attend pas les interventions en raison d'une dominante climatique. Mais ils conduisent également à nuancer l'influence du forçage hydrologique (diminution en fréquence des crues), dans la mesure où il existe une différenciation chronologique très nette de la colonisation végétale sur le gradient amont-aval. Par ailleurs, ce travail montre, avec le synchronisme des évolutions de part et d'autre de la vallée du Rhône, que ces tendances couvrent une échelle régionale.

## Bibliographie

- Astrade, L. et Bégin, Y. (2003). Utilisation de la dendrochronologie comme outil de diagnostic et d'évaluation du fonctionnement des hydrosystèmes. In H. Piégay, G. Pautou et C. Ruffinoni (Eds): *Les forêts riveraines des cours d'eau, écologie, fonctions et gestion* (pp. 204-216), Ed. Institut pour le Développement Forestier.
- Astrade, L., Jacob-Rousseau, N. et Landon, N. (2007). Évaluation de la vitesse de progression de la charge de fond par l'étude de marqueurs végétaux et par le suivi topographique. In *Transports solides et gestion des sédiments en milieux naturels et urbains* (pp. 135-138). Société Hydrotechnique de France, Lyon, 28-29 novembre 2007.
- Auer, I., Böhm, R., Jurkovic, A., Lipa, W., Orlik, A., Potzmann, R., Schöner, W., Ungersböck, M., Matulla, C., Briffa, K., Jones, P., Efthymiadis, D., Brunetti, M., Nanni, T., Maugeri, M., Mercalli, L., Mestre, O., Moisselin, J.-M., Begert, M., Müller-Westermeier, G., Kveton, V., Bochnicek, O., Stastny, P., Lapin, M., Szalai, S., Szentimrey, T., Cegnar, T., Dolinar, M., Gajic-Capka, M., Zaninovic, K., Majstorovic, Z. et Nieplova, E. (2007). HISTALP - historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. *International Journal of Climatology*, 27(1) : 17-46.
- Bravard, J.-P. (2002). Le « traitement » des versants dans le département de la Drôme. Des inondations de 1840 à la loi du 27 juillet 1860. *Annales des Ponts & Chaussées*, 103 : 105-110.
- Bravard, J.-P. et Landon, N. (2002). Les ajustements d'un torrent du Diois (Alpes du Sud). Essai de micro-histoire géomorphologique. In M. Hotyat et P. Arnould (Eds) : *Eau et environnement en Tunisie et en milieu méditerranéen* (pp. 91-100), Hammamet 14-15 novembre 1998, Paris-Sorbonne/ENS-LSH.
- Garnier, M. (1974). *Longues séries de mesures de précipitations en France, Zone 3*. Mémorial de la Météorologie Nationale, Division de la climatologie.
- Gob, F., Jacob, N., Bravard, J.-P. et Petit, F. (2007). The value of lichenometry and historical archives in assessing the incision of submediterranean rivers from the Little Ice Age in the Ardèche and upper Loire (France). *Geomorphology*, 94(1-2) : 170-183.
- Heikkinen, O. (1994). Using dendrochronology for the dating of land surfaces. In C. Beck (Ed): *Dating in Exposed and Surface Contexts* (pp. 213-235), Albuquerque, University of New Mexico Press.
- Jacob, N., Gob, F., Petit, F. et Bravard, J.-P. (2002). Croissance du lichen *Rhizocarpon geographicum* sur les bordures montagneuses du NO de la Méditerranée (Cévennes, Corse et Pyrénées orientales) : observations en vue d'une application à l'étude des lits rocheux et caillouteux. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4 : 283-296.
- Liébault, F. (2005). Morphological response of an alpine torrent to watershed reforestation (The Sure Torrent, Southern French Prealps). *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 39 : 50-69.
- Liébault, F. et Taillefumier, F. (2000). Influence des changements d'occupation du sol sur l'activité torrentielle : le cas des bassins de la Drôme, de l'Eygues et du Roubion. *Géocarrefour*, 75 : 327-336.
- Liébault, F. et Piégay, H. (2002). Causes of 20<sup>th</sup> century channel narrowing in mountain and piedmont rivers and streams of Southeastern France. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27 : 425-444.

- Macklin, M.G., Rumsby, B.T. et Heap T. (1992). Flood alluviation and entrenchment: Holocene valley-floor development and transformation in the British uplands. *Geological Society of American Bulletin*, 104 : 631-643.
- Thévenet, G., Astrade, L. et Bravard, J.-P. (2003). La métamorphose des lits torrentiels à la fin du 20<sup>e</sup> siècle : un effet du changement climatique ou du reboisement ? (bassin du haut-Bèze). *Collection Edytem*, 1 : 115-122.

## Documents d'archives

- 7M13PM1, 7M17PM1, 7M7PM1 à 6, 7M5PM1. *Boisements*, Archives départementales de la Drôme.
- 7M5PM1. *Instructions relatives à l'exécution de la loi du 28 juillet 1860 sur le reboisement des montagnes*, Direction Générale des Forêts (17 août 1860), Archives départementales de la Drôme.
- 7M5PM1. *Situation des travaux de reboisement*, Rapport du 12 juillet 1869, Archives départementales de la Drôme.
- 7M5PM1. *Instructions sur le semis et la plantation en grand d'arbres résineux forestiers, propres à utiliser les terrains incultes et les escarpements du département de la Drôme* (date non précisée, avant 1877), Archives départementales de la Drôme.
- 7M1377. *Réglementation, Haute vallée du Lignon* (1858-1937), Archives départementales de l'Ardèche.
- 7M1609. *Périmètre de l'Ardèche supérieure, ensemble du périmètre* (1876-1898), Archives départementales de l'Ardèche.
- 7M2054. *Restauration des terrains en montagne, Ensemble des périmètres; reboisement* (1883-1910), Archives départementales de l'Ardèche.
- 7M2055. *Restauration des terrains en montagne, Réglementation, état des périmètres* (1886-1958), Archives départementales de l'Ardèche.

# Cartographie sectorielle et dynamique de la plaine alluviale du Rhône suisse (Tourtemagne-Sierre) depuis la fin du Petit Age Glaciaire

Laetitia Laigre <sup>1</sup>  
Gilles Arnaud-Fassetta <sup>2</sup>  
Emmanuel Reynard <sup>1</sup>

<sup>1</sup> Institut de géographie  
Université de Lausanne  
Anthropole  
CH - 1015 Lausanne

E-mails:  
laetitia.laigre@unil.ch  
emmanuel.reynard@unil.ch

<sup>2</sup> Université Paris-Est-Créteil-Val-de-Marne  
(Paris 12)  
CNRS UMR 8591 LGP Meudon  
F-94010 Créteil

E-mail:  
gilles.arnaud-fassetta@u-pec.fr



## Résumé

Comme la plupart des cours d'eau européens, le Rhône suisse a connu d'importants changements morphologiques depuis la fin du Petit Age Glaciaire (1350-1850). La cartographie paléoenvironnementale réalisée par l'équipe de Jean-Paul Bravard en 2007 sur le Rhône français (Bravard et al., 2007; 2008) a été adaptée au Rhône alpestre. La comparaison de cartes du secteur de Tourtemagne à Sierre, levées entre 1835 et 2001, a permis de déterminer les tronçons ayant subi une métamorphose fluviale, c'est-à-dire une modification morphologique durable du chenal et du style fluvial. Deux facteurs de contrôle majeurs ont été mis en avant : le facteur naturel, matérialisé par la modification des apports sédimentaires, et, surtout, le facteur anthropique. Les politiques de correction du fleuve engagées suite aux crues survenues entre 1835 et 1860 ont abouti à la disparition des zones de méandrage et modifié la morphologie des bandes actives de tressage. La réduction des vastes surfaces marécageuses qui caractérisaient certains secteurs de la plaine jusqu'en 1860 a favorisé l'expansion de l'habitat à proximité voire à l'intérieur des paléochenaux du Rhône. Au-delà donc des connaissances générales qu'elle apporte, cette cartographie dynamique du Rhône et des environnements fluviaux est un outil important d'aide à la réflexion sur l'utilisation de l'espace et la gestion des événements hydrologiques majeurs en Valais.

## 1. Introduction

La nature capricieuse du Rhône suisse, au régime nivo-glaciaire, a rythmé la vie des Valaisans de l'Antiquité au XX<sup>e</sup> siècle (Reclus, 1877; De Torrenté, 1964; Bender, 1996). La succession d'événements hydroclimatiques majeurs ayant entraîné des crues et débordements a modifié la morphologie du chenal, et, plus largement, de la plaine alluviale. Celle-ci a gardé les traces de paléo-formes fluviales qui ont été déconnectées du chenal actuel par métamorphose (Bravard, 2000).

Si l'histoire de la déglaciation et du détritisme dans certains des sous-bassins versants connexes de la vallée du Rhône est relativement bien connue depuis la fin du Tardiglaciaire (Schoeneich et al., 1998), la dynamique hydrosédimentaire de la vallée elle-même l'est en revanche beaucoup moins (Reynard et al., 2009). Les connaissances disponibles se résument aux cinquante dernières années et sont essentiellement liées à la dynamique actuelle du lit endigué (Canton du Valais, 2008). Pourtant, la connaissance de la dynamique fluviale passée est un élément indispensable à la compréhension de l'évolution récente mais aussi, et surtout, pour l'anticipation et la prévision de la dynamique fluviale future.

Cet article, qui découle d'un mémoire de Master 2 (Laigre, 2009) caractérise 1) la dynamique morpho-hydrosédimentaire du Rhône depuis la fin du Petit Age Glaciaire (vers 1860), et 2) met en avant les facteurs de contrôle des métamorphoses déduites de l'analyse cartographique à haute résolution (1/25 000<sup>e</sup>) du secteur situé entre Tourtemagne et Sierre. Les résultats d'autres secteurs de la plaine ont été publiés ailleurs (Laigre et al., 2009; Reynard et al., 2009). Une cartographie paléoenvironnementale du Rhône alpestre a été réalisée depuis 1840 en utilisant la légende déve-

loppée par Jean-Paul Bravard sur le Rhône français (Bravard et al., 2008). L'intérêt des résultats obtenus est de contribuer à une meilleure compréhension et à la gestion des zones inondables en cas de crue.

## 1.1 Le site d'étude

Le secteur étudié est situé dans le Canton du Valais (Fig. 1). Dans cette partie de la vallée, le Rhône s'écoule dans une plaine alluviale assez large (entre 900 m et 1 km), à pente forte (0,0038 m/m de moyenne). Elle est dominée par des versants abrupts constitués au nord des nappes de charriage calcaires et marneuses du Massif de l'Aar externe (domaine Helvétique) et au sud des nappes de quartzites, calcaires et dolomies de la Nappe des Pontis (domaine Pennique). Avec la plaine de Gletsch, c'est aujourd'hui le seul secteur où l'évolution du Rhône est semi-naturelle et où il présente un lit en tresses. Ce secteur figure d'ailleurs dans l'inventaire fédéral des zones alluviales d'importance nationale, comme étant l'un des derniers secteurs de Suisse à tressage actifs de grande extension. En rive gauche se trouve le vaste cône de l'Illgraben, formé par le torrent de l'Illbach, et qui contraint l'écoulement du Rhône en rive droite. Des laves torrentielles se produisent régulièrement dans le chenal de ce torrent et alimentent le Rhône en charge solide par sa rive gauche (Stoffel et al., 2008; Schlunegger et al., 2009). La largeur de la bande active varie entre 100 et 200 m. Celle-ci est marquée par la présence de bancs, dont la géographie varie saisonnièrement en fonction de la fréquence, de l'intensité des laves torrentielles provenant de l'Illbach (qui augmentent localement la taille des galets dans le lit du Rhône ( $D_{90} = 1,07$  m; Montané et al., 2009) et des extractions de granulats effectuées dans le lit du Rhône. Deux autres affluents majeurs de rive droite viennent se jeter dans le Rhône : la Dala et la Raspille.

Par ailleurs, des dépôts apparaissent sous forme de collines à l'aval du cône de l'Illgraben. Ils sont la résultante d'un éboulement majeur d'environ 2 km<sup>3</sup>, dont la niche d'arrachement serait située en rive droite du Rhône (Burri, 1997). Cet éboulement a entraîné la formation d'un « seuil » principal au niveau du lit du Rhône, qui a ensuite été amplifié lors de la mise en place du cône de déjection de l'Illgraben.

La cartographie des chenaux a mis en évidence des modifications morphologiques majeures dans ce secteur entre 1840 et 1999.

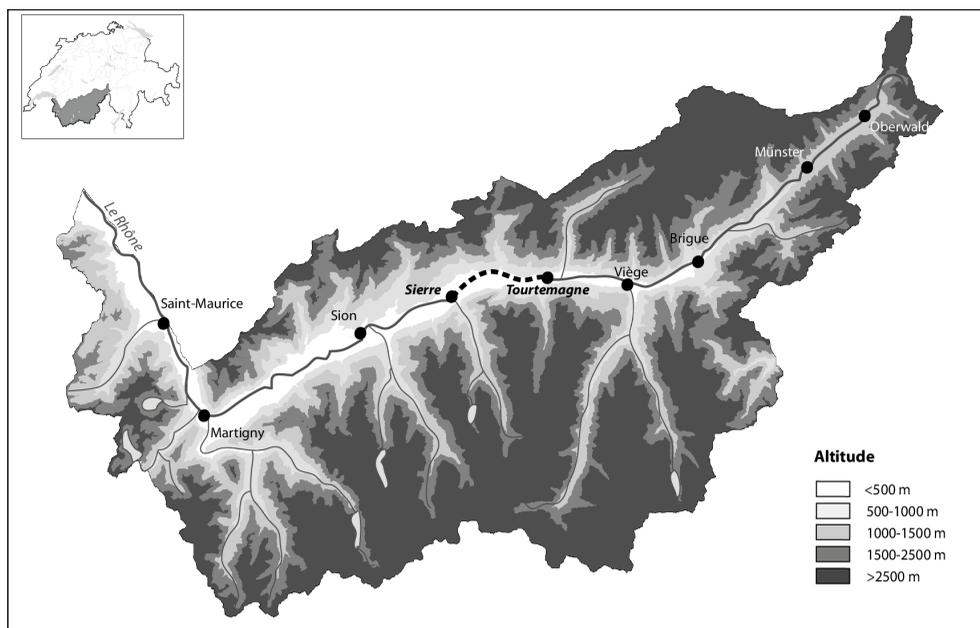


Fig. 1 : Localisation du site d'étude.

## 2. Méthodologie

### 2.1. L'analyse diachronique

La cartographie paléoenvironnementale a été effectuée à partir de documents cartographiques, des cartes Dufour aux cartes nationales actuelles (Fig. 2), qui ont permis de suivre finement (pas-de-temps pluri-annuel) l'évolution du style fluvial (pour une description des caractéristiques de ces cartes, voir Lechevallier, 2005; Stäubli et al., 2008). Six dates d'édition de cartes à intervalle de temps relativement régulier (20 à 50 ans) ont été comparées : 1841, 1860, 1886, 1933, 1946, 1999 (Tab. 1). Celles-ci correspondent aux dates-clés de l'application des mesures de correction du Rhône engagées à partir de 1860. La carte de 1860 a été retenue d'une part en raison de la crue de référence centennale qui s'est produite en 1860, d'autre part car elle marque le début des différentes corrections qui ont fait suite aux crues majeures survenues entre 1835 et 1860. Une première période de correction du lit a été décidée et appliquée de 1863 à 1894, une seconde de 1930 à 1960, et la dernière, qui a débuté en 2000, doit se prolonger jusque vers 2030 (Vischer, 2003; Pasche, 2004; Canton du Valais, 2008).

Type de carte	Année d'établissement	Echelle
Levé Dufour	1841	1/50 000 <sup>è</sup>
Carte Dufour	1860	1/100 000 <sup>è</sup>
Atlas Siegfried	1886	1/50 000 <sup>è</sup>
Atlas Siegfried	1933	1/50 000 <sup>è</sup>
Carte Nationale	1946	1/25 000 <sup>è</sup>
Carte Nationale	1999	1/25 000 <sup>è</sup>

Tab. 1 : Caractéristiques des cartes utilisées pour la réalisation de la cartographie.

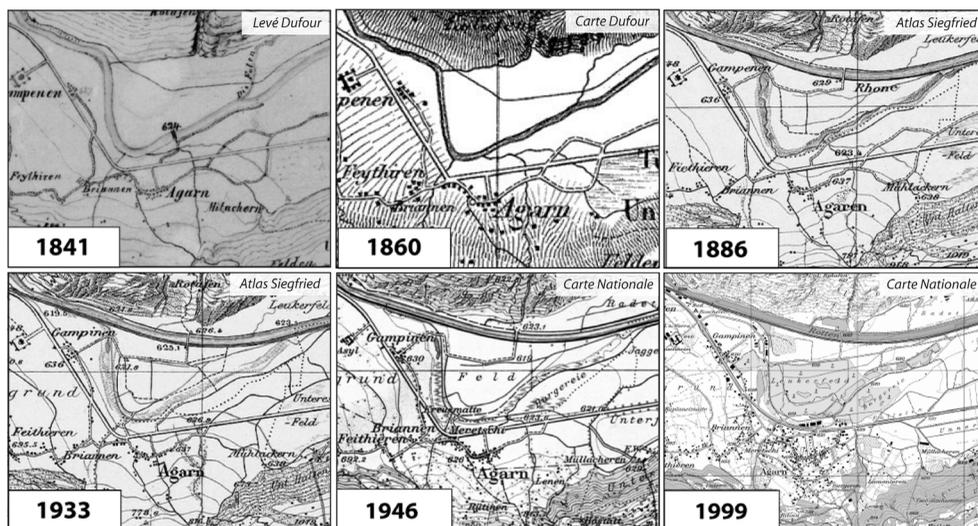


Fig. 2 : Extraits des différents documents cartographiques utilisés pour la réalisation des cartes paléoenvironnementales, caractérisant les modifications morphologiques du Rhône au niveau du village d'Agarn (Valais). Reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA110013).

## 2.2. La légende de l'atlas paléoenvironnemental

Les cartes réalisées sont basées sur l'Atlas paléoenvironnemental édité en 2007 par l'équipe de Jean-Paul Bravard sur l'ensemble du Rhône français (Bravard et al., 2007). Cette légende hiérarchise les zones inondables de la plaine alluviale, des zones inondées seulement lors de crues majeures (réurrence centennale) à celles qui sont les plus fréquemment touchées. Une description détaillée de cette légende a été faite par Bravard et al. (2008). Elle est divisée en 6 unités majeures, composées de 29 sous-unités et 9 unités de rang inférieur emboîtées dans quatre des sous-unités, soit au total 42 unités élémentaires portant chacune un code (Fig. 3). Dans cette étude, certaines sous-unités ont été ajoutées afin d'établir une hiérarchisation des cônes alluviaux. A l'inverse, d'autres ont été supprimées comme les basses terrasses, très rares en Valais. Ne sont détaillées ici que les unités figurant sur la carte paléoenvironnementale présentée dans cet article.

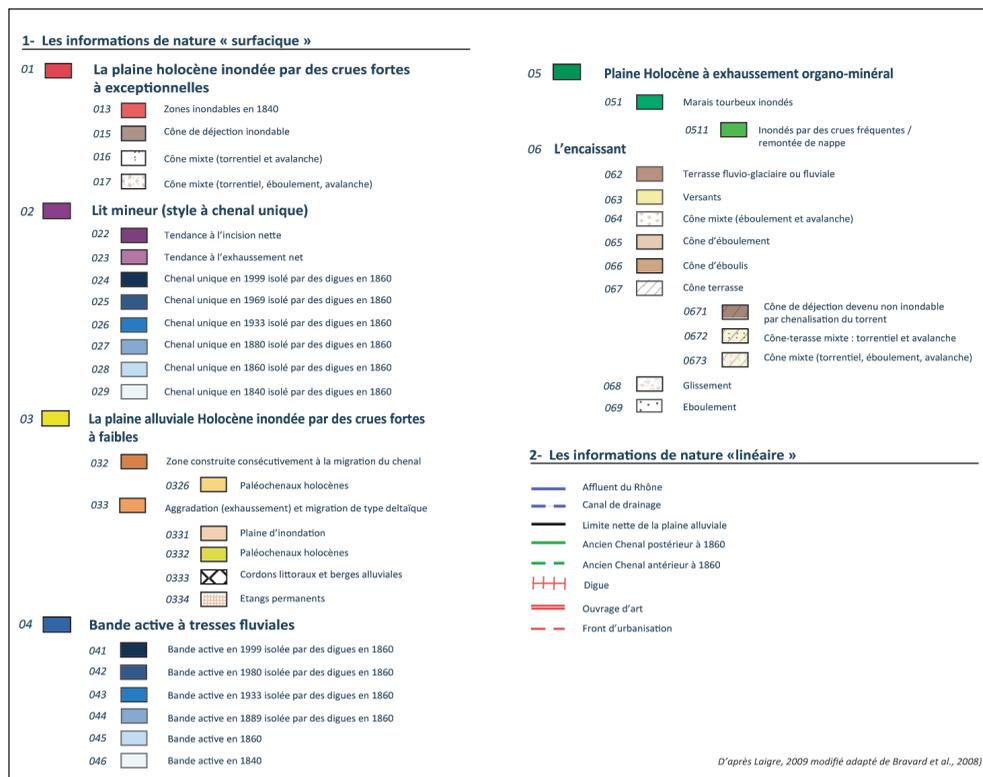


Fig. 3 : Légende utilisée pour la cartographie paléoenvironnementale du Rhône suisse (la figure présente tous les figurés présents sur les différents sites d'études).

- **Le lit mineur (style à chenal unique; 02)** : deux des trois tendances d'évolution du profil en long à moyen ou long terme identifiées par Bravard et al. (2008) ont été retenues. La première correspond aux secteurs où « la tendance est à l'incision nette » (022), c'est-à-dire que la hauteur du niveau de base diminue, entraînant une réduction de l'intensité des débordements. La seconde correspond aux lits dont « la tendance est à l'exhaussement net » (023). Cette tendance favorise l'augmentation de la hauteur et l'extension spatiale des inondations.
- **La plaine alluviale holocène inondée par des crues fortes à faibles (03)** est localisée en bordure d'un lit mineur unique ou en arrière d'une bande active de tressage. La plaine alluviale est ici une « zone construite consécutivement à la migration du chenal » (032) : cette unité a été isolée par migration du chenal et par le dépôt de la charge de fond dans la convexité des méandres. En raison de l'absence de datation précise, les anciens chenaux identifiés ont été cartographiés comme « paléochenaux holocènes » (0326).
- **La bande active à tresses fluviales (04)** correspond à un style à chenaux multiples, à bancs de galets, de graviers ou de sables mobiles et/ou îles stabilisées (boisées). Elle est entièrement inondable pour des débits de crue faibles. Celle-ci ayant

morphologiquement varié au fil du temps, différentes sous-unités ont été établies pour la représenter : « *la bande active en 1841* » (046) identifiée à partir des levés Dufour et correspondant à la bande active à chenaux mobiles et bancs de galets, remobilisés pour les hautes eaux; « *la bande active en 1860* » (045) délimitée à partir des cartes Dufour; « *la bande active de 1886 isolée par des digues à partir de 1860* » (044); « *la bande active en 1933 isolée par des digues à partir de 1860* » (043); « *la bande active en 1946 isolée par des digues à partir de 1860* » (042); « *la bande active en 1999 isolée par des digues à partir de 1860* » (041).

- **L'encaissant** rassemble les formes et unités non-inondables. Les « *versants* » (063) correspondent aux ruptures de pentes identifiées sur les cartes topographiques. L'essentiel des formes issues de la dynamique de versant spécifique au milieu montagnard a été intégré dans la légende générale, mais sur les exemples présentés, seuls les « *cônes-terrasses* » ont été identifiés (067). Ce sont d'anciens cônes de déjection devenus non inondables, par « *chenalisation du torrent* » (0671) et/ou par diminution du niveau de base du chenal rhodanien. Enfin, *les glissements de terrain* (068) et *les éboulements* (069) ont également été figurés.

Cette légende rassemble également des éléments de nature linéaire. La limite de la plaine alluviale, correspondant au recoupement de la limite des alluvions modernes de la carte géologique et des ruptures de pente identifiées sur les cartes topographiques. Les affluents actuels du Rhône, les limites spatiales des digues et les ouvrages d'art tels que les ponts. Les fronts d'urbanisation ont également été reportés afin de prendre en compte l'évolution du tissu urbain dans la plaine.

Enfin, les différentes bandes actives de tressage, les bancs, les zones humides et le réseau hydrographique ont été cartographiés pour chaque période étudiée. Un traitement statistique des caractéristiques de chaque forme a permis d'évaluer des rythmes d'évolution et de transformations morphologiques de la plaine.

### 3. Résultats et interprétation

Ce secteur est caractérisé par deux morphologies et dynamiques différentes en amont et en aval du cône de l'Ilgraben, et fera donc l'objet de deux sous-parties distinctes. Cependant, les deux dynamiques sont figurées sur la même carte paléoenvironnementale (Fig. 4).

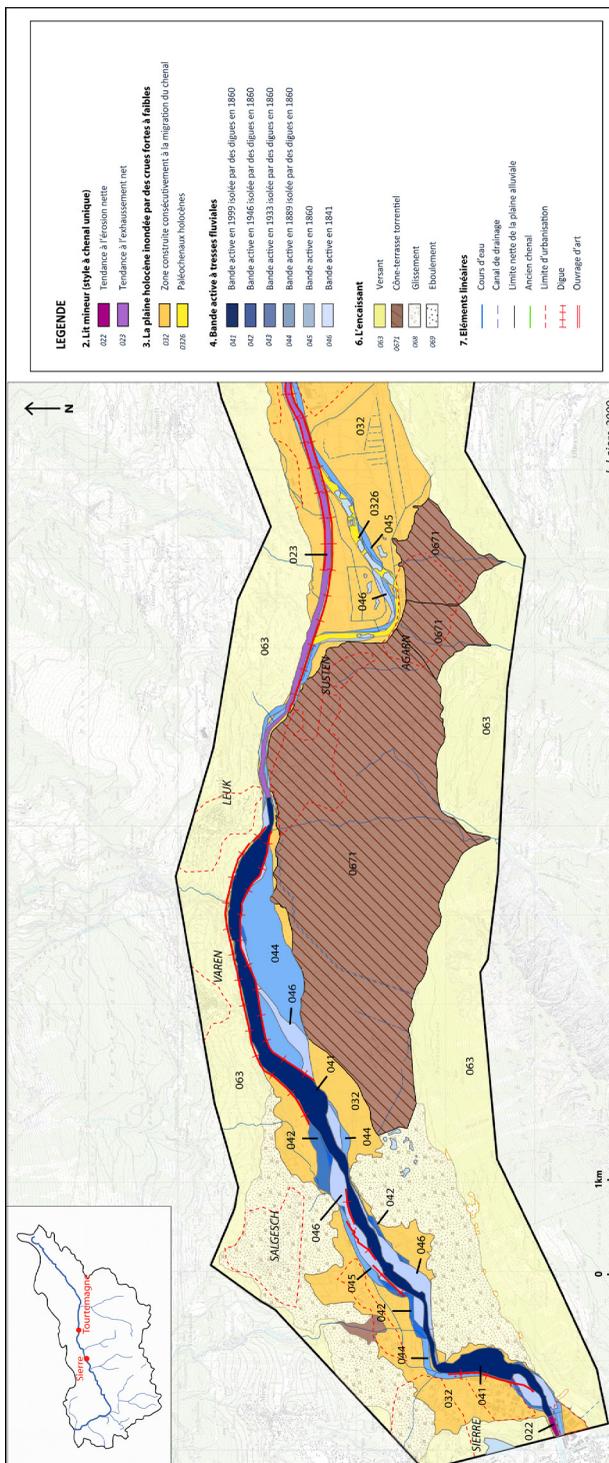
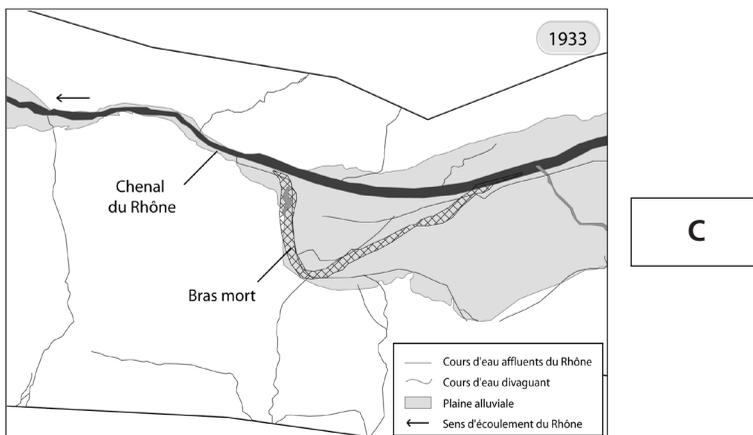
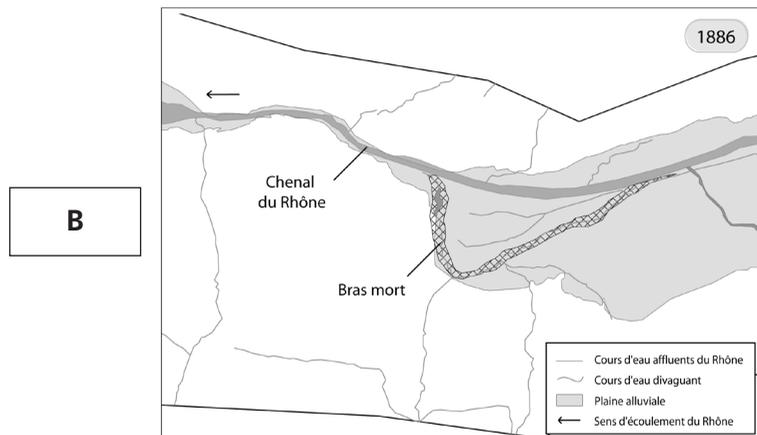
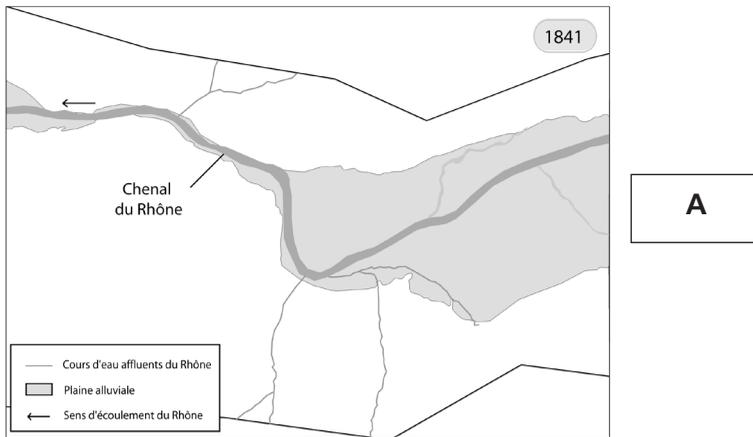


Fig. 4 : Carte paléoenvironnementale du secteur de Tourtemagne à Sierre.



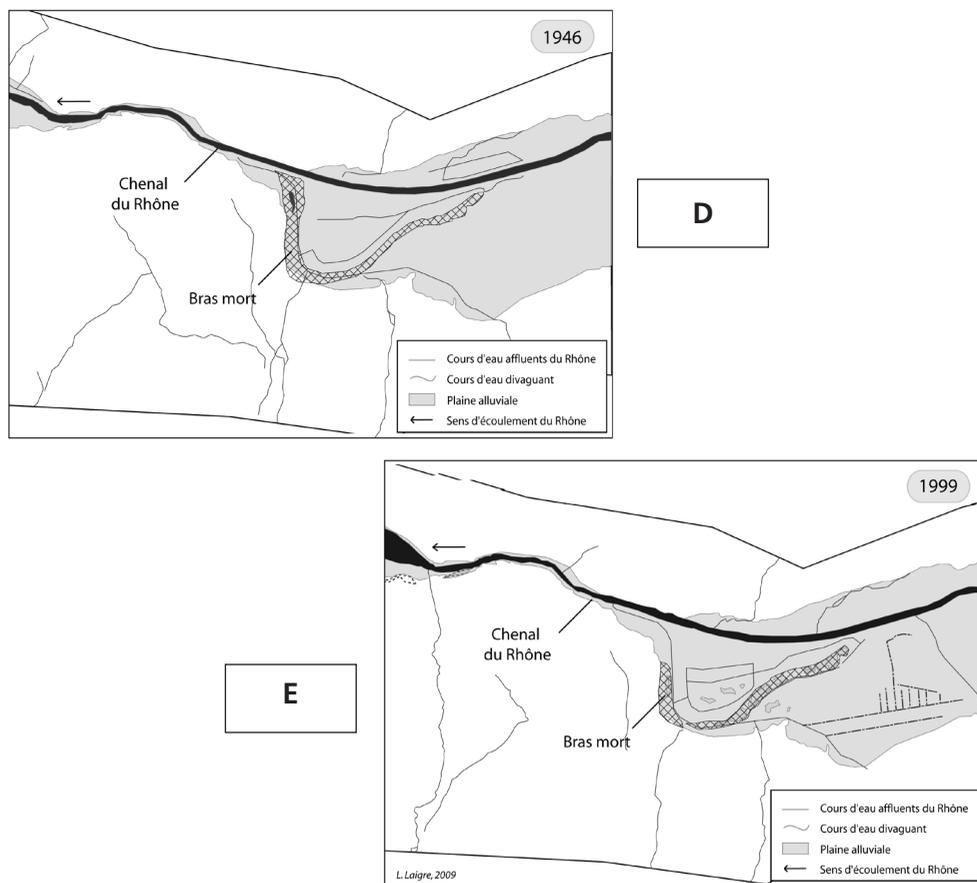


Fig. 5 : Evolution morphologique du paléoméandre d'Agarn entre 1841 et 1999 : déconnexion du méandre par endiguement du Rhône en 1860, puis comblement progressif du bras mort entre 1880 et 1999.

#### *De Tourtemagne à Agarn : le recouplement d'origine anthropique d'un méandre*

En amont, le Rhône présentait en 1841 un important méandre fonctionnel au niveau du village d'Agarn (Fig. 5A). Sa longueur d'onde était proche de 2 km, et son amplitude de l'ordre de 850 m (Indice de Sinuosité  $I_s = 2,8$ ). Ce méandre s'est mis en place très certainement sous la contrainte du cône de l'Illgraben. La formation progressive du cône a favorisé une déviation du tracé, conduisant ainsi à la mise en place forcée d'un méandre. En 1860, ce méandre est toujours actif mais à partir de 1886, il apparaît déconnecté du lit principal (Fig. 5C) qui, lui, est rectiligne, de Tourtemagne jusqu'à la confluence avec le torrent de l'Illbach (Fig. 6, 1886). Il connaît ensuite jusqu'à aujourd'hui une réduction de la largeur de son chenal (Fig. 5E). Cette métamorphose fluviale a une origine anthropique. Le recouplement du méandre a été réalisé dans le cadre de la Première correction du Rhône, qui est née suite aux inondations de 1860 et qui a donné lieu aux mesures d'endiguement (Pasche, 2004). La

rectification du tracé du Rhône devait permettre d'augmenter la vitesse d'écoulement dans les secteurs où elle était plus faible comme les zones de méandrage. Le bras mort s'est ensuite comblé naturellement avec les apports détritiques fournis par les petits cours d'eau et sources l'alimentant ou par réactivation du chenal lors de remontées de la nappe phréatique ou de crues. Dans ce secteur, le lit est en exhaussement (20 à 30 cm entre 1964 et 2001; Canton du Valais, 2008). Le barrage de la Souste (Susten), qui se trouve en amont du cône et a pour mission de réguler l'évacuation de la charge solide lors de l'arrivée de laves torrentielles en rive gauche, bloque le transit naturel et est responsable de l'exhaussement observé. Un golf de plaine a par ailleurs récemment été aménagé sur le site du paléo-méandre.

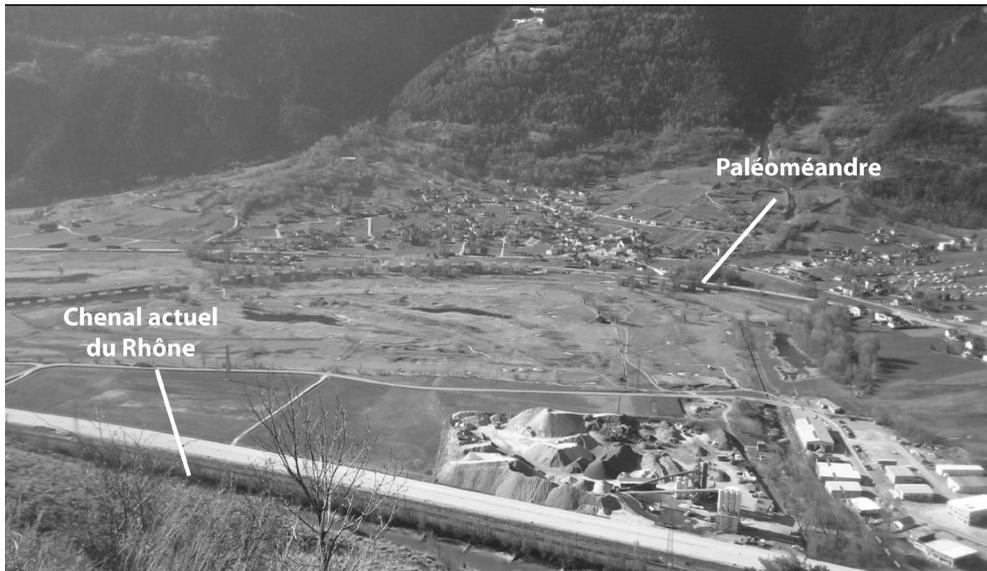
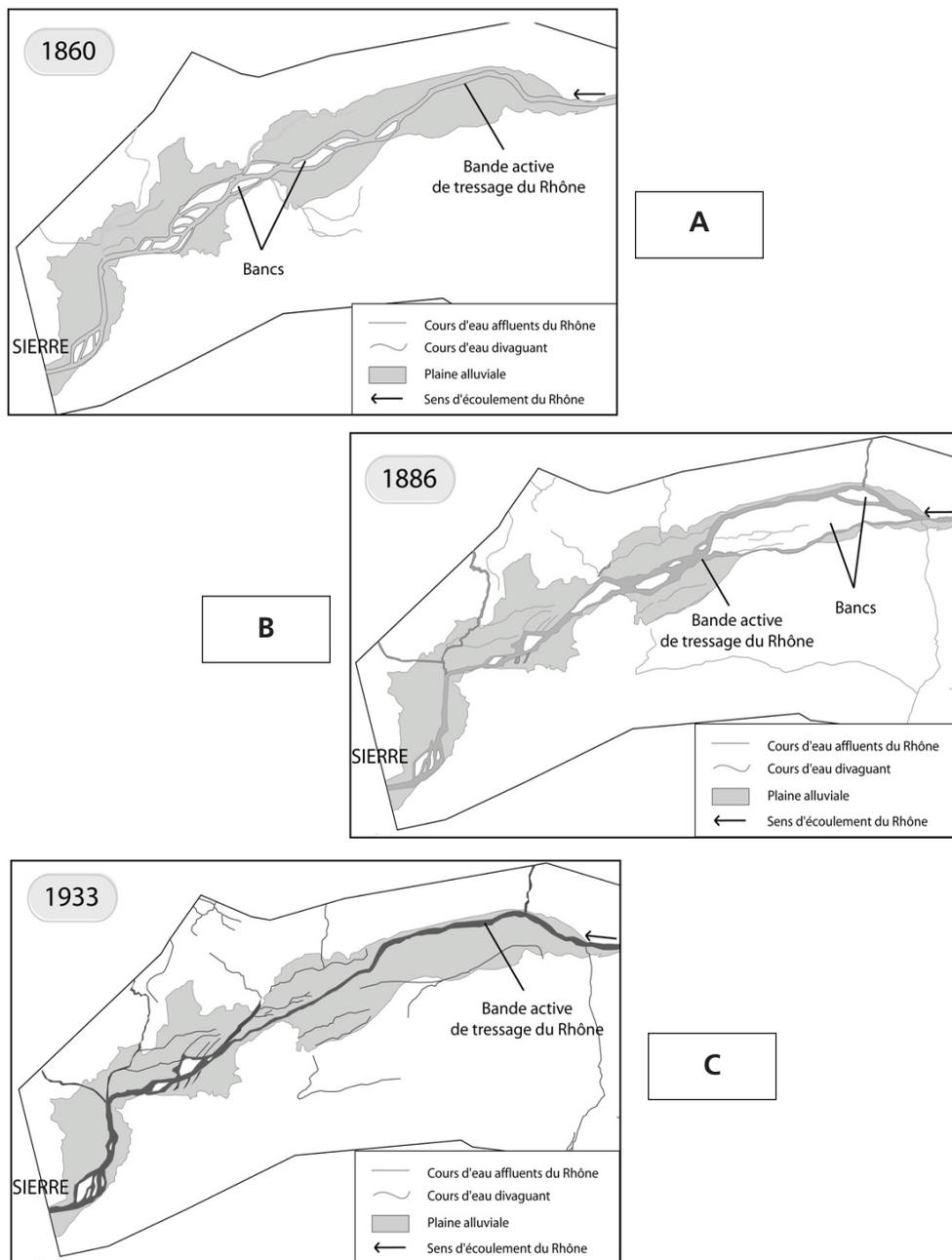


Fig. 6 : Chenal actuel du méandre d'Agarn, en cours de comblement (Cliché : L. Laigre).

#### *D'Agarn à Sierre, une morphologie fluviale sous l'influence des apports latéraux*

Dans la partie aval du secteur, le Rhône a connu une dynamique différente. Le cône de l'Illgraben a contraint le lit à s'écouler sur la droite de la vallée et a favorisé la mise en place d'un dénivelé important (90 m sur 7 km). L'actuel lit du Rhône occupe une partie seulement de son lit primitif (1841, Fig. 7A), et n'a plus autant de bancs qu'en 1841 ou 1946. En 1841, 15 bancs ont été individualisés; ils ont une surface moyenne d'environ 28'000 m<sup>2</sup>. En 1886, le nombre de bancs est passé de 15 à 12 (Fig. 7B). Un important banc d'une surface de 0,98 km<sup>2</sup> s'est mis en place dans la partie amont de la zone de tressage. La superficie moyenne totale a diminué, passant de 28'000 m<sup>2</sup> à 25'000 m<sup>2</sup>. En 1933, seuls 8 bancs sont observables et leur superficie moyenne s'est réduite (13'000 m<sup>2</sup>) (Fig. 7C). La superficie de la bande de tressage représente seulement 25 % de celle de 1886 (2,07 km<sup>2</sup> en 1886 contre 0,53 km<sup>2</sup> en 1933). En 1946, la bande active s'est élargie mais uniquement dans la partie aval de la zone de tressage, passant d'environ 100 m à 500 m de largeur dans les secteurs les plus larges.

Le nombre de bancs passe de 8 à 44, mais leur superficie moyenne connaît une tendance inverse, elle atteint environ 8'000 m<sup>2</sup> (contre 13'000 m<sup>2</sup> 13 ans plus tôt) (Fig. 8). En 1996, 23 bancs sont dénombrés et leur superficie moyenne est de l'ordre de 11'000 m<sup>2</sup>.



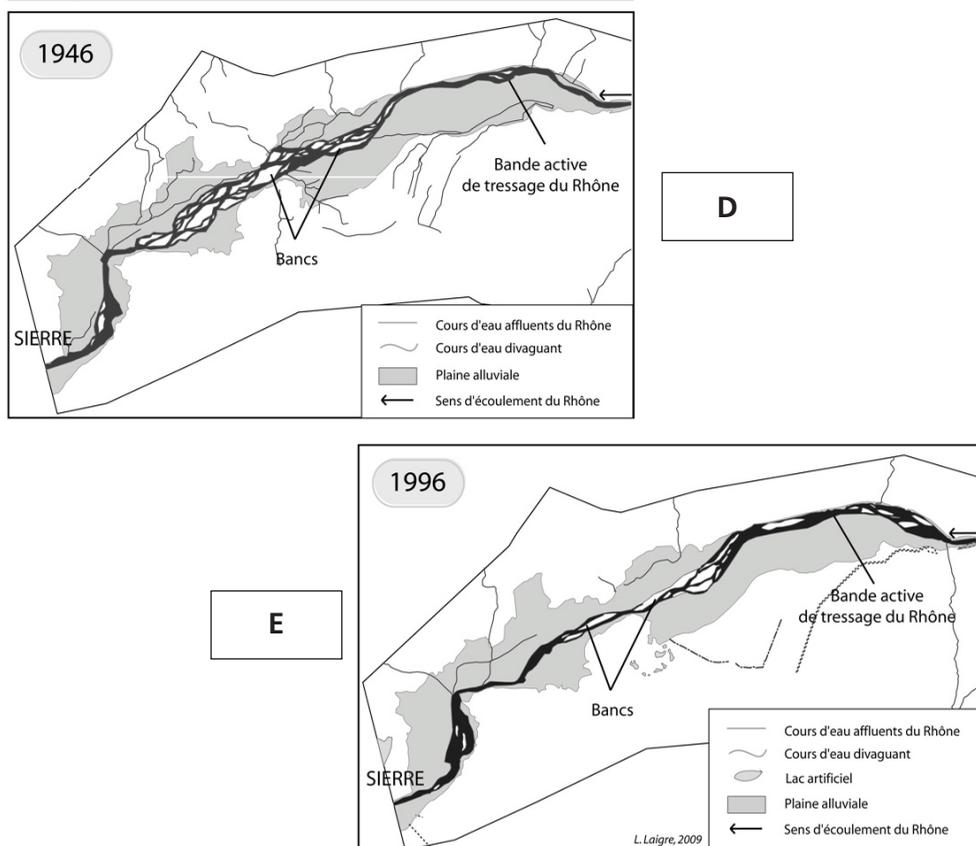


Fig. 7 : Evolution morphologique du Rhône dans le bois de Finges entre 1860 et 1999.

Jusqu'en 1946, la surface moyenne des bancs suivait une évolution relativement similaire à celle de la surface de la bande de tressage correspondante, ce qui confirme que les apports sédimentaires sont restés constants jusqu'à cette date. À partir de 1946, la dynamique change (Fig. 7D). Ces variations trouvent leur explication dans trois facteurs principaux : naturel, anthropique et climatique, ce dernier restant hypothétique. Dans son fonctionnement «naturel», les laves torrentielles apportent, en plus d'une charge fine abondante, d'importants blocs de roches dont la lithologie varie des quartzites aux carbonates faillés. Les événements majeurs correspondent à des volumes de sédiments évacués de l'ordre de 100'000 m<sup>3</sup> (occurrence 3 fois au XX<sup>e</sup> siècle). La dynamique de production de ces laves est encore peu connue malgré une surveillance accrue, donc une relation directe entre une modification de la fréquence et de l'intensité des laves et la variation morphologique des bancs n'a pu être vérifiée. Stoffel et al. (2008) remarquent tout de même une forte concentration d'évènements de laves torrentielles durant les années 1950, suivie d'une période de calme relatif entre le milieu des années 1950 et la fin des années 1980. L'impact anthropique a, quant à lui, clairement été établi (Bardou et al., 2002). L'installation d'un barrage de retenue à l'amont de l'Illwasser (affluent de l'Illbach), et de seuils

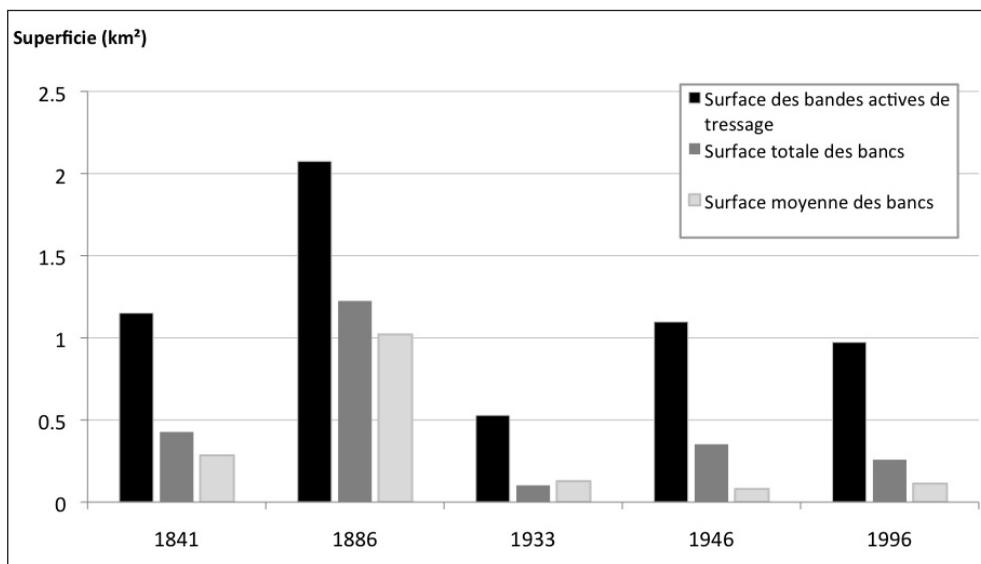


Fig. 8 : Evolution des superficies de la bande active de tressage et des bancs entre 1841 et 1996.

limitant la vitesse des laves dans le chenal de l'Illbach favorise le dépôt de la charge solide. Mais, c'est surtout l'exploitation saisonnière du lit du Rhône depuis les années 1960 dans le but de « réguler » le volume de la charge de fond (Oggier, 2003) qui réduit de manière considérable la quantité de sédiments disponibles au dépôt dans le lit (Fig. 9). L'alimentation n'a donc plus les mêmes caractéristiques ni les mêmes impacts sur le lit du Rhône qu'à la fin du XIX<sup>e</sup> siècle. Par ailleurs, ce secteur n'est pas strictement endigué comme les autres secteurs, mais des merlons de pierres ont été installés pour protéger des eaux le bois de Finges. La surface de la bande active de tressage s'est réduite par rapport à 1841 (1,1501 km<sup>2</sup> en 1841; 0,5278 km<sup>2</sup> en 1933; Laigre, 2009).

L'ensemble des cônes torrentiels du secteur a été représenté sous la catégorie cône-terrasse car leurs chenaux sont soit endigués, soit incisés (entre 10 et 20 m pour l'Illgraben suivant les secteurs). Ils ne sont plus inondables et n'évoluent donc plus.



Fig. 9 : Modification saisonnière de la morphologie de la bande active due à l'action anthropique (extraction de graviers au printemps ; Clichés: L. Laigre).

## 4. Conclusions et perspectives

La cartographie paléoenvironnementale du Rhône a permis de caractériser la dynamique fluviale observée depuis la fin du Petit Age Glaciaire en montrant que les actions anthropiques entreprises dans la plaine alluviale (rectification, chenalisation), dans un contexte de réduction des apports solides et liquides liés à la fin du Petit Age Glaciaire (Ballantyne et Whitthington, 1999; Grove, 2001; Magny et Bravard, 2002; Arnaud-Fassetta, 2003) sont ici à l'origine du phénomène. En 1841, de nombreux tronçons fluviaux présentaient un style en tresses avec parfois une large bande active qui occupait la majeure partie du fond de vallée et des secteurs de méandrage. Les débordements catastrophiques du Rhône jusqu'en 1860 ont été à l'origine des premières mesures d'endiguement du fleuve. Celles-ci ont contraint le fleuve à simplifier son style fluvial (adoption d'un tracé subrectiligne) mais elles ont aussi et surtout imprégné le sentiment d'une fausse sécurité aux habitants. Comme dans le cas d'Agarn, certains se sont installés à proximité des anciens chenaux, qui sont des zones sensibles aux inondations par remontée de nappe. Cette dynamique a pu être également observée sur le reste du tracé, notamment à proximité de Sion et à l'aval de Saint-Maurice (Stäuble et Reynard, 2005, Laigre, 2009, Reynard et al., 2009).

La comparaison de la dynamique fluviale du Rhône suisse (cette étude) avec plusieurs cours d'eau alpins et quelques grands fleuves européens depuis la fin du Petit Age Glaciaire a montré la synchronicité des métamorphoses (Laigre et al., 2009). Comme dans cette étude, les principaux facteurs de contrôle des métamorphoses avancés sont climato-anthropiques (Bravard, 1986; Gautier, 1992; Miramont et al, 1998; Arnaud-Fassetta, 2003). L'endiguement pour la gestion des crues et/ou pour la navigation est l'une des causes majeures de réduction de la largeur des bandes actives du XIX<sup>e</sup> siècle. L'ensemble de ces cours d'eau connaît actuellement une incision du lit mineur qui peut être importante, de plusieurs centimètres à 12 m comme c'est le cas pour l'Arve (Peiry, 1986).

Au final, ce travail de synthèse cartographique de la dynamique fluviale rhodanienne permet l'amélioration des connaissances sur la plaine du Rhône puisqu'il fournit une importante documentation pour l'identification et l'origine des métamorphoses fluviales survenues à la fin du Petit Age Glaciaire. Cependant, les périodes plus anciennes, notamment celle du Moyen Age, restent très peu documentées en ce qui concerne la dynamique rhodanienne en Suisse. Ces lacunes scientifiques ouvrent donc la voie à des recherches plus approfondies sur le long terme, qui sont actuellement menées dans le cadre d'une thèse de doctorat. Les résultats apporteront une meilleure connaissance de la vallée mais également de l'histoire des populations qui ont peuplé cet espace en interagissant avec leur environnement et en y laissant leur empreinte.

## Remerciements

Cette étude a bénéficié du soutien financier de la Fondation Ignace Mariétan, que nous remercions sincèrement. Nous adressons également nos remerciements à Philippe Schoeneich pour la relecture du manuscrit.

## Bibliographie

- Arnaud-Fassetta, G. (2003). River channel changes in the Rhône delta (France) since the end of the Little Ice Age: geomorphological adjustment to hydroclimatic change and natural resource management. *Catena*, 51 : 141-172.
- Ballantyne, C. K. et Witthington, G. (1999). Late Holocene floodplain incision and alluvial fan formation in the central Grampian Highlands Scotland: chronology, environment and implications. *Journal of Quaternary Science*, 14 : 641-671.
- Bardou, E., Fournier, F. et Sartori, M. (2002). Paleofloods reconstruction at Illgraben torrent (Switzerland): a current need for event frequency estimation. In V.R. Thorndyraft, G. Benito, M. Barriendos et M.C. Llasat (Eds). *Palaeofloods, historical floods and climatic variability: Applications in flood risk assessment* (pp. 53-59). Proceedings of the PHEFRA Workshop, Barcelona, 16-19<sup>th</sup> October, 2002.
- Bender, G. (1996). *De la Camargue à la Californie. La plaine, le Rhône et les riverains. Enjeux, débats et réalisations dans la région de Martigny (1750-1860)*. Université de Genève, Mémoire d'études supérieures en Histoire économique et sociale.
- Bravard, J.-P. (1986). *Le Rhône, du Léman à Lyon*. Lyon : La Manufacture.
- Bravard, J.-P. (2000). La métamorphose des rivières des Alpes françaises à la fin du Moyen Âge et à l'époque moderne. *Bulletin de la Société Géographique de Liège*, 25 : 145-157.
- Bravard, J.-P., Chabbert, S., Gaydou, P. Combe, C., Provansal, M., Dufour, S., Richard, F., Valleteau, S., Arnaud-Fassetta, G., Melun, G., Passy, P., Berger, J.-F., Brochier, J.-L., Franc, O., Gauthiez, B., Bruneton, H. et Volcot, J. (2007). *Cartographie du paléoenvironnement de la plaine alluviale du Rhône de la frontière suisse à la mer*. Rapport d'études réalisé pour le compte de la DIREN Rhône-Alpes, Délégation de Bassin Rhône-Méditerranée, 62 pp. + cartes.
- Bravard, J.-P., Provansal, M., Arnaud-Fassetta, G., Chabbert, S., Gaydou, P., Dufour, S., Richard, R., Valleteau, S., Melun, G. et Passy, P. (2008). Un Atlas du paléoenvironnement de la plaine alluviale du Rhône de la frontière suisse à la mer. *Collection EDYTEM. Cahiers de Géographie*, 6 : 99-111.
- Burri, M. (1997). Géologie récente des environs de Sierre (VS). *Bulletin de la Murithienne*, 115 : 5-27.
- Canton du Valais (2008). *Rapport de synthèse du plan d'aménagement de la troisième correction du Rhône*. Sion : Département des transports, de l'équipement et de l'environnement, Service des routes et des cours d'eau.
- Gautier, E. (1992). Interférence des facteurs anthropiques et naturels dans le processus d'incision sur une rivière alpine. L'exemple du Buëch. *Revue de Géographie de Lyon*, 69(1) : 57-62.
- Grove, A.T (2001). The «Little Ice Age» and its geomorphological consequences in Mediterranean Europe. *Climatic Change*, 48 (1) : 121-136.
- Laigre, L. (2009). *Etude diachronique de la dynamique fluviale du Rhône Suisse depuis la fin du Petit Age Glaciaire - Cartographie paléoenvironnementale sectorielle de la source au Lac Léman*. Mémoire de Master 2, Université Paris 1 – Panthéon-Sorbonne.

- Laigre, L., Arnaud-Fassetta, G. et Reynard, E. (2009). Cartographie sectorielle du paléoenvironnement de la plaine alluviale du Rhône suisse depuis la fin du Petit Age Glaciaire : la métamorphose fluviale de Viège à Rarogne et de Sierre à Sion. *Bulletin de la Murithienne*, 127 : 7-16.
- Lechevalier, M. (2005). La mission des ingénieurs géographes français en Valais en 1802. *Vallesia*, 60 : 400-411.
- Magny, M. et Bravard, J.-P. (2002). *Les fleuves ont une histoire. Paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans*, Paris : Errance. 312 pp.
- Miramont, C., Jorda, M. et Pichard, G. (1998). Evolution historique de la morphogénèse et de la dynamique fluviale d'une rivière méditerranéenne : l'exemple de la Moyenne Durance (France du sud-est). *Géographie physique et Quaternaire*, 52(3) : 1-13.
- Montané, A., Arnaud-Fassetta, G. et Reynard, E. (2009). Analyses statistiques et modélisation de la variabilité longitudinale du gradient granulométrique du Rhône suisse. Premiers résultats. *Bulletin de la Murithienne*, 127 : 19-27.
- Oggier, P.-A. (2003). Un développement durable entre Sierre et Loèche. *Tracés*, Février 2003.
- Pasche, L. (2004). Travaux de correction des cours d'eau en Valais et dans la région de Conthey (1860-1900). *Vallesia*, 59 : 225-246.
- Peiry, J.-L. (1986). Dynamique fluviale historique et contemporaine du confluent Giffre-Arve (Haute-Savoie). *Revue de Géographie de Lyon*, 61(1) : 79-86.
- Reclus, E. (1877). *La nouvelle Géographie Universelle*. Paris.
- Reynard, E., Arnaud-Fassetta, G., Laigre, L. et Schoeneich, P. (2009). Le Rhône alpin sous l'angle de la géomorphologie : état des lieux. In E. Reynard, M. Evéquoz-Dayen et P. Dubuis (Eds.), *Le Rhône : dynamique, histoire et société* (pp. 75-102). Sion : Cahier de Vallesia, 21.
- Schlunegger, F., Badoux, A., McArdell, B.W., Gwerder, C., Schnydrig, D., Rieke-Zapp, D. et Molnar, P., (2009). Limits of sediment transfer in an alpine debris-flow catchment, Illgraben, Switzerland. *Quat. Sci. Rev.*, 28 : 1097-1105
- Schoeneich, P., Dorthe-Monachon, C., Jailliet, S. et Ballandras, S. (1998). Le retrait glaciaire dans les vallées des Préalpes et des Alpes au Tardiglaciaire. *Bulletin d'études préhistoriques et archéologiques alpines*, 9 : 23-37.
- Stäubli, S. et Reynard, E. (2005). Evolution du paysage de la plaine du Rhône dans la région de Conthey depuis 1850. *Vallesia*, 60 : 433-456.
- Stäubli, S., Martin, S. et Reynard, E. (2008). Historical mapping for landscape reconstruction : examples from the Canton of Valais (Switzerland), In *Mountain Mapping and Visualisation* (pp. 211-217), Proceedings of the 6<sup>th</sup> ICA Mountain Cartography Workshop, 11-15 February 2008, Lenk, Switzerland.
- Stoffel, M., Bollschweiler, M., Leutwiler, A. et Aeby, P. (2008). Large debris-flow events and overbank sedimentation in the Illgraben torrent (Valais Alps, Switzerland). *Open Geology Journal*, 2 : 18-29.
- Torrenté, C. de (1964). *La correction du Rhône en amont du Lac Léman*. Berne : Service Fédéral des routes et des digues.
- Vischer, D.-L. (2003). *Histoire de la protection contre les crues en Suisse. Des origines jusqu'au 19<sup>ème</sup> siècle*. Berne : Rapport de l'Office Fédéral des Eaux et de la Géologie (OFEG), 5.



# Morphogenèse de la région de la Greina depuis le Dernier Maximum Glaciaire

Georgia Scapozza  
Cristian Scapozza  
Emmanuel Reynard

Institut de Géographie  
Université de Lausanne  
Anthropole  
CH - 1015 Lausanne

E-mails :  
cristian.scapozza@unil.ch  
emmanuel.reynard@unil.ch

In Lambiel C., Reynard E. et Scapozza C. (Eds) (2011). *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie*, 3-5 septembre 2009, Olivone (Géovisions n° 36). Institut de géographie, Université de Lausanne.



## Résumé

La région de la Greina (Alpes suisses centrales) a fait l'objet d'une étude géomorphologique détaillée dans le but de reconstituer les étapes principales de sa morphogenèse depuis le Dernier Maximum Glaciaire (LGM). Il a été possible de reconstituer les flux de glace au LGM et au début du Tardiglaciaire et de documenter les étapes et les modalités de la déglaciation de la région entre la fin du Dryas ancien et le début de l'Holocène. Il a également été possible de mettre en évidence les principales phases holocènes d'activité torrentielle « paraglaciale » et leurs relations avec le stock sédimentaire d'origine glaciaire dans la partie supérieure des bassins versants.

## Abstract

The Greina region (Central Swiss Alps) was the object of a detailed geomorphological study in order to reconstruct the main morphogenetical steps since the Last Glacial Maximum (LGM). The ice flowlines during the LGM and at the beginning of the Lateglacial were defined and the glacier retreat between the end of the Oldest Dryas and the beginning of the Holocene was reconstructed. It was also possible to evidence the main phases of "paraglacial" torrential activity during the Holocene and its relationships with the glacial sedimentary stock in the upper part of the watersheds.

## 1. Introduction

Entre le Dernier Maximum Glaciaire (LGM – *Last Glacial Maximum*), pendant lequel les vallées alpines ont connu un englacement très important, et la période actuelle, les Alpes suisses ont connu de fortes modifications environnementales. Pendant le LGM, en effet, les glaciers occupaient toutes les vallées et débordaient jusque dans les zones de piémont (Schlüchter, 2004), tandis qu'actuellement, ils sont confinés dans les parties sommitales des bassins versants de haute altitude. Entre le LGM et le début de l'Holocène, la déglaciation n'a pas été linéaire et homogène, mais a été marquée par des fluctuations glaciaires de grande ampleur, dont les principaux stades de retrait successifs sont identifiables dans différentes régions (Maisch, 1981; Schoeneich, 1998; Coutterand et Nicoud, 2005). Le retrait glaciaire au cours du Tardiglaciaire a engendré un déséquilibre généralisé des systèmes géomorphologiques de haute montagne, qualifié de « crise morphogénétique paraglaciale » (voir Church et Ryder, 1972). Jusque-là dominés par les processus d'origine glaciaire, les bassins versants de montagne ont été soumis, avec une ampleur croissante, aux processus torrentiels, gravitaires et périglaciaires (Ballantyne, 2002).

Dans cette contribution, nous montrons, à l'aide d'une étude géomorphologique détaillée de terrain, les principales étapes de la morphogenèse de la région de la Greina depuis le LGM. L'accent est mis sur l'interprétation des principaux flux de glace pendant le LGM, sur les stades de retrait glaciaire au cours du Tardiglaciaire et sur l'activité torrentielle à la fin du Pléistocène et pendant l'Holocène.

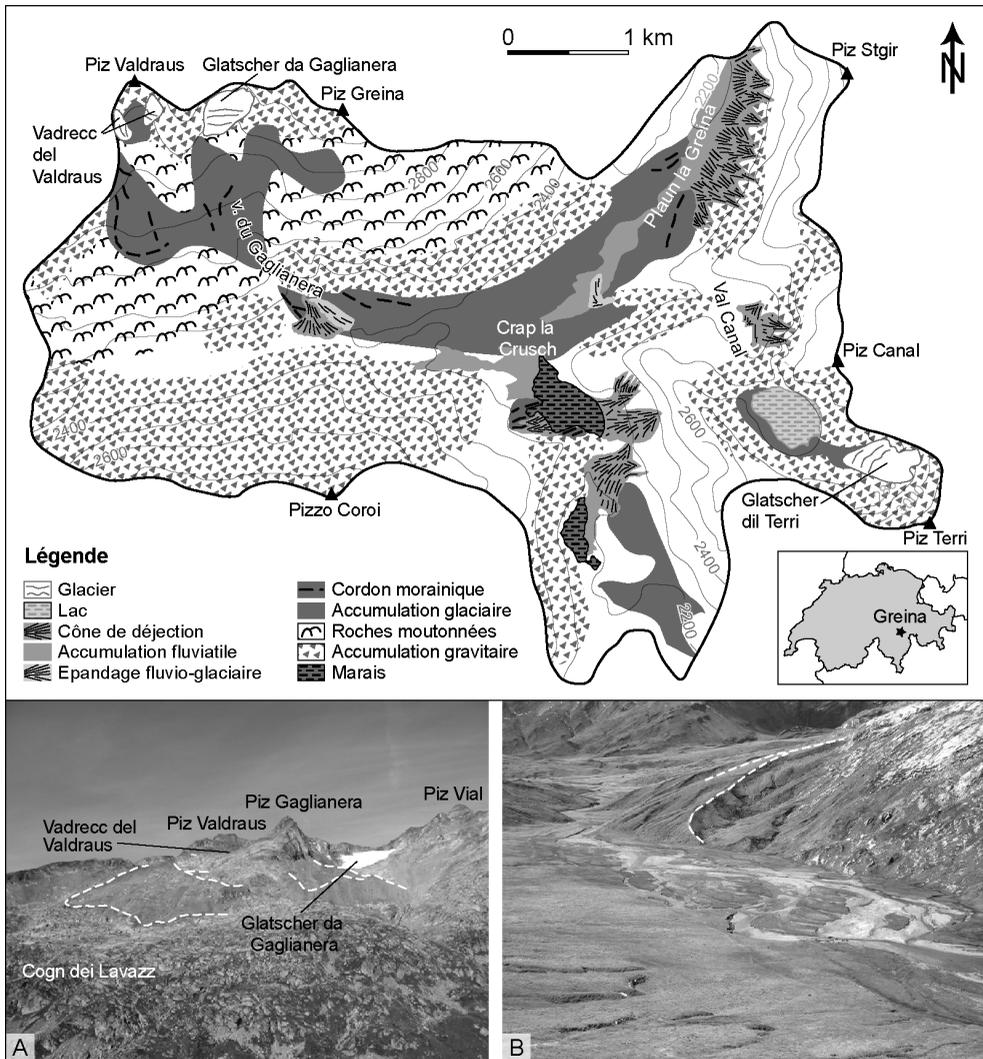


Fig. 1 : Carte géomorphologique simplifiée de la région de la Greina (pour la carte détaillée, voir Fontana (2008) et Fontana et Scapozza (2009). Photo A : le versant méridional du Piz Valdraus – Piz Vial, avec les dépôts morainiques du Vadrecc del Valdraus (gauche) et du Gletscher da Gaglianera (droite) et les roches moutonnées des Cogn dei Lavazz. Photo B : la plaine alluviale (premier plan) et les moraines (deuxième plan, en trait tillé) du Plaun la Greina. Clichés : G. Fontana.

## 2. Zone d'étude

La région de la Greina se situe dans les Alpes suisses centrales, entre les cantons du Tessin et des Grisons (Fig. 1), à cheval entre les domaines tectoniques sud-helvétique (massif du Gothard, avec sa couverture autochtone et paraautochtone écaillée) et pennique inférieur (principalement dans la couverture mésozoïque constituée par la Zone du Sosto et la Zone du Terri) (Jung, 1963; Frey, 1967; Scapozza et Fontana,

2009). Du point de vue géomorphologique, la Greina constitue une vaste vallée perchée de haute montagne, bordée par des sommets dépassant 3'000 m (Piz Vial, 3'168 m; Piz Terri, 3'149 m) et appartenant tant au bassin versant du Ticino que du Rhin. De ce fait, cette région présente de vastes zones à faible pente qui ont permis la formation d'importantes accumulations de sédiments meubles d'origine glaciaire, gravitaire, fluviale et organogène (Fig. 1). Du point de vue climatique, la région bénéficie d'un climat globalement frais et humide. Entre 2'200 et 2'300 m d'altitude, la moyenne annuelle de la température de l'air se situe entre 0 et 2°C, tandis que les précipitations annuelles moyennes sont d'environ 1'600 à 1'800 mm/an (Fontana, 2008). Comme les altitudes maximales ne dépassent pas 3'200 m et que la ligne de névé se situe à environ 2'800-3'000 m (Maisch, 1992; Scapozza et Fontana, 2009), la région ne présente pas de grands glaciers à l'heure actuelle.

### 3. Méthodes

#### 3.1. Cartographie géomorphologique

L'ensemble de la région de la Greina a fait l'objet d'une cartographie géomorphologique de détail au 1:10'000 sur le fond topographique du plan d'ensemble du cadastre tessinois et grison. Ce levé a été réalisé à l'aide de la légende développée à l'Institut de Géographie de l'Université de Lausanne (légende IGUL) (Schoeneich, 1993). Cette légende prévoit une représentation des formes du relief au moyen d'un ensemble de symboles et de surfaces dont la couleur correspond au type de processus qui en est à l'origine. Les formes résultant d'un processus d'érosion sont représentées sur fond blanc, alors que celles issues d'un processus d'accumulation sont représentées sur un fond coloré. La légende IGUL a un caractère essentiellement morphogénétique : elle privilégie la représentation de la genèse des formes plutôt que l'activité des processus. Elle est ainsi particulièrement adéquate pour la compréhension de la géomorphologie d'une région et pour la reconstitution de sa morphogénèse.

#### 3.2. Reconstitutions paléogéographiques

La reconstitution de la paléogéographie d'une région consiste dans l'explication de son évolution sur la base de l'étude des formes du relief actuel, qui peuvent être actives ou héritées. La reconstitution des flux de glace au LGM s'est basée essentiellement sur la cartographie et l'analyse des formes d'érosion glaciaire (par exemples les trimlines, les roches moutonnées, les stries et autres microformes) et sur l'interprétation des processus responsables de leur mise en œuvre (cf. Florineth et Schlüchter, 1998; Kelly et al., 2004; Coutterand et Buoncristiani, 2006). La chronologie et la corrélation des stades glaciaires tardiglaciaires s'est basée principalement sur le calcul de la dépression de la ligne d'équilibre des glaciers (DLEG) par rapport au stade historique de 1850 (cf. Maisch, 1981; Schoeneich, 1998; Scapozza et Fontana, 2009). L'altitude de la ligne d'équilibre (LEG) a été calculée à l'aide de la méthode de partage des surfaces (méthode 2:1) avec un AAR de 0.67 (Gross et al., 1976). Une **séquence locale**, composée par toutes les moraines en fonction de leur altitude et de leur distance depuis le fond du cirque, a été établie en regroupant les séquences de moraines définies pour

chaque glacier. Par la suite, les séquences locales ont été corrélées entre elles en une séquence composite régionale, d'une part sur la base de critères géomorphologiques (similitude morpho-sédimentaire, situations de confluence) et d'autre part sur la base de calculs de DLEG (Scapozza et Fontana, 2009).

## 4. Résultats et discussion

### 4.1. Flux de glace entre le LGM et le début du Tardiglaciaire

L'analyse des formes d'érosion glaciaire de la région, en particulier des trimlines, de la forme des roches moutonnées, de la direction des stries et d'autres microformes d'érosion glaciaire a permis de proposer un modèle des flux de glace pendant le LGM (Fig. 2). Ces indices ont permis de prouver la présence d'un important flux de glace de direction E-W qui a laissé des traces de son passage jusqu'à une altitude d'environ 2'600 m. Dans la zone de Crap la Crusch, ce flux de glace devait diffuser dans deux directions : en direction du Sud, vers l'Alpe di Motterascio, et en direction de l'Ouest, vers le Passo della Greina, comme le montre clairement la forme des roches moutonnées dans la zone des Cogn dei Lavazz (Fig. 1A et Fig. 2A). Ce flux de glace devait être en partie alimenté par les glaciers locaux du versant méridional du Piz Valdraus et du Piz Vial et du versant septentrional du Pizzo Coroi.

Ces résultats s'accordent assez bien avec les recherches menées par Florineth et Schlüchter (1998) sur toutes les Alpes Centrales suisses. L'important flux de glace provenant du N des Alpes dans la région de la Greina peut en effet s'expliquer seulement par la présence d'une calotte glaciaire localisée sur la Haute Surselva (calotte du Rhin) avec une hauteur de la surface de la glace dépassant 2'600 m, ce qui s'accorde bien avec nos données de terrain. Le modèle de Florineth et Schlüchter (1998), par contre, ne tient pas compte des flux de glace locaux, qui ont contribué au flux de glace principal provenant du N (en particulier par le Gletscher dil Terri qui occupait tout le Val Canal). Il est en effet vraisemblable qu'au LGM la région de la Greina présentait un englacement propre assez important, comme en témoigne l'altitude maximale des trimlines qui peut atteindre 3'000 m d'altitude, et que seuls les sommets les plus élevés devaient émerger de la glace sous forme de nunataks.

Entre le LGM et le début du Tardiglaciaire, avec l'abaissement progressif de la surface de la glace de la calotte du Rhin, la direction générale des flux de glace doit avoir changé de manière importante. Le flux de direction N-S a certainement été progressivement remplacé par un flux de glace de direction S-N, à mesure que la part des glaces provenant des glaciers locaux devenait prépondérante par rapport aux glaces de la calotte du Rhin. Malgré le peu d'éléments morphologiques pouvant être attribués à cette période, il est possible d'émettre l'hypothèse que, en général, la région de la Greina au début du Tardiglaciaire devait se caractériser par des flux de glace diffluant vers l'W par le Passo della Greina, vers le N par dessus le Muot la Greina et vers le S par l'Alpe di Motterascio.

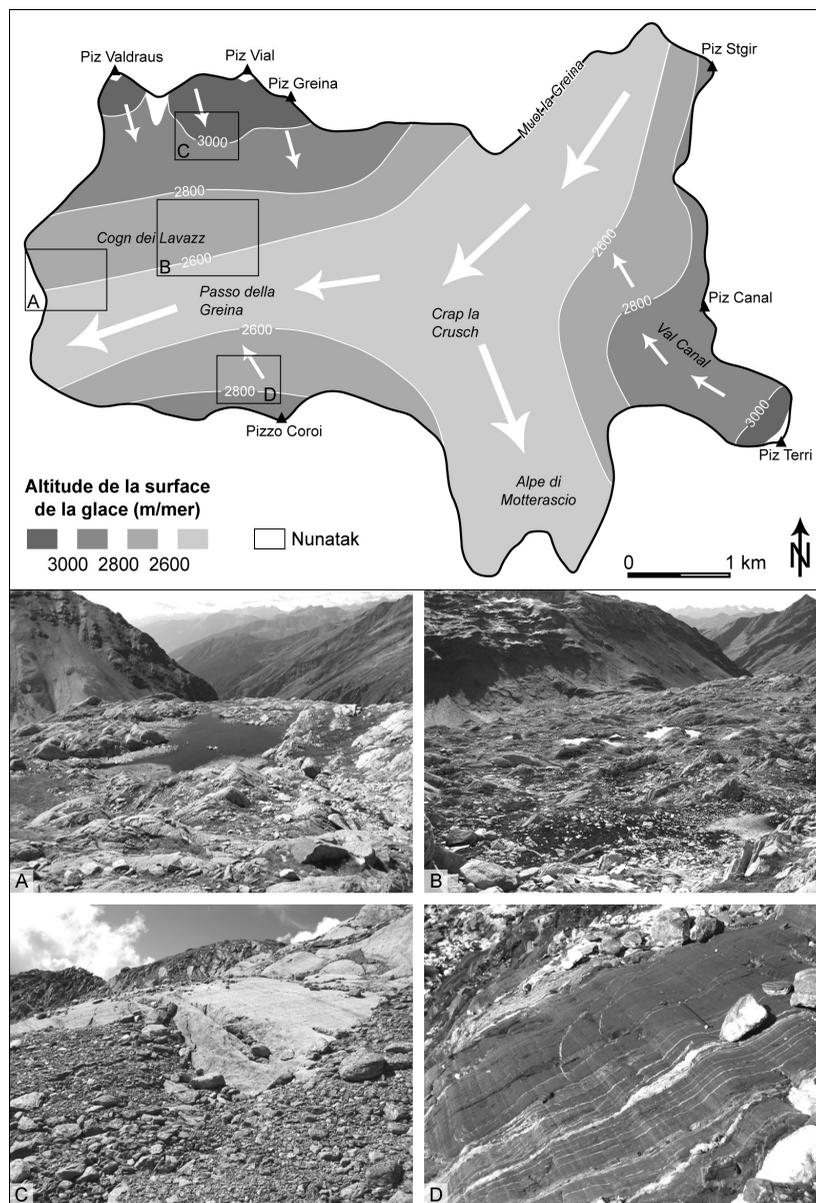


Fig. 2 : Origine et direction des flux de glace et surface de la glace au LGM dans la région de la Greina. Photos A et B : Roches moutonnées dans la région des Cogn dei Lavazz. La forme des Roches moutonnées indique un écoulement de la glace de l'E vers l'W (de gauche à droite sur les photos). Photo C : Roches moutonnées à l'aval du Gletscher da Gaglianera. Photo D : Stries glaciaires sur le versant septentrional du Pizzo Coroi. Le crayon indique la direction du flux de glace. Clichés : G. Fontana.

## 4.2. Stades tardiglaciaires

Afin de reconstituer les stades de retrait des glaciers de la région de la Greina au cours du Tardiglaciaire, tous les dépôts glaciaires ont été considérés. Les principales moraines se trouvent à l'aval du Vadrecc del Valdraus et du Glatsher da Gaglianera, au débouché de la Valle del Gaglianera, dans le Plaun la Greina et dans la zone de Crap la Crusch (Fig. 1). Un relevé cartographique détaillé et l'analyse des caractéristiques sédimentologiques des moraines de la région de la Greina ont permis de prendre en compte toutes les positions glaciaires reconstituables, puis de les regrouper en stades selon des critères géomorphologiques (Scapoza et Fontana, 2009). Ceci a permis d'obtenir une séquence régionale composite de la déglaciation de la région de la Greina comprenant deux stades principaux (Fig. 3 et 4) :

1. Le stade Greina 2, correspondant aux moraines du Plaun la Greina et de Crap la Crusch, et caractérisé par une DLEG de  $330 \pm 20$  m. Ce stade présente au moins deux positions bien distinctes, même si elles sont très rapprochées.
2. Le stade Greina 1, correspondant aux moraines situées à la sortie de la Valle del Gaglianera, et qui présente deux positions bien distinctes. Ce stade se caractérise par une DLEG comprise entre 110 et 210 m. Cette valeur étant assez large, nous proposons de différencier ce stade en deux sous-stades (Greina 1b et Greina 1a).

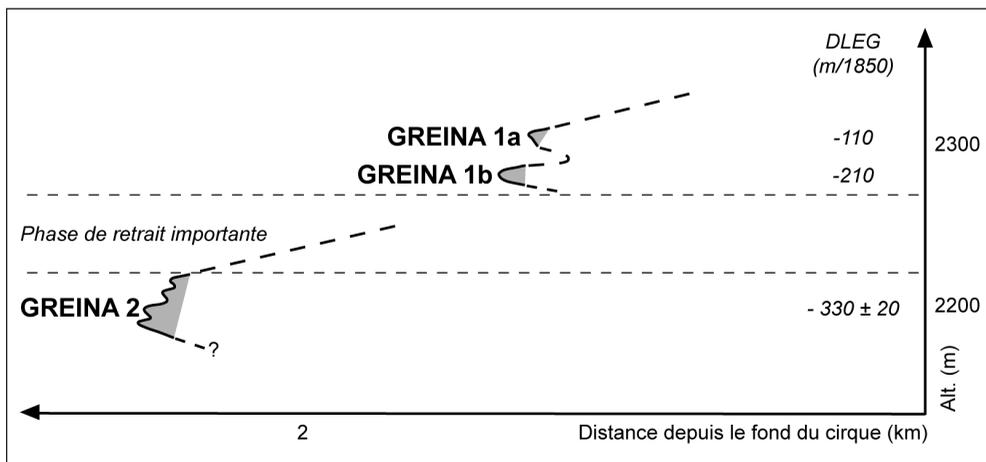


Fig. 3 : Séquence régionale composite de déglaciation de la région de la Greina.

Entre le stade Greina 2 et le stade Greina 1b, il n'y a pas d'autres positions bien marquées permettant de témoigner d'une phase de stagnation prolongée des glaciers. Pour le Glatsher da Gaglianera, la zone située entre le Plaun la Greina et le débouché de la Valle del Gaglianera présente de vastes étendues de moraine d'ablation, ce qui indique que le glacier a dû se retirer rapidement. En l'absence de datations absolues, afin de disposer d'indications chronologiques, nous avons tenté d'établir une

corrélation relative de la séquence de la Greina avec d'autres séquences reconstituées dans les Alpes grisonnes et tessinoises (Tab. 1).

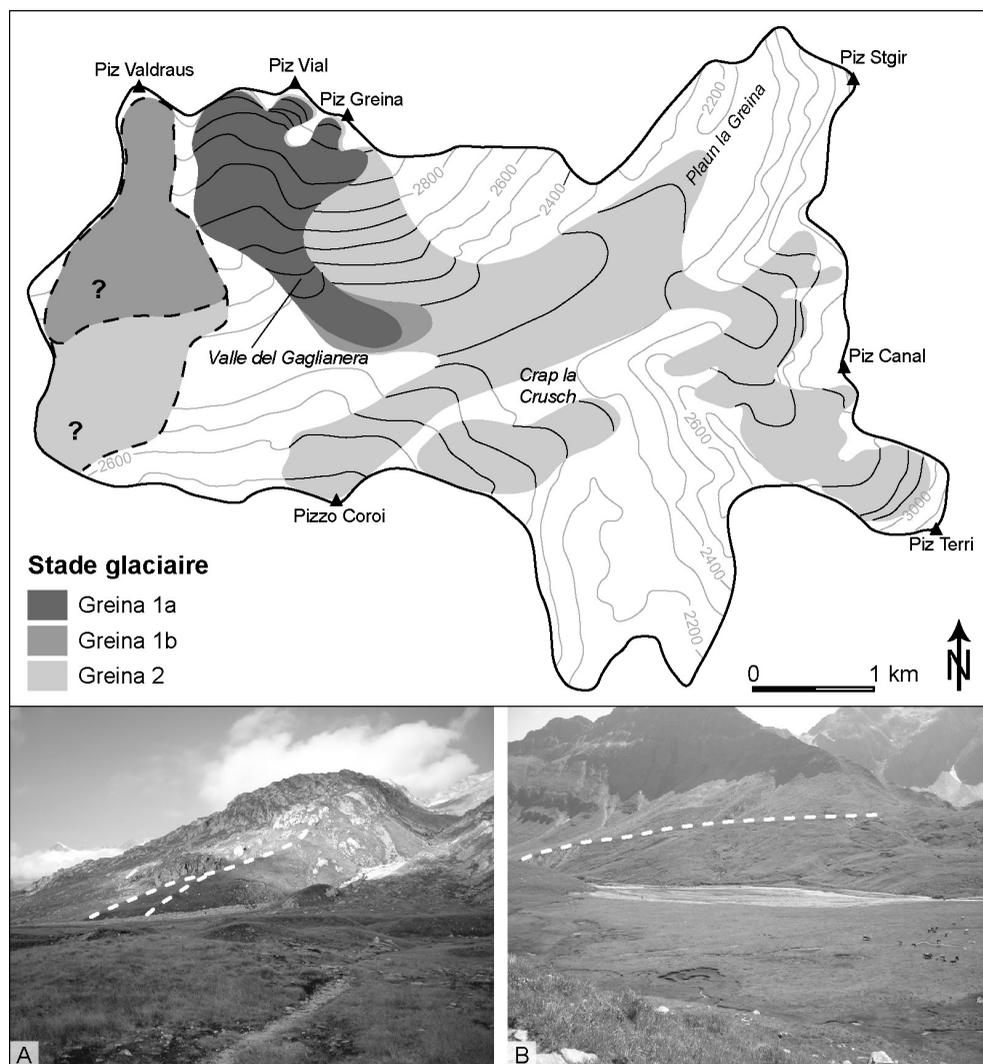


Fig. 4 : Les paléo-glaciers de la région de la Greina aux stades Greina 1a, Greina 1b et Greina 2. Les reconstitutions du Vadrecc del Valdraus sont hypothétiques et sont basées sur les valeurs de la DLEG régionale et sur la topographie du versant. Photo A : moraines latérales droites au débouché de la Valle del Gaglianera. Photo B : moraine latérale droite dans la région du Plaun la Greina. Clichés : G. Fontana.

Le stade Greina 2 correspond à un stade de stagnation prolongée des glaciers, avec construction de moraines bien définies mais assez arrondies et aplanies et en partie remaniées par des processus de solifluxion/gélifluxion. Du point de vue morphologique, il est possible de les corréler avec le stade d'All'Acqua, dans le Val Bedretto (Renner, 1982) et donc avec le stade de Daun du modèle « Alpes Orientales » de

Maisch (1981). La phase de retrait important entre les stades Greina 2 et Greina 1b correspond vraisemblablement à l'interstade Tardiglaciaire du Bølling-Allerød, ce qui permet de caler chronologiquement le stade Greina 2 à la fin du Dryas ancien. Les stades Greina 1b et Greina 1a correspondent à deux stades secondaires du même complexe principal, avec des moraines construites à crêtes bien marquées et plusieurs vallums, parfois à gros blocs. Les moraines de ce complexe se situent à une distance d'environ 1-1.5 km des moraines du stade historique de 1850. Ces arguments morphologiques permettent de corrélater ces moraines avec celles de Maniò et de l'Alpe di Cruina dans le Val Bedretto (Renner, 1982); Greina 1b correspond donc à l'avancée maximale de l'Egesen, tandis que Greina 1a serait une récurrence secondaire du complexe principal de l'Egesen (Bocktentälli du modèle de Maisch, 1981). Du point de vue chronologique, ces deux stades sont postérieurs au Bølling-Allerød et témoignent de la récurrence glaciaire du Dryas récent.

Région de la Greina		Modèle « Alpes Orientales »		Modèle « Gothard »	
Stade	DLEG	Stade	DLEG	Stade	DLEG
Greina 1a	110	Bocktentälli	100-150	Alpe di Cruina	116
Greina 1b	210	Egesen	170-240	Maniò	200-240
Phase de retrait importante		Bølling-Allerød		Bølling-Allerød	
Greina 2	310-350	Daun	250-350	All'Acqua	260-315

Tab. 1 : Essai de corrélation de la séquence composite de déglaciation de la Greina avec le modèle « Alpes Orientales » de Maisch (1981) et le modèle « Gothard » de Renner (1982).

#### 4.3. Evolution de la torrentialité

Afin de reconstituer les grandes phases de torrentialité dans la région de la Greina, nous nous sommes concentrés principalement sur les cônes de déjection situés au débouché de la Valle del Gaglianera et du Val Canal, et sur la plaine alluviale du Plaun la Greina (Fig. 1). Le cône de déjection situé à la sortie de la Valle del Gaglianera se compose d'une partie fossile, constituée de sédiments d'origine fluvio-glaciaire, couverte d'une végétation de pelouse alpine et entaillée par des paléo-chenaux, et d'une partie active emboîtée et caractérisée par de nombreuses traces indiquant le passage de laves torrentielles (Fig. 5). La partie fossile se situe au moins quatre mètres au-dessus du niveau actuellement actif. Le cône de déjection situé au débouché du Val Canal, au contraire, ne présente pas de partie actuellement active. Il est érodé à sa base par le Rein da Sumvitg et il présente un seul chenal qui transporte la charge sédimentaire directement dans le Plaun la Greina, sans sédimentation directe sur le cône.

Ces deux cônes ont été très probablement construits à partir du remaniement du stock sédimentaire laissé par les glaciers à la fin du Tardiglaciaire (cônes paraglaciers). Du point de vue chronologique, le cône situé au débouché du vallon du Gaglianera est postérieur au stade Greina 1a, ce qui indique qu'une phase de charriage très intense s'est produite dès la fin du Dryas récent – début du Préboréal. Si l'on tient compte des observations effectuées dans d'autres régions des Alpes (par ex. Ballandras, 1997; Schoeneich et al., 1998), cette phase pourrait s'être prolongée

jusqu'à la fin du Boréal – Atlantique ancien. Une phase d'accalmie assez générale doit s'être produite pendant l'optimum climatique holocène de l'Atlantique récent (Ballandras, 1997; Schoeneich et al., 1998), avec peu de charriage en raison de l'épuisement du stock sédimentaire dans la partie haute du bassin versant, ce qui s'est traduit par une érosion des cônes d'épandage fluvio-glaciaire avec re-sédimentation dans la plaine alluviale du Plaun la Greina et par le développement d'une pédogenèse sur la partie des cônes épargnée par l'érosion. Le Subboréal a vraisemblablement été marqué par une reprise de l'activité torrentielle, avec des alternances de phases de crise et d'accalmie portant à la formation de cônes superposés ou emboîtés (Ballandras, 1997; Schoeneich et al., 1998). Ceci est évident sur le cône situé au débouché de la Valle del Gaglianera pour la période suivant le Petit Age Glaciaire (PAG). L'importante fusion de la glace doit avoir causé une exacerbation de l'activité du Rein du Sumvitg, qui a remanié presque entièrement la moraine du stade de 1850 du Gletscher da Gaglianera (Fig. 5A) pour construire le cône de déjection actuel. L'exportation des sédiments depuis la partie haute des bassins versants a dû se concentrer durant les décennies qui ont suivi directement la période de retrait glaciaire maximal (cf. Cossart, 2004). Actuellement, le transfert sédimentaire est fortement réduit; en témoigne le fait que le bastion morainique construit par le Gletscher da Gaglianera entre 1900 et 1940 est encore largement en place (Fig. 5A).

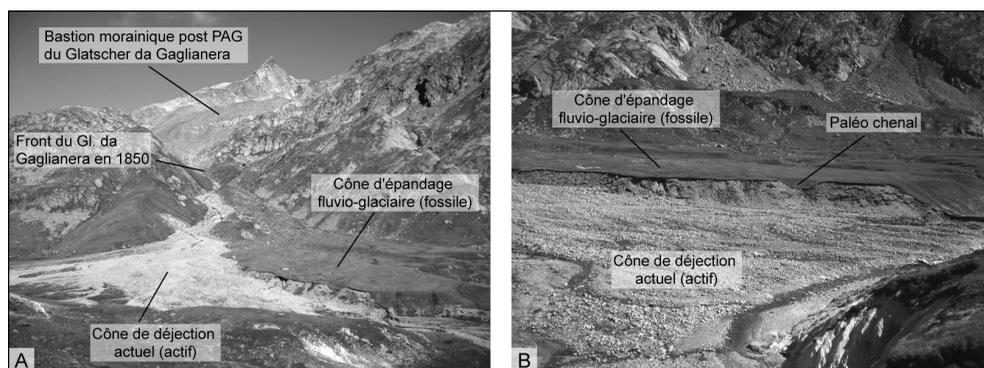


Fig. 5 : A : Vue frontale du cône de déjection à la sortie de la Valle del Gaglianera. Notez comme les moraines du stade 1850 ont été presque complètement érodées, alors que le bastion morainique construit entre 1900 et 1940 est encore bien visible (cf. Scapozza et Fontana, 2009). B : Vue de la partie latérale gauche du cône, avec l'ancien cône d'épandage fluvio-glaciaire perché plusieurs mètres au-dessus du cône actuel. Clichés : G. Fontana.

## 5. Conclusions

Les observations effectuées permettent d'esquisser les principales étapes de la morphogenèse de la région de la Greina depuis le Dernier Maximum Glaciaire :

1. Au LGM, la région était caractérisée par un important flux de glace provenant du Nord des Alpes, issu d'une calotte de glace située sur la Haute Surselva. Entre le LGM et le début du Tardiglaciaire, ce flux de glace al-

lochtone a perdu en importance, favorisant des flux de glace autochtones de direction S-N.

2. La première moitié du Tardiglaciaire a été caractérisée par la présence d'un réseau glaciaire dendritique, avec plusieurs diffluences par-dessus le Passo della Greina et Crap la Crusch. Une phase de stagnation prolongée a eu lieu à la fin du Dryas ancien (stade de Greina 2), suivie d'une importante phase de retrait glaciaire. La récurrence froide du Dryas récent est marquée par les stades de Greina 1b (Egesen maximal) et Greina 1a (Böcktentälli).
3. Le début de l'Holocène a été marqué par une phase de torrencialité importante due au remaniement du stock sédimentaire d'origine glaciaire. Une phase d'accalmie lors de l'Atlantique récent a permis l'érosion des grands cônes fluvio-glaciaires d'origine paraglaciaire, avec sédimentation dans la plaine alluviale du Plaun le Greina. La péjoration climatique qui commence au début du Subboréal et qui culmine au PAG est responsable de la reprise de l'activité torrentielle, avec la formation des cônes de déjection actuels.

## Bibliographie

- Ballandras, S. (1997). *Contribution à l'étude des bassin-versants torrentiels alpins. Stratigraphies, morphodynamique, paléoenvironnements des bassins versants depuis 15'000 ans*. Thèse de doctorat, Département de Géographie de l'Université de Savoie, 552 pp.
- Ballantyne, C.K. (2002). Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21: 1935-2017.
- Church, M. et Ryder, J.M. (1972). Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciations. *Bulletin of the Geological Society of America*, 83: 3059-3071.
- Cossart, E. (2004). L'activité torrentielle dans un haut bassin versant alpin en cours de déglaciation durant le XX<sup>e</sup> siècle : le vallon de Celse-Nière (Massif des Ecrins, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 3/2004: 225-240.
- Coutterand, S. et Buoncristiani, J.-F. (2006). Paléogéographie du Dernier Maximum Glaciaire du Pléistocène récent de la région du Massif du Mont Blanc, France. *Quaternaire*, 17: 35-43.
- Coutterand, S. et Nicoud, G. (2005). Les stades de retrait du glacier de l'Arve entre le verrou de Cluses et l'ombilic de Chamonix au cours du Tardiglaciaire (Vallée de l'Arve, Haute-Savoie). *Quaternaire*, 16: 85-94.
- Florineth, D. et Schlüchter, C. (1998). Reconstructing the Last Glacial Maximum (LGM) ice surface geometry and flowlines in the Central Swiss Alps. *Eclogae geologicae Helveticae*, 91: 391-407.
- Fontana, G. (2008). *Analyse et propositions de valorisation d'un paysage géomorphologique. Le cas de la Greina*. Mémoire de Master, Institut de Géographie de l'Université de Lausanne, 156 pp. [publié le 25 février 2008 sur <http://doc.ero.ch/record/8798?ln=fr>].
- Frey, J.D. (1967). *Geologie des Greinagebietes (Val Camadra, Valle Cavalasca, Val di Larciolo, Passo della Greina)*. Bern: Kümmerli & Frei. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, 131: 1-112.

- Gross, G., Kerschner, H. und Patzelt G. (1976). Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 12: 223-251.
- Jung, W. (1963). Die mesozoischen Sedimente am Südostrand des Gotthard-Massivs (zwischen Plaun la Greina und Versam). *Eclogae geologicae Helveticae*, 56: 653-754.
- Kelly M., Buoncristiani, J.-F. and Schlüchter, C. (2004). A reconstruction of the Last Glacial Maximum (LGM) ice-surface in the western Swiss Alps and contiguous Alpine regions in Italy and France. *Eclogae geologicae Helveticae*, 97: 57-75.
- Maisch, M. (1981). *Glazialmorphologische und Gletschergeschichtliche Untersuchungen im gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal (Kt. Graubünden, Schweiz)*. PhD Thesis, Geographisches Institut der Universität Zürich. Physische Geographie, 3: 1-215.
- Maisch, M. (1992). *Die Gletscher Graubündens*. Geographisches Institut der Universität Zürich. Physische Geographie, 33: 2 vol.
- Renner, F. (1982). *Beiträge zur Gletscher-Geschichte des Gotthardgebietes und dendroklimatologische Analysen an fossilen hölzern*. PhD Thesis, Geographischen Institut der Universität Zürich. Physische Geographie, 8: 1-182.
- Scapozza, C. et Fontana G. (a cura di) (2009). *Le Alpi Bleniesi. Storia glaciale e periglaciale e patrimonio geomorfologico*. Memorie della Società ticinese di Scienze naturali e del Museo cantonale di storia naturale, Lugano, 10: 1-111.
- Schlüchter, C. (2004). The Swiss glacial record – a schematic summary. In J. Ehlers et P.L. Gibbard (eds.), *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology* (pp. 413-418). Amsterdam: Elsevier.
- Schoeneich, P. (1993). 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* (pp. 15-24). Lausanne: Institut de Géographie, Travaux et recherches Vol. 9.
- Schoeneich, P. (1998). *Le retrait glaciaire dans les vallées des Ormonts, de l'Hongrin et de l'Étivaz (Préalpes vaudoises)*. Thèse de Doctorat, Institut de Géographie de l'Université de Lausanne, Travaux et recherches Vol. 14, 483 pp.
- Schoeneich, P., Dorthe-Monachon, C., Jailliet, S. et Ballandras S. (1998). Le retrait glaciaire dans les vallées des Préalpes et des Alpes au Tardiglaciaire. *Bulletin d'études préhistoriques et archéologiques alpines*, 9: 23-37.



# Etude dendroécologique des épicéas nains. Etude de cas dans la combe de Dreveneuse (Valais, Suisse)

Claire-Anne Dvorak<sup>1</sup>  
Christophe Lambiel<sup>1</sup>  
Markus Stoffel<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup> Institut de géographie  
Université de Lausanne  
Anthropole  
CH - 1015 Lausanne

<sup>2</sup> Institut für Geologie  
Universität Bern

<sup>3</sup> Institut des Sciences de l'Environnement  
Université de Genève

E-mails :  
christophe.lambiel@unil.ch  
markus.stoffel@dendrolab.ch

In Lambiel C., Reynard E. et Scapozza C. (Eds) (2011). *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie*, 3-5 septembre 2009, Olivone (Géovisions n° 36). Institut de géographie, Université de Lausanne.



## Résumé

Les circulations d'air dans les dépôts sédimentaires poreux ont un impact important sur la végétation avoisinante. Le nanisme des arbres s'y développant est un indicateur de conditions de croissance difficiles. La dendroécologie, qui permet d'étudier les variations des conditions de croissance des arbres au cours du temps, a été utilisée sur des épicéas nains se développant au pied d'un éboulis froid et sur le front d'un glacier rocheux fossile dans la combe de Drevenueuse (Valais). Si la corrélation entre les courbes de croissance des épicéas nains et celles d'épicéas de taille normale a été difficile à établir, les comparaisons avec des données météorologiques montrent qu'une diminution de la croissance des cernes s'est opérée depuis les années 1990, alors que les températures atmosphériques ont augmenté.

## 1. Introduction

La moyenne montagne présente une grande variété de milieux naturels. L'altitude, le climat, la topographie, la diversité des formes du relief et de la géologie conditionnent, par leurs particularités, autant de milieux différents pour la végétation. C'est par exemple le cas pour les portions aval de formations sédimentaires poreuses, sur-refroidies par des circulations d'air internes au dépôt. Ces phénomènes ont été observés à l'étage forestier depuis de nombreuses années (voir par ex. Wakonigg, 1996; Ruzicka, 1999; Sawada et al., 2003; Delaloye, 2004; Lambiel, 2006; Morard et al., 2010).

Les circulations d'air dans les dépôts sédimentaires poreux sont initiées par la différence de température entre l'air ambiant et l'intérieur du dépôt (Delaloye et al., 2003). En hiver, l'air plus chaud, et donc moins dense, contenu dans l'éboulis est évacué par la partie supérieure de la pente. Pour combler la dépression ainsi créée, de l'air froid est aspiré dans la partie inférieure de la pente. En été, le mécanisme inverse se met en place. L'éboulis étant plus froid que l'air ambiant, l'air interne, lourd et dense, s'écoule par gravité vers le pied de la pente. Au final, une anomalie thermique négative de plusieurs degrés peut être mesurée dans la partie aval de l'éboulis. Les conditions de vie difficiles qui en résultent se traduisent par le nanisme de la couche arbustive (épicéas, pins à crochet, bouleaux, etc.) et la présence d'une végétation hygrophile parsemée d'espèces alpines est la conséquence de conditions de vie difficiles (sol trop sec ou/et trop froid).

L'étude présentée ici a cherché à (1) analyser l'évolution des cernes de croissance d'épicéas nains localisés dans des secteurs froids de deux formations sédimentaires et à (2) mettre en évidence par le biais de l'étude de la croissance des cernes d'éventuelles modifications de la ventilation interne au cours des dernières décennies. La méthode utilisée pour ce travail est la dendroécologie, qui étudie les relations entre la largeur des cernes des arbres et les phénomènes environnementaux. Les études déjà réalisées par Bertinelli et al. (1993) et Schudel (2002) n'ont pas abouti à des conclusions définitives. Ce travail a donc tenté une approche différente de la dendroécologie (principalement dans l'échantillonnage), en utilisant d'autres techniques d'analyse (comparaison avec des données dendroécologiques de référence, des données climatiques ou encore leur situation orographique).

## 2. Site d'étude

Le site d'étude se trouve dans la combe de Dreveneuse, au nord-ouest de Monthey (VS) (Fig. 1). Perchée au-dessus de la vallée du Rhône à des altitudes comprises entre 1'300 à 1'850 m, la combe est ceinturée de parois calcaires qui dominent de vastes tabliers d'éboulis. Ces éboulis sont prolongés localement par des glaciers rocheux fossiles. Des épicéas de petite taille occupent la partie inférieure de plusieurs éboulis. On en observe également ça et là sur les glaciers rocheux fossiles. La partie basse de la combe est couverte d'une forêt d'épicéas plus ou moins dense et de quelques zones de clairières, alors que la partie haute n'est que peu densément boisée. On y observe des épicéas, des mélèzes et des pins à crochets.

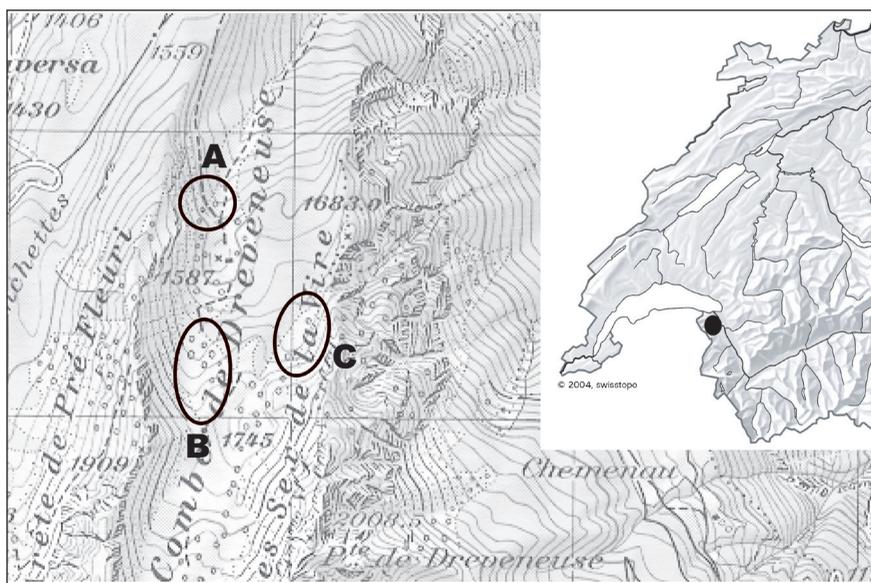


Fig. 1 : Situation de la zone d'étude. A : site d'étude permanent (cf. Delaloye, 2004; Lambiel, 2006), B : glacier rocheux fossile (Dorthe et Morard, 2007), C : zone d'échantillonnage des épicéas nains en pied de pente d'éboulis. Reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA100730).

Plusieurs investigations ont été menées en rive gauche de la combe de Dreveneuse depuis 2004 (Delaloye, 2004; Lambiel, 2006; Dorthe et Morard, 2007; Morard et al., 2010). Actuellement, le suivi du régime thermique de surface et dans 2 forages situés dans les portions médianes et aval de la pente ainsi que le monitoring électrique du terrain sont en cours sur l'éboulis de «Dreveneuse d'en bas» (site A, Fig. 1, voir Morard et al., 2010). L'éboulis de «Dreveneuse d'en haut» et le glacier rocheux fossile qui le prolonge (site B, Fig. 1) ont été étudiés par Dorthe et Morard (2007), qui y ont notamment effectué des mesures thermiques de surface (mesures BTS) et des mesures géoélectriques. Un suivi du régime thermique de surface du site y est effectué. Les différentes études menées sur les 2 sites mettent clairement évidence le phénomène de ventilation interne aux accumulations sédimentaires.

Deux sites ont été choisis pour l'étude présentée ici. Le premier se situe sur le front du glacier rocheux fossile étudié par Dorthe et Morard (2007) (site B). Le front du glacier rocheux est bien marqué dans sa partie sommitale, mais difficile à délimiter de manière précise à sa base (à environ 1'620 m). Ce glacier rocheux est entièrement végétalisé par des espèces de la strate herbacée à arborée. Des épicéas nains sont présents sur la partie supérieure du front du glacier rocheux, ainsi que dans la partie aval de l'éboulis qui le domine. Le deuxième site est un éboulis de la rive droite de la combe (site C). Orienté à l'ouest, cet éboulis est compris entre des altitudes de 1'660 et 1'740 m. La partie inférieure de la pente est colonisée par une couverture végétale peu diversifiée et caractéristique de conditions de croissance difficiles, avec des épicéas nains et quelques mélèzes disposés de manière plus ou moins dense. La couverture pédologique y est peu épaisse et laisse apparaître des blocs de taille décimétrique et quelques-uns de taille métrique. Des trous souffleurs sont présents en tous points de la partie basse de l'éboulis, souvent au pied de gros blocs.

### 3. Méthodologie

La méthode principale utilisée pour ce travail est la dendroécologie, qui étudie l'impact des conditions environnementales locales sur la croissance des arbres, au travers de l'évolution de la largeur des cernes. Les cernes sont l'expression visible du cycle de croissance annuel des végétaux ligneux et ne peuvent se former que dans des zones climatiques à saisons clairement différenciées. Cette méthode peut être appliquée dans de nombreux domaines comme les études climatiques ou historiques.

Toutes les particularités que l'on peut observer dans les échantillons à analyser sont des indicateurs de perturbations ou, au contraire, d'amélioration des conditions de développement pour l'arbre. Parmi les indicateurs de contraintes, les plus importantes pour ce travail sont:

- l'augmentation ou la diminution abrupte de la croissance. Traduite par des cernes larges, l'augmentation de la croissance est un signe d'une amélioration notable des conditions environnementales de l'arbre (climat plus favorable, meilleur drainage du terrain, élimination d'arbres voisins, etc.). Au contraire, une diminution abrupte de croissance (cernes étroits) est le signe d'une perturbation majeure et durable pour l'arbre (Stoffel et Bollschweiler, 2008, 2009) ;
- le bois de compression. Celui-ci se forme sur les conifères lorsque l'arbre est déstabilisé (par ex. par un glissement de terrain). Pour retrouver sa verticalité, l'arbre doit produire plus de cellules sur le côté opposé au facteur stressant, c'est-à-dire du côté aval pour les processus liés à la pente. Les cellules du bois de compression sont généralement rondes et leur paroi est plus épaisse. De plus, du fait du stress imposé à l'arbre, la division cellulaire y est plus rapide. Tout ceci induit des cernes plus larges du côté incliné (Schweingruber, 1996) ;
- les cernes incomplets. Il arrive que certaines années un cerne ne se développe pas sur tout le pourtour du tronc. Ceci est lié à des conditions envi-

ronnementales particulièrement difficiles pour l'arbre, comme des températures très froides durant la période de croissance.

L'échantillonnage et la mesure des cernes peuvent être effectués sur quatre faces différentes de l'arbre en fonction des informations recherchées (Fig. 2) :

- la face C correspond à la face amont de l'arbre, soit celle qui est directement exposée aux perturbations liées à des processus géomorphologiques ;
- la face D est située à l'opposé, du côté aval, là où se manifestent certaines réactions de l'arbre suite à une perturbation ;
- les faces A et B correspondent aux faces latérales. Ces deux prélèvements permettent, normalement, de s'affranchir des effets de la perturbation géomorphologique éventuelle précitée. Ils peuvent être utilisés pour montrer les conditions de croissance générales (climat, modifications dans l'environnement direct, etc.).

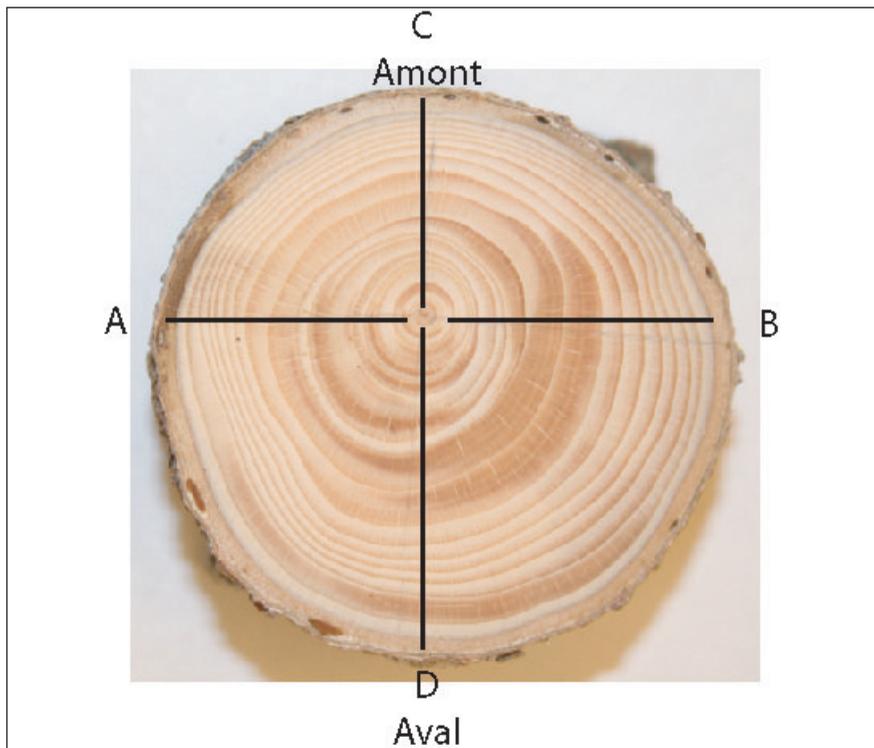


Fig. 2 : Situation des différentes directions où les échantillons peuvent être prélevés (d'après Stoffel, 2005).

Pour cette étude, deux types d'arbres ont été analysés. Des épicéas de taille « normale », situés dans la forêt climacique, ont servi à créer une courbe de référence locale qui représente la croissance normale de l'espèce sur le site d'étude. Les échantillons, prélevés à la tarière, mesurent 5 mm de diamètre. Cette technique a l'avantage de préserver l'arbre.

Les autres arbres échantillonnés sont des épicéas nains situés dans les zones froides. Dans ce cas, les épicéas ont été sciés à leur base et les analyses réalisées sur des disques de section. Les échantillons ont été prélevés sur quinze épicéas nains, cinq du site B et dix du site C. Sur chacun des arbres, quatre rondelles ont été découpées à un intervalle de 30 cm environ, en fonction de la disposition des branches ou de la présence éventuelle de blessures. La première rondelle a toujours été prise au niveau du sol.

Une fois prélevés, les échantillons ont été collés sur des supports, les cellules disposées verticalement, puis poncés afin d'obtenir une meilleure lisibilité. Les cernes ont ensuite été comptés, de l'extérieur vers l'intérieur de l'arbre. Puis, les échantillons ont été analysés visuellement afin de mettre en évidence les anomalies de croissance. Finalement, la largeur des cernes a été mesurée avec une précision de 1/100 mm (voir Stoffel, 2005).

La courbe de référence est représentative de la croissance des arbres ne subissant pas de contraintes autres que climatiques. Elle a été construite en effectuant une moyenne des deux échantillons prélevés sur les côtés A et B. Cette moyenne a été indexée et une moyenne mobile de 11 ans a été appliquée pour supprimer l'effet des tendances à long terme (vieillesse). Malgré ce lissage, les variations de croissance interannuelles importantes sont toujours visibles (Stoffel, 2005).

## 4. Résultats et analyse

### 4.1. Courbes de croissance

#### *Courbe de référence*

Les échantillons ont été prélevés sur 32 arbres dans les environs immédiats des deux clairières d'épicéas nains, à des altitudes allant de 1'630 à 1'690 m (Fig. 3). La forêt y est peu dense et les arbres sont, pour la plupart, de grande taille.

Les mesures effectuées sur ces échantillons montrent une grande variabilité de la taille des cernes, avec des valeurs comprises entre 0,02 mm et 6,2 mm. La largeur moyenne est de 1,45 mm. La courbe de référence (Fig. 4), qui débute en 1774, montre plusieurs pics de valeurs, tant positifs que négatifs. Les années 1811, 1846, 1873 et 1881 ont connu une croissance particulièrement marquée. Les années 1813, 1816, 1886, 1912, 1913, 1948-1951 et 1976 ont connu au contraire une croissance particulièrement faible. On peut relever que les années avec la plus forte croissance appartiennent toutes au 19<sup>e</sup> siècle, alors que celles avec la croissance la plus faible se situent plutôt au 20<sup>e</sup> siècle. A partir des années 1950, les variations interannuelles sont spécialement importantes.

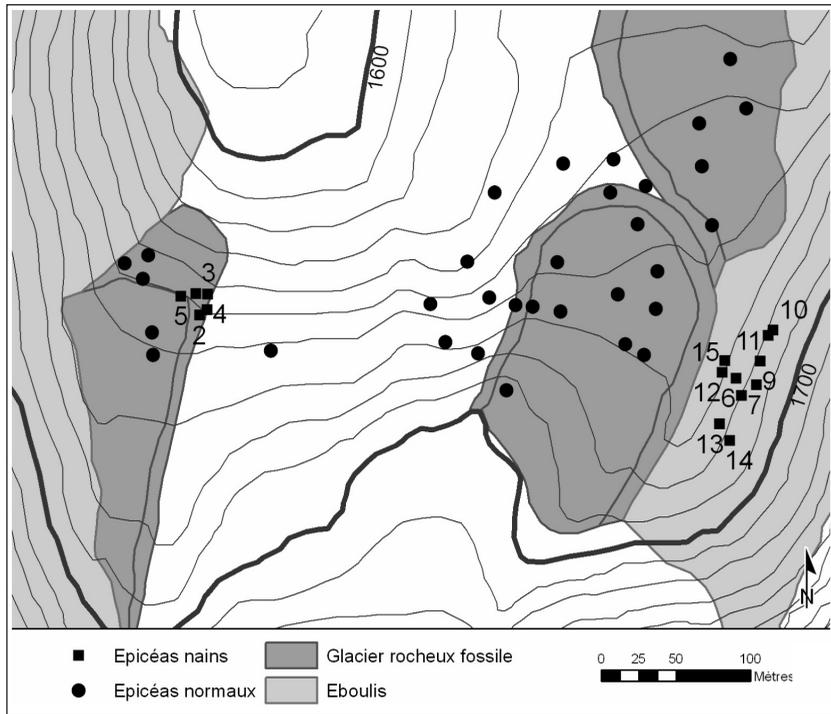


Fig. 3 : Situation de l'échantillonnage.

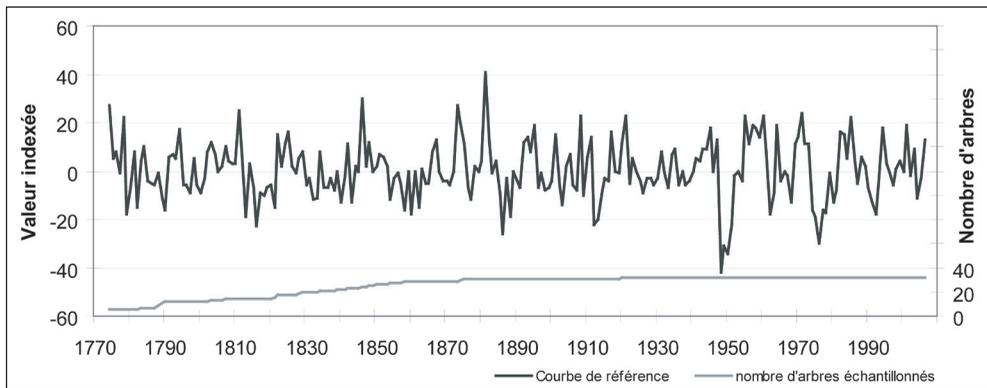


Fig. 4 : Courbe de référence réalisée à partir des échantillons prélevés sur les épicéas normaux.

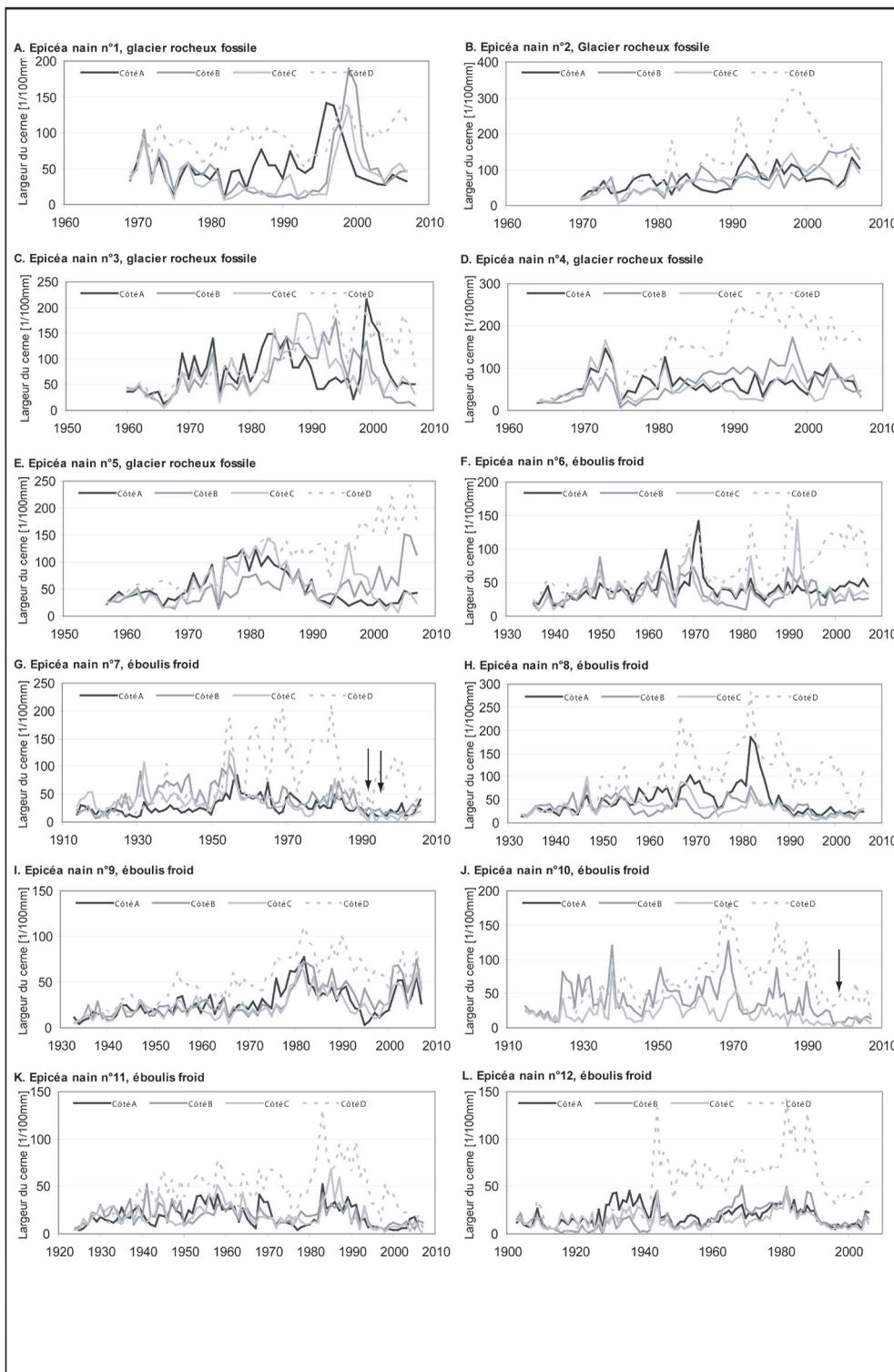
### *Epicéas nains*

Dans leur structure interne, les arbres des deux zones ne montrent pas les mêmes caractéristiques. Si leur taille est identique, le nombre et la largeur de leurs cernes diffèrent. Les épicéas nains du glacier rocheux fossile possèdent des cernes moins nombreux (ils sont donc plus jeunes, à taille égale) et plus larges que ceux de l'éboulis froid. Du fait de cette différence, les arbres des deux zones ont été analysés de manière distincte.

Les rondelles prélevées montrent des différences de croissance entre les quatre faces analysées (Fig. 5). En effet, malgré le choix d'arbres les plus droits possible, presque tous montrent du bois de compression sur la face aval de la rondelle (côté D). Certains cernes sont peu distincts des autres du fait de leur très faible épaisseur, qui est généralement de deux ou trois rangs de cellules (une ou deux de bois précoce et une de bois tardif) (ex. Fig. 5J, flèche). Ceci empêche un comptage des cernes fiable sur certains côtés des échantillons. Il a donc fallu se baser sur des cernes pouvant servir de référence, du fait de leur largeur suffisante, depuis un autre côté, afin d'en déterminer l'âge. Par ailleurs, certaines années, les cernes sont incomplets (ex. Fig. 5G, flèches). Certains cernes peuvent en outre être complets à une hauteur donnée de l'arbre, mais pas à une autre. Il est parfois difficile, voire impossible de déterminer quel est le cerne manquant sur un côté de l'échantillon, du fait de la présence de branches ou de blessures qui empêchent de suivre les cernes sur leurs circonférences depuis un autre côté (ex. Fig. 5J). De nombreux cernes incomplets sont ainsi visibles sur les épicéas nains de l'éboulis froid, généralement sur les côtés A et C.

D'un arbre à l'autre, les différences de croissance semblent marquées et il est difficile de mettre en évidence des caractéristiques communes à tous les arbres. Ceci est lié au fait que, d'une part, les arbres répondent de manière individuelle à une certaine contrainte et que, d'autre part, leur situation orographique leur apporte des conditions environnementales également particulières. Comme on peut le voir sur la figure 5, les mesures effectuées sur les différents côtés de chaque rondelle montrent une certaine hétérogénéité, tant sur les arbres du glacier rocheux fossile que ceux de l'éboulis froid. Durant certaines périodes, on peut observer une bonne corrélation de croissance entre les différents côtés (ex. Fig. 5I à partir de 1965 ou 5L dès 1940, sans tenir compte du côté D), tandis qu'à d'autres moments, cette corrélation n'est pas effective (ex. Fig. 5C à partir de 1980 ou 5G durant les années 1980).

Lorsqu'un arbre n'est pas perturbé dans sa croissance, la largeur des cernes peut légèrement diminuer avec la hauteur, mais les courbes de croissance établies sur les différents côtés demeurent bien corrélées (Schweingruber, 1996). Les épicéas nains ont souvent des courbes de croissance par côtés séparés, prises à différentes hauteurs, qui ne semblent pas être, à première vue, parfaitement bien corrélées (Fig. 6 et 7A). Souvent, les deux rondelles inférieures de l'arbre sont relativement bien corrélées entre elles, mais celles prises plus haut le sont moins, voire beaucoup moins. Il n'y a pas de différence de croissance marquée entre les épicéas nains poussant sur le glacier rocheux fossile et ceux poussant sur l'éboulis froid, chaque arbre montrant une tendance à l'unicité. Il n'est donc pas possible d'effectuer une généralisation en analysant uniquement les courbes de croissance par côté.



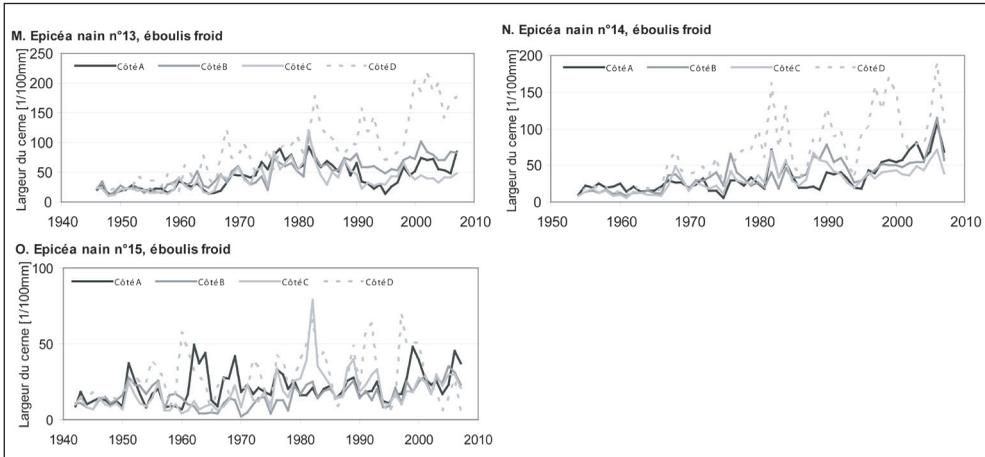


Fig. 5 : Courbes de croissance des épicéas nains, mesurées sur la première rondelle.

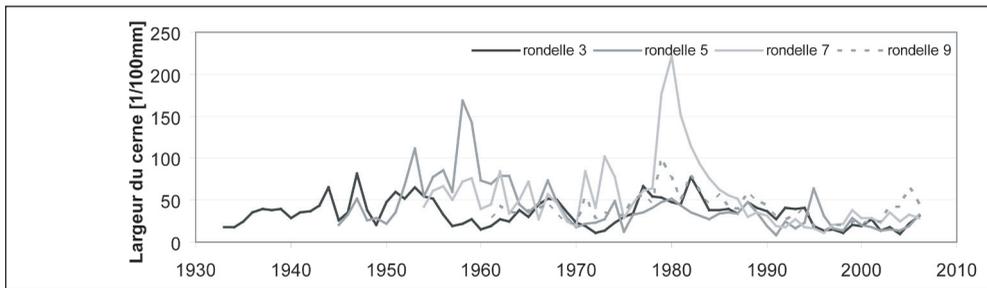


Fig. 6 : Courbes de croissance de l'arbre n°8, côté B, mesurées à différentes hauteurs.

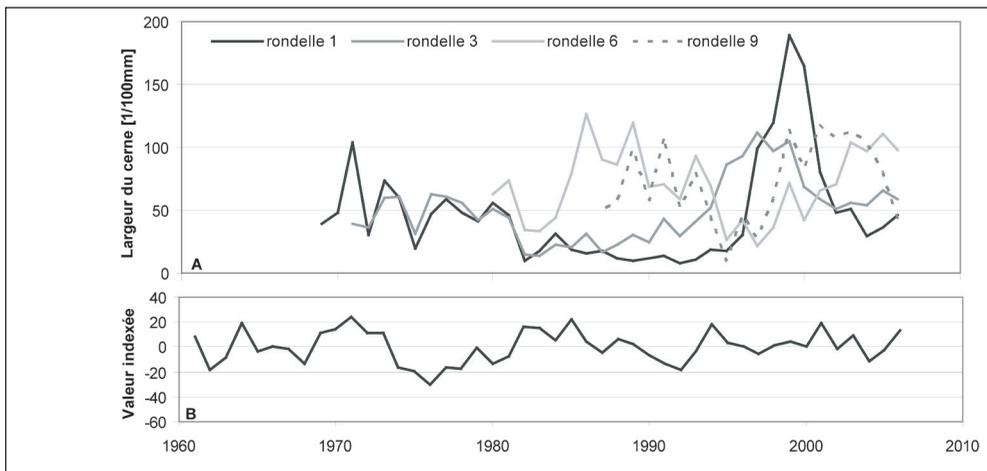


Fig. 7 : Courbes de croissance de l'épicéa nain n°1 (A), côté B, mesurées à différentes hauteurs et courbe de référence (B). La rondelle n°1 est prise au niveau du sol.

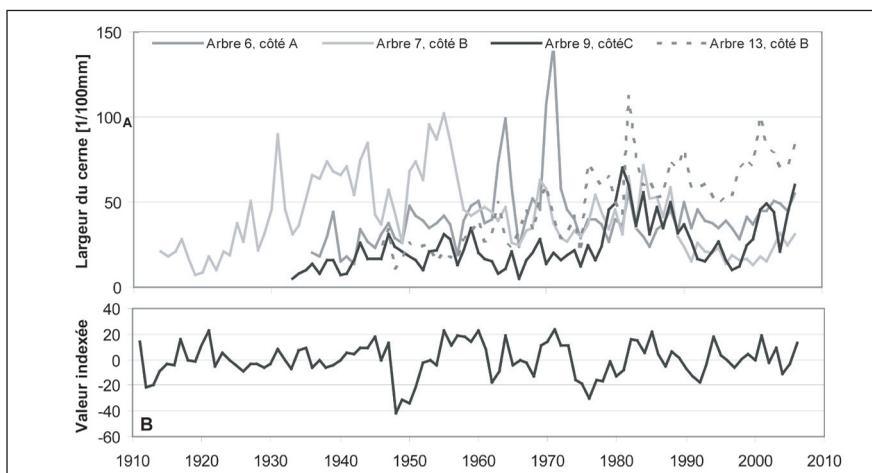


Fig. 8 : Courbes de croissance de différents épicéas nains (A), mesurées au niveau du sol et courbe de référence (B).

#### 4.2. Comparaison de la croissance des épicéas nains avec la courbe de référence

Les comparaisons entre la courbe de référence et les courbes de croissance des épicéas nains ont été effectuées de manière visuelle. Elles montrent que les années marquantes des deux environnements ne sont pas synchrones (Fig. 8). On peut ainsi observer une alternance de périodes de croissance en phase ou en déphasage avec la courbe de référence.

Les épicéas nains des deux sites montrent une perturbation de croissance dont l'intensité varie d'un arbre à l'autre, en fonction de la hauteur de l'échantillon. La perturbation est marquée au niveau du sol (Fig. 7 et 8) et diminue avec la hauteur (Fig. 7). Ainsi, certains arbres ne montrent une forte perturbation qu'au niveau du sol, d'autres jusqu'à une faible hauteur ou encore sur toute leur hauteur.

#### 4.3. Comparaison de la croissance des épicéas nains avec les données climatiques

Les courbes de croissance des épicéas nains ont également été comparées avec les données de température de la station de MétéoSuisse de Château-d'Oex (VD). L'évolution des températures de l'air est marquée par un réchauffement à partir des années 1970 et par une accélération du réchauffement dès 1990 (Beniston, 2000). Or, la moitié des épicéas nains situés au pied de l'éboulis froid montrent une diminution de croissance à partir des années 1990 au niveau du sol (cf. Fig. 5G, H, J, K et L). De plus, la plupart des cernes incomplets s'observent depuis cette période (Fig. 5G, I, J, K, L, M et O). Même si la relation n'est pas établie de manière absolue, il est possible que l'augmentation des températures atmosphériques ait, indirectement, conduit à une péjoration des conditions de vie de certains épicéas, visible dans le ralentissement de la croissance des cernes. Cette relation est, à l'heure actuelle, difficile à expliquer. Est-ce que le réchauffement a conduit à une modification des circulations d'air internes, qui, d'une manière ou d'une autre, aurait péjoré les conditions de croissance des arbres ?

Cette diminution de croissance est-elle liée à des modifications de l'enneigement ou de l'humidité du sol ? Ces questions demeurent ouvertes et nécessitent d'autres investigations, comme par exemple l'analyse détaillée de l'évolution des paramètres climatiques (températures mensuelles, précipitations) au cours des dernières décennies.

## 5. Conclusions

Les résultats de l'étude des épicéas nains par dendrochronologie sont exploitables pour l'étude du régime thermique des formations sédimentaires poreuses. Deux conclusions majeures peuvent être formulées :

- le travail sur rondelle a permis de mettre en évidence les variations de croissance existant au sein d'un même arbre. Celles-ci sont présentes entre les différents côtés d'un arbre, ainsi qu'à différentes hauteurs. La croissance lente et les cernes incomplets soulignent les conditions environnementales difficiles pour la végétation. Cependant, du fait du caractère unique de chaque arbre, il est difficile d'établir des corrélations entre eux, ainsi qu'avec des facteurs externes, de manière visuelle ;
- une concentration de cernes incomplets ainsi que la diminution de croissance mesurée sur quelques arbres de l'éboulis froid a été mise en évidence à partir des années 1990. L'explication de ce phénomène passe par une analyse statistique plus approfondie incluant des paramètres climatiques, ainsi que la poursuite du monitoring thermique et électrique des éboulis froids de l'étage forestier.

## Bibliographie

- Beniston, M. (2000). *Environmental change in mountain and uplands*. London : Arnold.
- Bertinelli, F., Petitcolas, V., Asta, J., Richard, L. et Souchier, B. (1993). Relations dynamiques entre la végétation et le sol sur éboulis froids dans les Alpes françaises méridionales. *Revue d'Ecologie Alpine*, 2 : 93-104.
- Delaloye, R. (2004). *Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale*. Thèse. Fac. Sciences, Univ. Fribourg, Geofocus, Vol. 10.
- Delaloye, R., Reynard, E., Lambiel, C., Marescot, L. et Monnet, R. (2003). Thermal anomaly in a cold scree slope (Creux du Van, Switzerland). *Proceed. 8th Int. Conf. Permafrost, Zurich 2003*, 1, 175-180.
- Dorthe, J. et Morard, S. (2007). *Effets de la ventilation des éboulis froids et des glaciers rocheux fossiles dans les Préalpes suisses romandes*. Travail de diplôme, Institut de Géographie, Université de Fribourg (non publié).
- Lambiel, C. (2006). *Le pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité : distribution, régime thermique et instabilités*. Thèse, Université de Lausanne, Institut de Géographie, Travaux et Recherches, 33, 260 p.
- Morard, S., Delaloye, R. et Lambiel, C. (2010). Pluriannual thermal behavior of low elevation cold talus slopes (western Switzerland). *Geographica Helvetica*, 65(2) : 124-134.

- Ruzicka, V. (1999). The freezing scree slopes and their arachnofauna. In B.M. Möselers et R. Molenda (Eds), *Lebensraum Blockhalde*, Decheniana, Beihefte 37 : 141-147.
- Sawada, Y., Ishikawa, M. et Ono, Y. (2003). Thermal regime of sporadic permafrost in a block slope on Mt. Nishi-Nupukaushinupuri, Hokkaido Island, Northern Japan. *Geomorphology*, 52 : 121-130.
- Schudel, K. (2002). *Hexenwäldli, Dendroökologie von Kümmerfichtenbeständen auf unterkühlten Schutthalden*. Davos : Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung SLF, Zürich : Departement Umweltnaturwissenschaften ETH (non publié).
- Schweingruber, F. H. (1996). *Tree Rings and Environment. Dendroecology*. Berne : Haupt.
- Stoffel, M. (2005). *Spatio-temporal variations of rockfall activity into forests - results from tree-ring and tree analysis*. Thèse. Fac. Sciences, Univ. Fribourg, Geofocus, Vol. 12.
- Stoffel, M. et Bollschweiler, M. (2008). Tree-ring analysis in natural hazards research – an overview. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8 : 187-202.
- Stoffel, M. et Bollschweiler, M. (2009). What tree rings can tell about earth-surface processes. Teaching the principles of dendrogeomorphology. *Geography Compass*, 3 : 1013-1037.
- Wakonigg, H. (1996). Unterkühlte Schutthalden, *Beiträge zur Permafrostforschung in Österreich. Arbeiten aus dem Inst. f. Geogr. Karl-Franzens-Universität Graz*, 33 : 209-233.

# Datation relative de formes périglaciaires alpines à l'aide de la méthode paléogéographique et du marteau de Schmidt

Cristian Scapozza  
Christophe Lambiel  
Emmanuel Reynard

Institut de Géographie  
Université de Lausanne  
Anthropole  
CH - 1015 Lausanne

E-mails :  
cristian.scapozza@unil.ch  
christophe.lambiel@unil.ch  
emmanuel.reynard@unil.ch

In Lambiel C., Reynard E. et Scapozza C. (Eds) (2011). *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie*, 3-5 septembre 2009, Olivone (Géovisions n° 36). Institut de géographie, Université de Lausanne.



## Résumé

L'utilisation conjointe de la méthode paléogéographique et du marteau de Schmidt permet de préciser la chronologie de l'évolution du relief à partir du dernier maximum glaciaire. Dans la région du Mont Gelé (Valais), l'application conjointe des deux méthodes a permis d'établir une chronologie du retrait glaciaire au Tardiglaciaire et de dater les glaciers rocheux dans le secteur de La Chaux et dans le vallon situé à l'est du Mont Gelé. Ceci a permis d'affiner la chronologie de l'évolution morphologique de la région sur plus de 15'000 ans.

## Abstract

The joint utilisation of the palaeogeographical method and of the Schmidt hammer allowed giving a more precise chronological scale in studies concerning the Alpine morphogenesis since the Last glacial maximum. In the Mont Gelé area (Valais), the joint application of both methods allowed us to establish a chronology of the Lateglacial glacier retreat and to date rockglaciers in the zone of La Chaux and in the eastern flank of Mont Gelé. The utilisation of these two methods allowed us to refine the chronology of regional morphological evolution of more than 15'000 years.

## 1. Introduction

Dans le cadre des recherches relatives à l'évolution morpho-climatique des Alpes durant le Tardiglaciaire et l'Holocène, peu d'études ont été menés sur la chrono-stratigraphie des formations sédimentaires meubles de la zone périglaciaire. Celle-ci se situant au-dessus de la limite supérieure de la forêt, il est en effet très difficile de trouver des restes d'origine organique permettant des datations afin d'effectuer des calages chronologiques absolus (Scapozza et al., 2010). De plus, les méthodes permettant de connaître l'âge d'exposition des roches sont relativement complexes et chères. Elles ne permettent donc qu'un nombre limité de datations (par ex. Ivy-Ochs et Kober, 2008). Pour pallier à ce problème, il a été décidé de recourir à des méthodes de datation relative permettant des corrélations avec une chronologie absolue (Haeblerli et al., 2003).

Deux types de méthodes ont été utilisées : la méthode dite paléogéographique, permettant la reconstitution de l'extension passée des glaciers et du pergélisol et le calcul de paramètres paléoclimatiques (par ex. Kerschner, 1985; Lambiel et Reynard, 2003), et le marteau de Schmidt (*Schmidt hammer*), permettant la datation relative de la surface de glaciers rocheux, d'éboulis et de moraines (par ex. Shakesby et al., 2006; Kellerer-Pirklbauer, 2008). La méthode paléogéographique permet un calage chronologique absolu par corrélation avec des périodes froides ou chaudes datées par des méthodes numériques (par ex., le radiocarbone, les isotopes cosmogéniques, la luminescence, ...), tandis que le marteau de Schmidt permet un calage des âges par construction d'une courbe de calibration en fonction du temps. Pour chaque méthode, les domaines d'application, les avantages et les limites sont présentés sur la base de cas d'étude dans la région du Mont Gelé (Alpes Valaisannes). L'objectif

principal de l'article est de présenter une méthodologie d'étude chronologique des formes périglaciaires alpines à l'aide de l'utilisation conjointe des deux méthodes.

## 2. Datation relative de formes périglaciaires alpines

### 2.1. La méthode paléogéographique

La méthode paléogéographique intègre la morpho-stratigraphie, qui permet de construire des chronologies relatives sur la base des relations géométriques (continuité, superposition, recoupement) entre formes géomorphologiques, et le calcul de paramètres paléoclimatiques, permettant la reconstitution de paléo-températures et de paléo-précipitations. Dans les régions de haute montagne, cette méthode est basée sur la morpho-stratigraphie des stades glaciaires et des glaciers rocheux. Cette approche permet de calculer la dépression de la ligne d'équilibre des glaciers (DLEG) et la dépression du pergélisol (DP). Ces deux variables sont très importantes dans l'étude chronologique de l'évolution climatique des régions de haute montagne (par ex. Haeberli, 1983; Kerschner, 1985; Schoeneich, 1998; Scapoza et Fontana, 2009), car elles varient en fonction des fluctuations des températures et des précipitations à la ligne d'équilibre des glaciers (pour la DLEG) et à la limite inférieure du pergélisol (LIP) (pour la DP).

Inspirée des travaux de Schoeneich (1998), la démarche adoptée pour étudier les modalités du retrait glaciaire de la région d'étude au Tardiglaciaire est basée sur quatre étapes principales (Fig. 1; pour plus de détails, voir Scapoza et Fontana, 2009) :

1. La cartographie géomorphologique de détail des formes d'origine glaciaire et périglaciaire (Fig. 1, lettre A).
2. La numérotation de l'amont vers l'aval de toutes les moraines permettant de reconstituer une position du front glaciaire (Fig. 1, lettre B). Les moraines sont ensuite combinées pour définir des positions de référence du paléoglacier.
3. La reconstitution de la position la mieux marquée et qui se prête à une reconstruction de la surface glaciaire la plus cohérente possible pour chaque groupe de positions reliées par des moraines latérales communes (Fig. 1, lettre C). Pour chaque position retenue, l'altitude de la ligne d'équilibre glaciaire théorique (LEG) a été calculée selon la méthode de partage des surfaces, avec un AAR (*Accumulation Area Ratio*) de 0.67 (cf. Gross et al., 1976; Schoeneich, 1998; Scapoza et Fontana, 2009).
4. L'établissement d'une séquence morpho-stratigraphique locale tenant compte de toutes les moraines et de tous les glaciers rocheux du même cirque glaciaire ou d'une même vallée (Fig. 1, lettre D). Les séquences locales ont été ensuite corrélées entre elles sur la base des valeurs de la DLEG et de la DP, de la morphologie des moraines, des glaciers rocheux et de la similitude d'évolution des glaciers, afin de définir une séquence composite régionale.

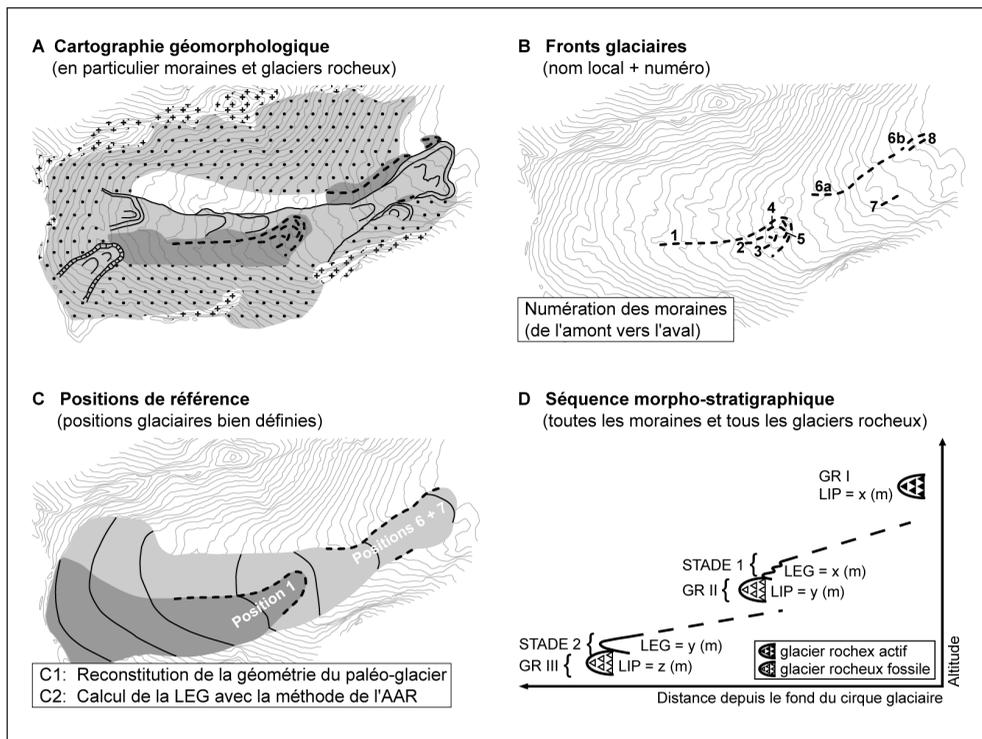


Fig. 1 : Méthodologie de nomenclature et de reconstitution des stades glaciaires adoptée dans cette étude (modifié d'après Scapozza et Fontana, 2009). Explications dans le texte. LEG : ligne d'équilibre glaciaire ; LIP : limite inférieure du pergélisol discontinu ; GR : génération de glaciers rocheux. La dépression de la ligne d'équilibre des glaciers (DLEG) se calcule en soustrayant la LEG calculée à la LEG de référence du stade 1850. La dépression du pergélisol (DP) se calcule en soustrayant l'altitude de la LIP passée à l'altitude de la LIP actuelle (déterminée sur la base des glaciers rocheux actuellement actifs/inactifs).

## 2.2. Le marteau de Schmidt

Le marteau de Schmidt (*Schmidt hammer*), appelé également scléromètre à béton, est un appareil mécanique portable développé à partir des années 1950, permettant le contrôle rapide et non destructif de la qualité d'un matériel sur la base de la mesure d'une valeur de rebondissement (Schmidt, 1950). La valeur de rebondissement (valeur-*R*) est proportionnelle à la résistance à la compression de la surface de la roche qui, pour une même pétrographie soumise à des conditions climatiques similaires, est proportionnelle au degré d'altération de la roche (McCarroll, 1989; Laustela et al., 2003). Tenant compte de l'histoire du transport de la roche, qui peut influencer la rugosité de surface de l'échantillon à mesurer, il est possible de faire des datations relatives de l'âge d'exposition de la roche aux agents atmosphériques sur la base des valeurs-*R* (Fig. 2). Des valeurs élevées indiquent des âges jeunes, et vice-versa. Le marteau de Schmidt a été passablement utilisé à partir des années 1980 dans les études d'environnements glaciaires et périglaciaires, en particulier pour la datation relative de la surface

de moraines (par ex. McCarroll, 1989; Shakesby et al., 2006) et de glaciers rocheux (par ex. Frauenfelder et al., 2005; Kellerer-Pirklbauer et al., 2008).

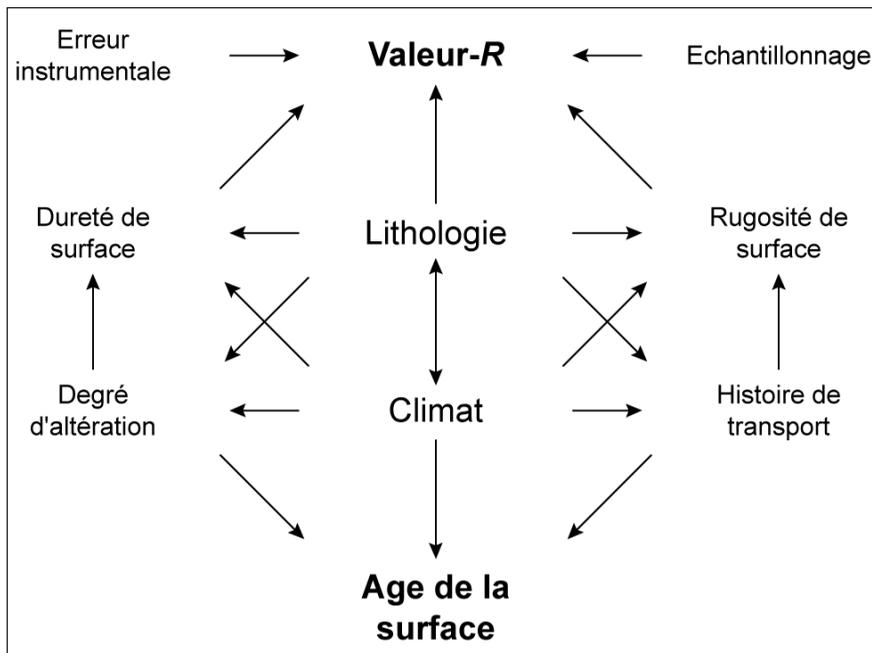


Fig. 2 : Facteurs qui peuvent influencer la valeur-R et donc l'âge de la surface d'un échantillon et leurs relations. Modifié d'après McCarroll (1989).

Les mesures ont été effectuées en choisissant la plus grande variété de stations de mesure par site. Le but n'étant pas la datation d'une seule forme géomorphologique, mais plutôt la compréhension des relations stratigraphiques et sédimentaires entre toutes les formes présentes sur le terrain d'étude, la stratégie de datation a dû tenir compte de la complexité des transferts sédimentaires actuels ou passés (Fig. 3, lettre A). Sur les éboulis et les glaciers rocheux, au moins trois stations de mesure par site, alignées au centre de la formation, ont été choisies. Pour chaque station de mesure, au moins 5 blocs ont été mesurés (Fig. 3, lettre B). Pour chaque bloc, la valeur-R a été mesurée au même emplacement quatre fois, ceci pour au moins 10 points de mesure (Fig. 3, lettre C). La première mesure n'a jamais été utilisée, car elle donnait systématiquement une valeur-R plus faible par rapport aux mesures 2 et 3 en raison de la poussière qui recouvrait la surface des blocs. La quatrième mesure, au contraire, a servi de valeur de contrôle, et présentait généralement la valeur-R la plus élevée à cause de l'amincissement de la couche superficielle d'altération suite aux impacts 1 à 3. La moyenne arithmétique des 50 mesures (tenant compte seulement des deux valeurs médianes pour chaque groupe de quatre impacts) a enfin été calculée avec un intervalle de confiance de 95% (Kellerer-Pirklbauer, 2008). Il est important que la surface du bloc à dater soit relativement plane, peu rugueuse (pas de lichens, pas de gros minéraux), sèche, propre, sans fissures et de lithologie homogène (McCarroll, 1989; Shakesby et al., 2006). Une calibration des âges en fonction de la valeur-R sur la base de surfaces d'âge connu a enfin été essayée par régression linéaire (cf.

Kellerer-Pirklbauer, 2008; Matthews et Owen, 2010). Dans cette étude, un marteau de Schmidt digital (*Digi-Schmidt*), modèle LD de la firme suisse Proceq, a été utilisé.

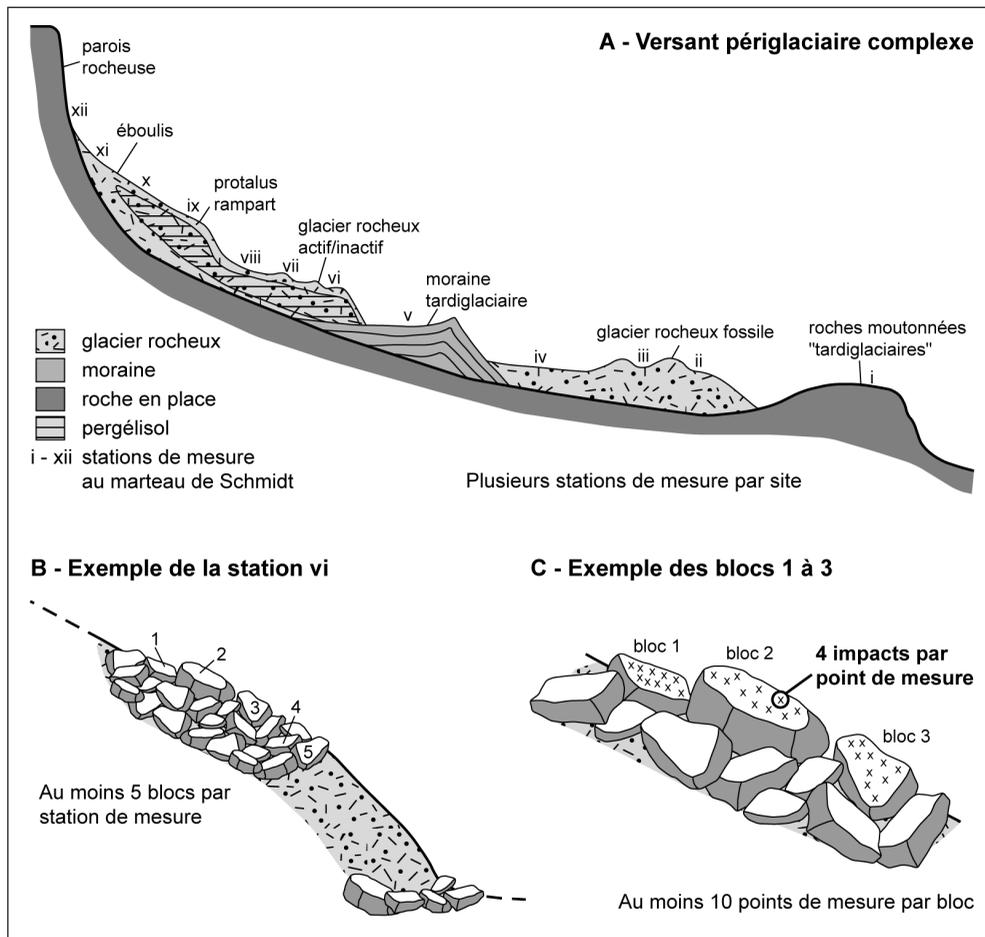


Fig. 3 : Stratégie de datation relative à l'aide du marteau de Schmidt de formes glaciaires et périglaciaires alpines.

### 3. Résultats et interprétation

#### 3.1. Le retrait glaciaire dans la région du Mont Gelé

La région du Mont Gelé est particulièrement riche en formes d'origine glaciaire et périglaciaire (Lambiel et Reynard, 2003). Actuellement, nous y trouvons 3 glaciers et 38 glaciers rocheux (Fig. 4), parmi lesquels 22 sont actifs/inactifs et 16 fossiles. L'étude des formes d'accumulation d'origine glaciaire a permis de mettre en évidence, pour les 5 bassins glaciaires considérés, 16 positions de référence (stades locaux) qui ont été regroupées sur la base des valeurs de la dépression de la ligne d'équilibre (DLEG) et de la morphologie des moraines en 7 stades glaciaires régio-

naux (Tab. 1 et Fig. 5). Entre ces stades glaciaires, il a été possible d'insérer trois générations de glaciers rocheux (Fig. 5).

Stade local	Positions de référence	LEG (m)	DLEG (m/1850)	Stade régional	Corrélation avec « Alpes Orientales »
<b>Glacier de Tortin</b>					
PAG	TO-4/6/9 YC-1/3	2820	-	BN 0	PAG
Tortin	TO-12/16/18/21/23/25, YC-4 ?	2615	205	BN 1	Egesen III
Le Véla	TO-13/26/28, YC-4 ?	2580	240	BN 2	Egesen II
Crouye Sina	TO-14/17/19/29, LR-1/2	2500	320	BN 3	Egesen I
Déna Vio	Limites du paléo-glacier d'après Müller et al. (1980, 1983)	2460	360	BN 4	Daun
L'Antié		2390	430	BN 5	Clavadel/Senders
Gotetta		2210	610	BN 6	Gschnitz
<b>Glacier des Lapires</b>					
Les Lapires	LA-1	2490	330	BN 3	Egesen I
Plan des Ouchelets	LA-2/4/5/10/	2330	490	BN 4	Daun
<b>Glacier de la Tsa</b>					
Plan de la Tsa	LT-1	2450	450 ?	BN 4 ?	Daun ?
<b>Glacier de La Chaux</b>					
PAG	LC-8/9/12	2750	-	BN 0	PAG
Patiéfray	LC-13	2455	295	BN 3	Egesen I
Grenier de La Chaux	LC-21/23/25/26	2370	380	BN 4	Daun
Les Cléroudes	LC-20/22/25	2340	410	BN 5	Clavadel/Senders
<b>Zone Verbier amont</b>					
Mayentset	Limites du paléo-glacier d'après Burri (1974)	2235	755	BN 6	Gschnitz
Plan du Loup		2190	750	BN 6	Gschnitz

Tab. 1 : Définition des stades locaux sur la base des positions de référence (pour la numérotation des moraines, voir la fig. 4), calcul de la DLEG (pour la surface des paléo-glaciers, voir la fig. 6), définition des stades régionaux et essai de corrélation avec le modèle « Alpes Orientales » de Maisch (1981). La corrélation des stades est basée sur la séquence de référence régionale du Val de Nendaz (voir Müller *et al.*, 1980, 1983 ; Scapozza, données non publiées).

La séquence composite régionale obtenue a été corrélée avec le modèle « Alpes Orientales » de Maisch (1981) (Tab. 1) en utilisant comme référence régionale la séquence de retrait glaciaire établie dans le Val de Nendaz (partie nord-orientale du terrain d'étude, voir Fig. 4) par Müller *et al.* (1980, 1983). Il est donc possible d'avoir une image du retrait glaciaire dans la région depuis le Dryas ancien (Fig. 5 et 6), caractérisé par trois importants groupes de stades glaciaires (BN 6, BN 4-5 et BN 1-3) intercalés par des phases de retrait importantes.

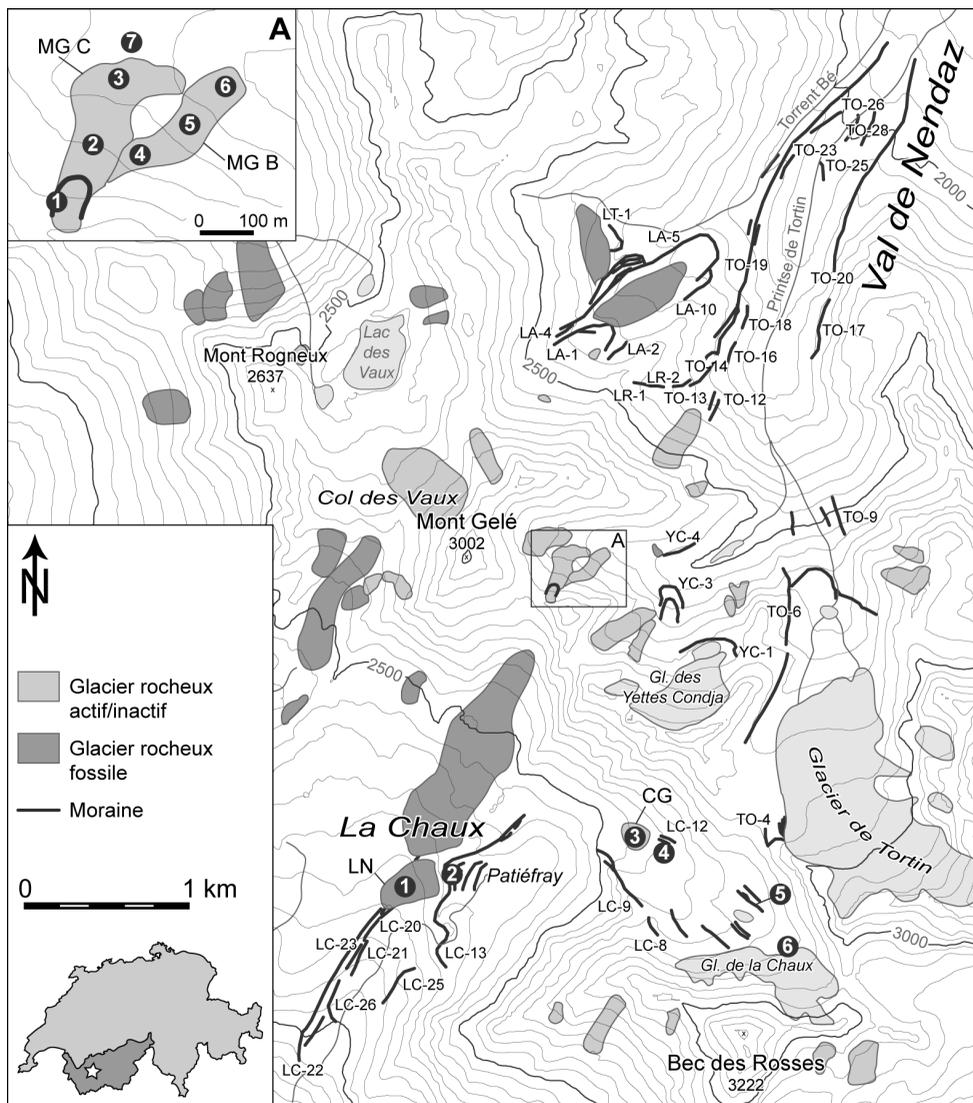


Fig. 4 : Formes glaciaires et périglaciaires dans la région du Mont Gelé. Compilation d'après Lambiel et Reynard (2003) et observations personnelles des auteurs. Les chiffres indiquent les stations de mesure au marteau de Schmidt de la fig. 7. Les codes suivi d'un numéro marquent les moraines qui ont été utilisées pour reconstruire les positions glaciaires de référence (voir aussi tableau 1 : TO = Tortin ; YC = Yettes Condja ; LR = Lués Rares ; LA = Lapires ; LT = La Tsa ; LC = La Chaux). MG B et MG C : glaciers rocheux « Mont Gelé B et C » ; LN : glacier rocheux « Les Naires » ; CG : glacier rocheux du « Col des Gentianes ».

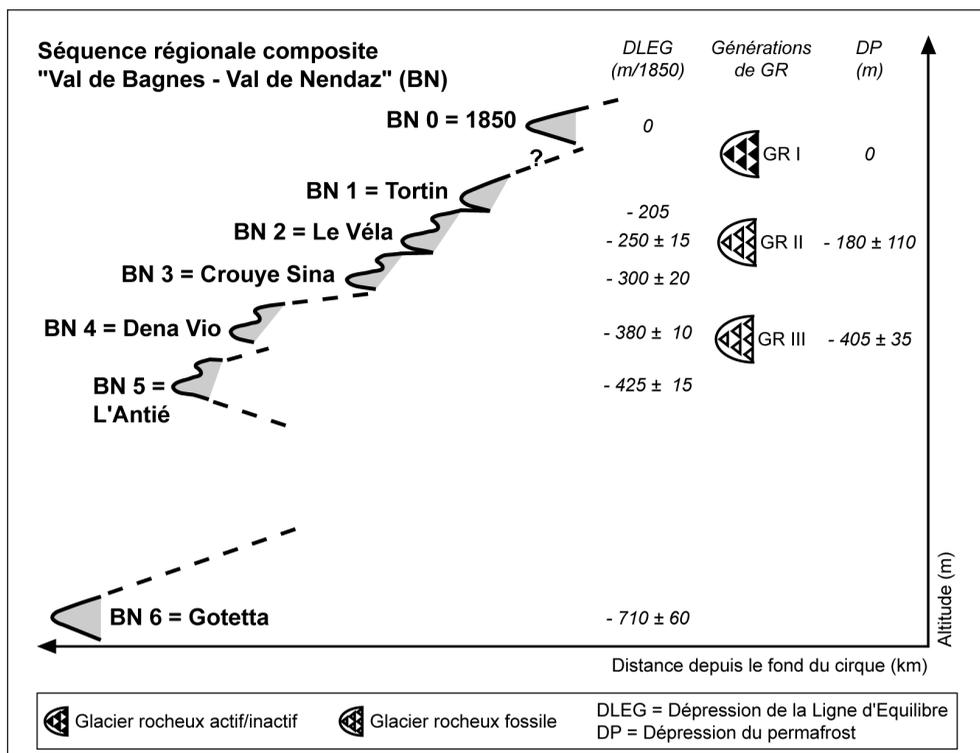


Fig. 5 : Séquence composite régionale de déglaciation de la région du Mont Gelé regroupant les positions glaciaires corrélables entre elles en stades (BN, notés en chiffres arabes) et les générations de glaciers rocheux (GR, notées en chiffres romains). La corrélation des stades est basée sur la séquence de référence régionale du Val de Nendaz (voir Müller et al., 1980, 1983 ; Scapozza, données non publiées).

La séquence composite régionale de retrait glaciaire a également permis de caler chronologiquement les phases de développement des glaciers rocheux de la région (Fig. 5). Les glaciers rocheux de la génération GR II, qui se situent en moyenne environ 180 m plus bas que les glaciers rocheux actuellement actifs/inactifs (GR I), se seraient développés après le stade glaciaire BN 3, qui a été corrélé avec l'avancée maximale du stade de l'Egesen, et seraient contemporains des stades BN 2 et BN 1. Le début de la formation de ces glaciers rocheux correspondrait donc à la deuxième partie du Dryas récent, après le stade maximal de cette période froide. Leur développement pourrait s'être poursuivi jusqu'au Boréal, et leur inactivation pourrait s'être produite au début de l'Atlantique. Les glaciers rocheux de la génération GR III, avec une dépression du pergélisol (DP) moyenne d'environ 400 m, seraient contemporains du stade glaciaire BN 4 (fin du Dryas ancien). Leur inactivation/fossilisation pourrait s'être produite pendant l'interstade tardiglaciaire du Bølling-Allerød, avec une réactivation possible des formations situées à plus haute altitude au Dryas récent. Ces résultats concordent avec une autre étude menée dans la région du Mont Gelé (Lambiel et Reynard, 2003) et avec des études similaires menées dans d'autres régions des Alpes, en particulier dans le Tyrol autrichien

(Kerschner, 1985; Sailer et Kerschner, 1999) et dans les Alpes Tessinoises orientales (Scapozza et al., 2008; Scapozza et Fontana, 2009).

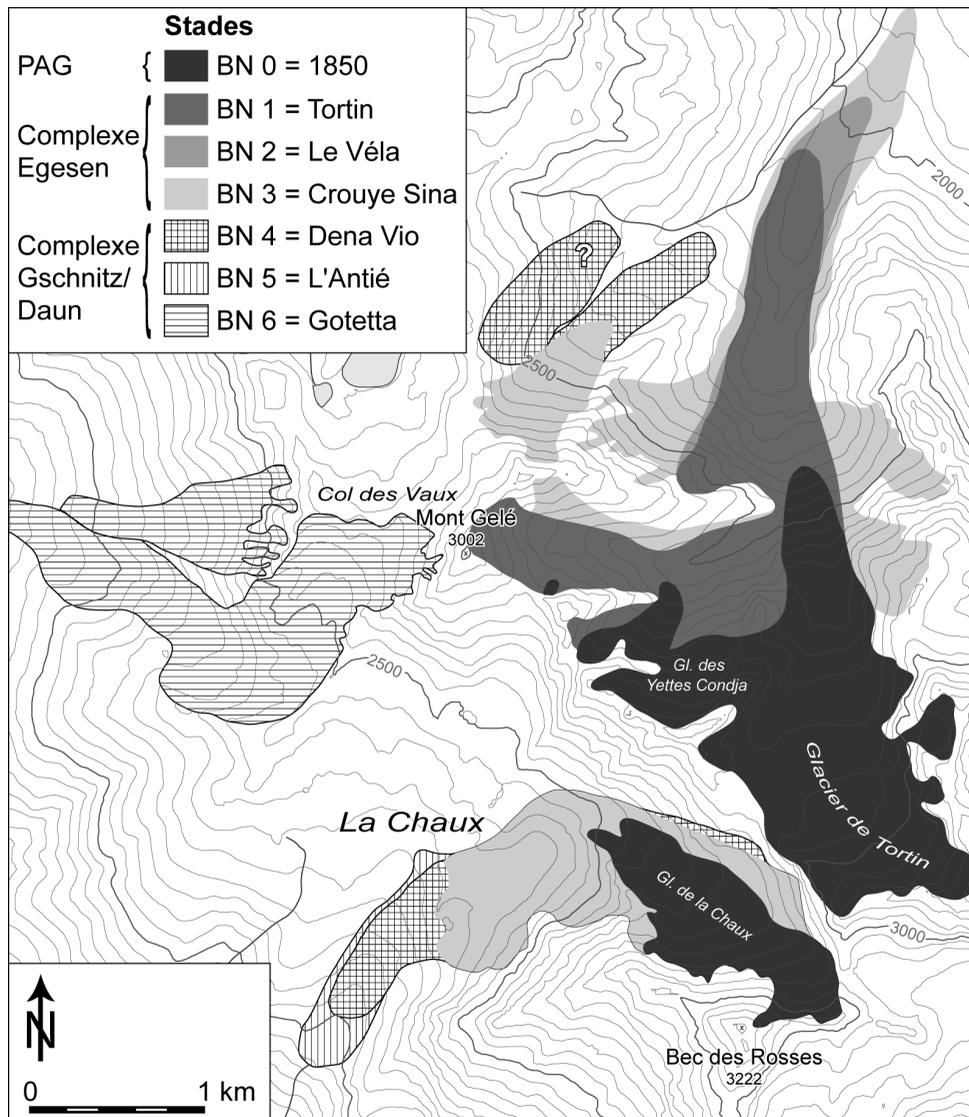


Fig. 6. Les paléo-glaciers de la région du Mont Gelé depuis le milieu du Tardiglaciaire. Les valeurs de dépression de la LEG pour chaque stade sont présentées dans le tableau 1. La corrélation avec le modèle « Alpes Orientales » de Maisch (1981) est basée sur la séquence de référence régionale du Val de Nendaz (voir Müller et al., 1980, 1983).

### 3.2. Ages d'exposition déterminés à l'aide du marteau de Schmidt

#### *Cas d'étude 1 : région de La Chaux*

La marge proglaciaire historique du glacier de La Chaux présente des formes assez complexes, dues à la récurrence glaciaire du Petit Age Glaciaire (PAG) qui a partiellement remanié une partie du glacier rocheux du Col des Gentianes, dont seule la partie frontale est visible aujourd'hui (Reynard et al., 2003). Afin de connaître la chronologie de l'évolution de la région de La Chaux depuis la fin du Tardiglaciaire, six stations de mesure entre la région de Patiéfray et le glacier de La Chaux ont été choisies (Fig. 4). La calibration des âges en fonction de la valeur-*R* a été établie sur la base des valeurs de rebondissement obtenues sur les moraines de Patiéfray ( $R = 46$ ), corrélées avec le stade BN 3 (Fig. 6) et donc attribuées au Dryas récent, et sur les roches moutonnées mises à jour ces dernières années à l'aval du front du glacier de La Chaux ( $R = 57$ ). Globalement, la marge d'erreur augmente avec l'âge (Fig. 7, lettre A).

L'âge calculé du glacier rocheux fossile des Naires, qui a été alimenté par les dépôts morainiques de Patiéfray, est de  $8.4 \pm 1.5$  cal ka BP, indiquant qu'il se serait développé dès le Dryas récent, et qu'il serait vraisemblablement devenu fossile au début de l'Atlantique. Le glacier rocheux du Col des Gentianes présente un âge calculé de  $6.3 \pm 0.9$  cal ka BP, montrant qu'il a commencé à évoluer vers la fin de l'optimum climatique de l'Atlantique. Plus difficile à interpréter est l'âge calculé de  $5.2 \pm 0.9$  cal ka BP déterminé sur la partie droite de la marge proglaciaire, indiquant une pré-exposition des dépôts rocheux antérieure au PAG. Cette partie pourrait correspondre à une zone où le glacier rocheux du Col des Gentianes a été remanié par le glacier de La Chaux au PAG : cette explication reste une hypothèse, car aucun élément morphologique témoignant du remaniement du glacier rocheux (moraine de poussée) n'est visible à cet endroit. L'âge calculé de la moraine historique, enfin, confirme que celle-ci est relativement récente ( $1.0 \pm 0.8$  cal ka BP). Il est toutefois difficile d'attribuer les blocs mesurés à l'une ou l'autre des récurrences glaciaires de la deuxième partie de l'Holocène. Les mesures ont été effectuées sur de très gros blocs, qui pourraient dater d'une récurrence glaciaire antérieure au PAG et ne pas avoir été recouverts par les dépôts les plus récents.

#### *Cas d'étude 2 : glaciers rocheux du Mont Gelé B et C*

Les glaciers rocheux actifs du Mont Gelé B et C se situent dans le vallon des Yettes Condja, à l'est du Mont Gelé (Fig. 4). Des études sur la structure interne et la dynamique de ces glaciers rocheux y sont menées depuis 1998 (voir Lambiel, 2006). Sept stations de mesure, (trois sur chaque glacier rocheux et une sur les roches moutonnées situées à l'aval du front du glacier rocheux C) ont été choisies (Fig. 4, lettre A). Les valeurs de rebondissement de référence permettant de calibrer les âges ont été mesurées sur les roches moutonnées du stade BN 1 (Dryas récent;  $R = 44$ ) et sur la partie interne de la moraine du PAG située aux racines du glacier rocheux C ( $R = 53$ ) (Fig. 6).

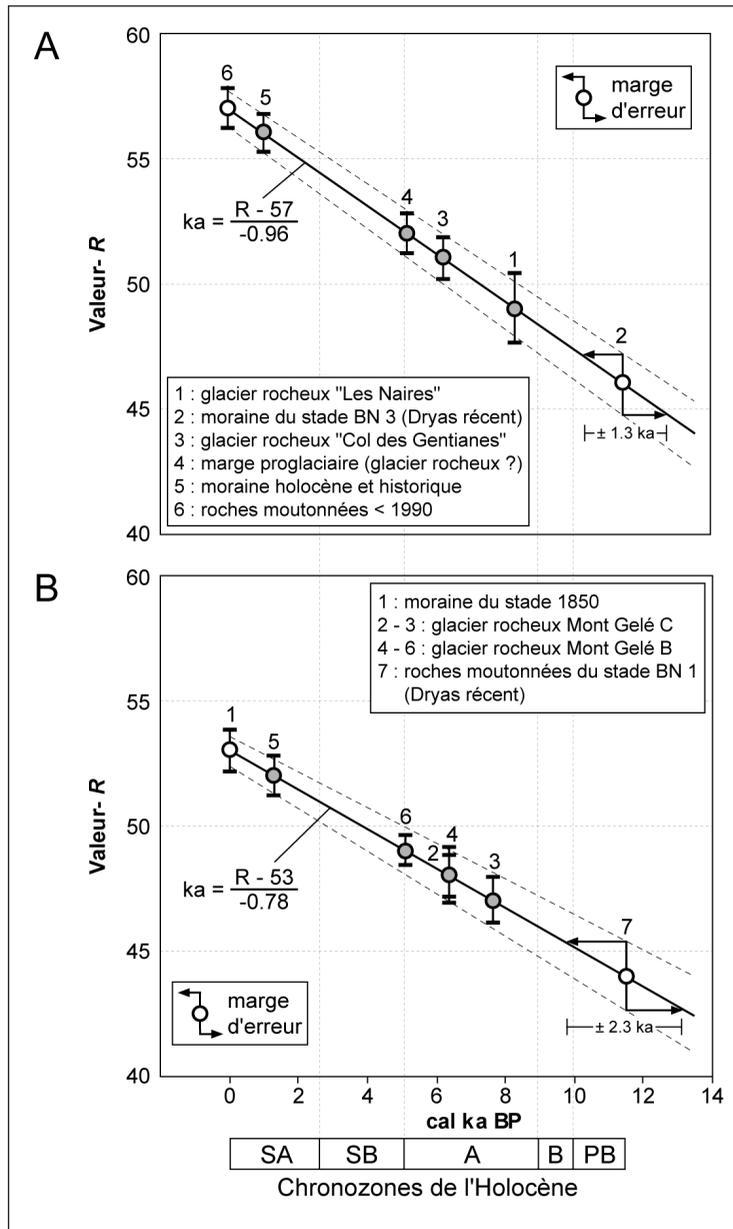


Fig. 7 : Essai de calibration de l'âge en fonction de la valeur-R sur la base de surfaces d'âge connu (cercles blancs) pour la zone de La Chaux (A) et les glaciers rocheux du Mont Gelé B et C (B). Dans les deux cas, le calcul de la marge d'erreur est présenté pour les deux sites du Dryas récent. Les cercles gris indiquent les âges calculés. Pour la position des stations de mesure, voir la fig. 4. Chronozones de l'Holocène : SA = Subatlantique ; SB = Subboréal ; A = Atlantique ; B = Boréal ; PB = Préboréal.

L'âge calculé de la surface des deux glaciers rocheux est comprise entre  $7.7 \pm 1.1$  cal ka BP et  $5.1 \pm 0.7$  cal ka BP (Fig. 7, lettre B). Les deux glaciers rocheux auraient donc commencé à évoluer à partir de la période Atlantique et ils se seraient vraisemblablement développés tout au long de la deuxième partie de l'Holocène. A la station 5, située sur la partie centrale du glacier rocheux B, l'âge calculé est de  $1.3 \pm 1.0$  cal ka BP, ce qui est beaucoup plus jeune que les autres âges mesurés. Les mesures ont été effectuées sur un replat situé au centre du glacier rocheux. D'une part, cet endroit est favorable à la persistance de la neige, ce qui pourrait « rajeunir » les valeurs de rebondissement des blocs par réduction de l'exposition aux agents atmosphériques. D'autre part, ce replat se situe juste à l'aval d'une zone très instable (cf. Lambiel, 2006), qui pourrait fournir par gravité des blocs provenant de l'intérieur du glacier rocheux (donc avec des âges d'exposition plus jeunes).

## 4. Discussion et conclusion

L'utilisation conjointe des deux méthodes utilisées a permis de préciser la chronologie de l'évolution du relief à partir du dernier maximum glaciaire, sans devoir se limiter au Tardiglaciaire ou à l'Holocène. Concernant l'évolution des glaciers et des glaciers rocheux de la région depuis 15'000 BP, il a été possible de mettre en évidence 6 stades glaciaires régionaux tardiglaciaires, qui ont été regroupés en deux complexes de stades. Les trois stades plus anciens ont été regroupés dans le complexe Gschnitz/Daun, tandis que les trois autres stades ont été regroupés dans le complexe Egesen. Pour les glaciers rocheux, trois générations de ces formes ont été identifiées. La génération la plus ancienne (GR III) se serait développée à partir de la fin du complexe Gschnitz/Daun. La génération GR II se serait développée à partir de la deuxième moitié du Dryas récent, et se serait fossilisée au début de l'Atlantique, comme l'indiquerait l'âge minimal du glacier rocheux des Naires. Les glaciers rocheux actuellement actifs/inactifs (génération GR I), enfin, se seraient développés à partir de la période Atlantique, comme l'indiquerait l'âge calculé de la surface des glaciers rocheux du Col des Gentianes et du Mont Gelé B et C.

Dans ce contexte, la méthode paléogéographique a permis d'identifier les stades tardiglaciaires de la région et de donner le point d'accrochage chronologique maximal aux calibrations des âges en fonction des valeurs-*R* mesurées. Le marteau de Schmidt, par la suite, a permis d'affiner la chronologie Holocène des événements. Ceci a été testé dans les études de cas présentées dans cet article. Dans les détails, la méthode paléogéographique a permis de proposer une attribution chronologique aux moraines de Patiéfray (Fig. 6 et 7A) et aux roches moutonnées à l'aval du glacier rocheux du Mont Gelé C (Fig. 7B), ce qui a constitué le point d'accrochage maximal pour calibrer les âges en fonction des valeurs de rebondissement. Le marteau de Schmidt a permis de mieux différencier la chronologie de développement des glaciers rocheux étudiés. Avec la seule méthode paléogéographique, en effet, ceux-ci auraient été considérés simplement comme datant du Dryas récent (pour le glacier rocheux fossile des Naires), ou de l'Holocène (pour les glaciers rocheux du Col des Gentianes et du Mont Gelé B et C).

Malgré la bonne complémentarité des deux méthodes présentées, la validité de chacune d'entre elles semble être limitée à un contexte chronologique particulier. La

méthode paléogéographique est basée sur l'étude de l'étagement altitudinal dégressif des systèmes morphogénétiques glaciaire et périglaciaire, dicté par des changements climatiques importants. Les variations climatiques qui permettent de produire des formes à des altitudes différentes selon l'alternance entre les périodes glaciaires (stades glaciaires) et les périodes « périglaciaires » (périodes post-stadiales et interstadiales) sont typiques du Tardiglaciaire alpin. La méthode paléogéographique est donc intéressante pour l'étude de cette période. A l'échelle de l'Holocène, au contraire, il est souvent très difficile de pouvoir différencier des récurrences glaciaires ou des générations de glaciers rocheux sans recourir à des datations absolues (radio-carbone, isotopes cosmogéniques, luminescence). Il en résulte que, le plus souvent, cette période, bien que plus longue que l'ensemble du Tardiglaciaire, est seulement caractérisée dans les séquences morpho-stratigraphiques par la récurrence glaciaire du PAG et par la génération de glaciers rocheux actuellement actifs/inactifs (Fig. 5).

Durant l'Holocène, en effet, l'ampleur des variations climatiques n'a pas été assez importante pour marquer une évolution altitudinale des systèmes morphogénétiques. Il en résulte que l'enregistrement sédimentaire des changements climatiques s'est fait le plus souvent à l'intérieur d'une seule forme, par exemple par superposition de dépôts morainiques ou de lobes de glaciers rocheux ou par stratification des éboulis. Le marteau de Schmidt est une méthode intéressante pour étudier les formes holocènes, car il permet de différencier les âges de surface d'une même forme (par exemple un glacier rocheux), selon l'endroit où est effectuée la mesure. Par contre, le marteau de Schmidt semble être moins adapté pour différencier chronologiquement les formes tardiglaciaires, car la marge d'erreur des âges calculés au-delà de 10'000 BP est souvent supérieure à la périodicité des fluctuations climatiques que l'on veut étudier (Fig. 7).

## Remerciements

Nous remercions Regula Frauenfelder pour ses nombreux conseils et suggestions lors de la relecture du manuscrit.

## Bibliographie

- Burri, M. (1974). Histoire et préhistoire glaciaires des vallées des Drances (Valais). *Eclogae geologicae Helveticae*, 67 : 135-154.
- Frauenfelder, R., Laustela, M. et Kääh, A. (2005). Relative age dating of Alpine rockglacier surface. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F. 49 : 145-166.
- Gross, G., Kerschner, H. et Patzelt, G. (1976). Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 12 : 223-251.
- Haeblerli, W. (1983). Permafrost-glacier relationships in the Swiss Alps – today and in the past. *Proceedings of the 4<sup>th</sup> International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, July 1983* : 415-420.

- Haeberli, W., Brandova, D., Burga, C., Egli, M., Frauenfelder, R., Käab, A., Maisch, M., Mauz, B. et Dikau, R. (2003). Methods for absolute and relative age dating of rock-glaciers surfaces in alpine permafrost. *Proceeding of the 8<sup>th</sup> International Conference on Permafrost, Zurich, Switzerland, July 2003* : 343-348.
- Ivy-Ochs, S. et Kober, F. (2008). Surface exposure dating with cosmogenic nuclides. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 57 : 179-209.
- Kellerer-Pirklbauer, A. (2008). The Schmidt-Hammer as a relative age dating tool for rock glacier surfaces: examples from Northern and Central Alps. *Proceeding of the 9<sup>th</sup> International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, June 2008* : 913-918.
- Kellerer-Pirklbauer, A., Wangenstein, B., Farbrot, H. et Etzelmüller B. (2008). Relative surface age-dating of rock glacier systems near Hólar in Hjaltdalur, northern Iceland. *Journal of Quaternary Science*, 23 : 137-151.
- Kerschner, H. (1985). Quantitative paleoclimatic inferences from lateglacial snow-line, timberline and rock glacier data, Tyrolean Alps, Austria. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 21 : 363-369.
- Lambiel, C. (2006). *Le pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité : distribution, régime thermique et instabilités*. Thèse de Doctorat, Institut de Géographie de l'Université de Lausanne, Travaux et recherches, 33, 260 pp.
- Lambiel, C. et Reynard, E. (2003). Cartographie de la distribution du pergélisol et datation des glaciers rocheux dans la région du Mont Gelé (Valais). *Physische Geographie*, 41 : 91-103.
- Laustela, M., Egli, M., Frauenfelder, R., Käab, A., Maisch, M. et Haeberli, W. (2003). Weathering rind measurements and relative age dating of rockglacier surfaces in crystalline regions of the Eastern Swiss Alps. *Proceeding of the 8<sup>th</sup> International Conference on Permafrost, Zurich, Switzerland, July 2003* : 627-632.
- Maisch, M. (1981). Glazialmorphologische und Gletschergeschichtliche Untersuchungen im gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal (Kt. Graubünden, Schweiz). PhD Thesis, Geographisches Institut der Universität Zürich. *Physische Geographie*, 3 : 1-215.
- Matthews, J.A. et Owen, G. (2010). Schmidt hammer exposure-age dating: developing linear age-calibration curves using Holocene bedrock surfaces from the Jotunheimen–Jostedalbreen regions of southern Norway. *Boreas*, 39 : 105-115.
- McCarrol, D. (1989). Potential and limitations of the Schmidt Hammer for relative-age dating: field tests on Neoglacial moraines, Jutunheimen, Southern Norway. *Arctic and Alpine Research*, 21 : 268-275.
- Müller, H.-N, Kerschner, H. et Küttel, M. (1980). Gletscher- und Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen im Val de Nendaz (Wallis) – Ein Beitrag zur Alpinen Spätglazialchronologie. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 16 : 61-84.
- Müller, H.-N, Kerschner, H. et Küttel, M. (1983). The Val de Nendaz (Valais, Switzerland). A type locality for the Egesen advance and the Daun advance in the Western Alps. In H. Schröder-Lanz (ed.), *Late- and postglacial oscillations of glaciers: glacial and periglacial forms* (pp. 73-82). Rotterdam: Balkema.
- Reynard, E., Lambiel, C., Delaloye, R., Devaud, G., Baron, L., Chapellier, D., Marescot, L. et Monnet, R. (2003). Glacier/permafrost relationship in forefields of small glaciers (Swiss Alps). *Proceeding of the 8<sup>th</sup> International Conference on Permafrost, Zurich, Switzerland, July 2003* : 947-952.
- Sailer, R. et Kerschner, H. (1999). Equilibrium-line altitudes and rock glaciers during the Younger Dryas cooling event, Ferwall group, western Tyrol, Austria. *Annals of glaciology*, 28 : 141-145.
- Scapozza, C. et Fontana, G. (Eds) (2009). Le Alpi Bleniesi. Storia glaciale e periglaciale e patrimonio geomorfologico. *Memorie della Società ticinese di Scienze naturali e del Museo cantonale di storia naturale, Lugano*, 10 : 1-111.
- Scapozza, C., Lambiel, C. et Reynard, E. (2008). Glaciers rocheux et distribution régionale du pergélisol discontinu dans les Alpes Tessinoises orientales (Suisse). In C. Rothenbühler (ed.), *Klimaveränderungen auf der Spur* (pp. 79-92). Samedan: Studien des Europäischen Tourismus Instituts an der Academia Engiadina, Vol. 5.

- Scapozza, C., Lambiel, C., Reynard, E., Fallot, J.-M., Antognini, M. et Schoeneich, P. (2010). Radiocarbon dating of fossil wood remains buried by the Piancabella rock glacier, Blenio Valley (Ticino, Southern Swiss Alps): implications for rock glacier, treeline and climate history. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21 : 90-96.
- Schmidt, E. (1950). Der Beton-Prüfhammer – Ein Gerät zur Bestimmung der Qualität des Betons im Bauwerk. *Schweizerische Bauzeitung*, 68 : 378-379.
- Schoeneich, P. (1998). *Le retrait glaciaire dans les vallées des Ormons, de l'Hongrin et de l'Étivaz (Préalpes vaudoises)*. Thèse de Doctorat, Institut de Géographie de l'Université de Lausanne, Travaux et recherches, 14, 483 pp.
- Shakesby, R.A., Matthews, J.A. et Owen, G. (2006). The Schmidt hammer as a relative-age dating tool and its potential for calibrated-age dating in Holocene glaciated environments. *Quaternary Science Reviews*, 25 : 2846-2867.



# Inventario dei movimenti di terreno per analisi dei segnali InSAR nelle Alpi meridionali svizzere (periodo 1994-2007)

Stefano Mari <sup>1</sup>  
Reynald Delaloye <sup>1</sup>  
Cristian Scapozza <sup>2</sup>  
Tazio Strozzi <sup>3</sup>

<sup>1</sup> Département. de Geosciences  
Géographie  
Université de Fribourg  
CH - 1700 Fribourg

E-mails:  
stefano.mari@unifr.ch  
reynald.delaloye@unifr.ch

<sup>2</sup> Institut de Géographie  
Université de Lausanne  
Anthropole  
CH - 1015 Lausanne

E-mail:  
cristian.scapozza@unil.ch

<sup>3</sup> Gamma Remote Sensing  
Worbstrasse. 225  
CH - 3073 Gümligen

E-mail:  
strozzi@gamma-rs.ch

In Lambiel C., Reynard E. et Scapozza C. (Eds) (2011). *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie*, 3-5 septembre 2009, Olivone (Géovisions n° 36). Institut de géographie, Université de Lausanne.



## Riassunto

Il principale obiettivo di questo lavoro è di ottenere dei dati sui movimenti di terreno in zona di permafrost nelle Alpi meridionali svizzere, in particolare in Canton Ticino, grazie all'interferometria radar da satellite (InSAR). Questo lavoro ha permesso di inventariare 178 poligoni di movimento, con velocità variabili da cm/giorno a cm/anno. La maggior parte di questi movimenti si trova in zona di permafrost alpino (76 poligoni sono stati catalogati come rock glaciers attivi) ed in corrispondenza di ghiacciai (28 poligoni sono stati catalogati come ghiacciai coperti da detriti). I poligoni sono ripartiti abbastanza uniformemente sul territorio di studio. Si è tuttavia osservato come le velocità di movimento dei terreni occidentali siano generalmente superiori alle velocità dei terreni situati nella parte orientale del Cantone. La causa di questa differenza è da addebitare a due ragioni: in primo luogo ad una differente presenza di ghiacciai e ghiacciai coperti che influiscono sulla struttura e dinamica di molti rock glaciers presenti nelle regioni occidentali, ed in secondo luogo ad una maggiore quantità di precipitazioni annuali presenti in questa zona. Questo inventario dei movimenti di terreno ottenuti tramite InSAR, in aggiunta con lo studio di carte, foto aeree e osservazioni di terreno, è inoltre servito per l'elaborazione di un catasto dei rock glaciers delle Alpi Ticinesi.

## Résumé

L'objectif principal de ce travail a été l'acquisition de données sur les mouvements de terrain en zone de pergélisol dans les Alpes méridionales suisses, en particulier dans le Canton du Tessin, à l'aide de l'interférométrie radar satellitaire (InSAR). Ce travail a permis d'inventorier 178 polygones de mouvement, avec des ordres de grandeur des vitesses allant de 1 cm par jour à 1 cm par année. La plupart de ces mouvements a été détectée en zone de pergélisol alpin. 76 polygones ont été attribués à des glaciers rocheux actifs et 28 à des glaciers couverts. Les polygones sont distribués de manière assez uniforme sur le territoire étudié. Les vitesses observées dans la partie occidentale du Canton du Tessin sont globalement plus rapides que dans la partie orientale. La cause de cette différence est probablement double : d'une part, la présence plus marquée de glaciers et de glaciers couverts à l'ouest du Tessin, qui peut influencer la structure et la dynamique de plusieurs glaciers rocheux ; d'autre part, les précipitations plus importantes dans les Alpes Tessinoises occidentales que dans le reste du Canton.

## Abstract

The main goal of this research was to obtain a regional overview about permafrost creep in the Southern Swiss Alps, in particular in the Canton of Ticino. For this, a large set of space-borne Synthetic Aperture Radar interferograms (InSAR) has been analyzed. The analysis of the InSAR interferograms allowed us to inventory 178 polygons of movement, with displacement rates ranging from cm/d to cm/y. Most of the detected movements are the result of alpine permafrost creep (76 polygons have been identified as active rock glaciers) and glacier movement (28 polygons have been attributed to debris-covered glaciers). At the regional scale, there is no observable

difference in the frequency distribution of polygons between the western and the eastern part of Ticino. However, a difference concerns the velocity of the inventoried landforms (in particular the rock glaciers): in general, landforms in the western Ticino Alps tend to move more rapidly than the landforms in the eastern part. This apparent difference could be attributed, on the one hand, to the a larger number of glaciers and debris-covered glaciers and their possibly influence on the structure and dynamics of several rock glaciers in the western Ticino Alps, and, on the other hand, to larger mean annual precipitations in the latter region.

## 1. Introduzione

L'interferometria radar da satellite (InSAR) è stata utilizzata in passato nelle Alpi Ticesi per lo studio di zone di particolare rilevanza scientifica e legate ai pericoli naturali (Strozzi e Valenti, 2007; Ambrosi e Strozzi, 2008). In particolare, si è data importanza al movimento di alcuni ghiacciai ticinesi ed altri casi di studio legati a zone di pericolo naturale. Le ricerche svolte finora in territorio ticinese sono sempre state di carattere locale: il principale obiettivo di questo lavoro è quindi di compilare un catasto dei movimenti di terreno in zona di permafrost nelle Alpi meridionali svizzere, in particolare in Canton Ticino. L'elaborazione di questo catasto è andato di pari passo con l'elaborazione di una mappa della distribuzione potenziale del permafrost discontinuo basata su di un catasto di rock glaciers (Scapoza e Mari, 2010). Questo strumento dovrebbe quindi rivelarsi di particolare utilità per l'interpretazione dei movimenti di versante riscontrati in zona di alta montagna.

Il catasto dei movimenti di versante elaborato sulla base dell'analisi di immagini InSAR è basato essenzialmente sulla determinazione di una forma coerente dal punto di vista geomorfologico e di una velocità media. La classificazione di questi due parametri è la stessa già impiegata in altri lavori analoghi effettuati nelle Alpi Svizzere (per. es. Delaloye et al., 2007a). Questo modo di procedere ha come obiettivo di stabilire una logica di continuità tra i differenti studi, che alla fine dovrebbero coprire un vasto territorio delle Alpi Svizzere in regioni periglaciali.

## 2. Inquadramento geografico e regioni di studio

Gli interferogrammi InSAR a disposizione coprono solamente la parte settentrionale del Cantone Ticino (partendo pressapoco da Biasca). La zona di studio comprende in particolare le valli Bedretto, Leventina, Blenio, Verzasca, Maggia e Riviera. Per ogni valle, l'area di studio è stata suddivisa in più regioni minori, tenendo conto dei limiti orografici ed idrografici (Fig. 1). Questa suddivisione è stata operata al fine di meglio valutare la qualità dei risultati finali, disponendo di sotto-regioni relativamente omogenee dal punto di vista morfoclimatico (presenza di vegetazione, laghi, neve, ghiacciai, esposizione dei versanti e precipitazioni). Questa suddivisione dovrebbe anche permettere di limitare le restrizioni metodologiche. La valle Bedretto è stata divisa in 2 zone: sponda destra e sponda sinistra, la Leventina in 8 zone: 4 sulla sponda destra e 4 a sinistra, la valle di Blenio in 7: 4 sulla sponda destra e 3 sulla sinistra, la Verzasca in una sola zona, la valle Maggia in 4 zone e la Riviera in 2 zone: una a destra e una sulla sinistra.

### 3. Materiali e metodi

La tecnica dell'interferometria radar da satellite (InSAR) consiste nella combinazione di due immagini radar da satellite acquisite da configurazioni orbitali leggermente diverse e a momenti diversi, con l'obiettivo di analizzare la differenza di fase interferometrica dei due segnali (Rosen et al., 2000). Nel nostro studio, le differenze di fase interferometrica sono state determinate per intervalli variabili da un giorno a quattro anni, tra il 1994 e il 2007. La fase interferometrica è sensibile ai cambiamenti di topografia e agli spostamenti avvenuti durante l'intervallo di tempo tra le due acquisizioni. Con la tecnica InSAR differenziale è quindi possibile ottenere una cartografia delle zone in movimento grazie a modelli numerici di terreno, che permettono di stimare e rimuovere il contributo di fase dovuto alla topografia (Strozzi et al., 2001). La chiave di lettura degli interferogrammi InSAR consiste nell'identificare le zone dove il segnale interferometrico relativo, indicato da alcuni colori, si distingue dalle zone circostanti di colori differenti. Si tratta quindi di un'interpretazione visuale soggettiva. Questa tecnica presenta comunque numerosi limiti che possono perturbare la riflessione del segnale radar dovuti alla presenza di neve, ghiaccio, acqua e vegetazione e in modo particolare dal bosco. Altri limiti della lettura degli interferogrammi sono dovuti all'orientazione dei versanti in rapporto alla linea di osservazione del satellite e alla presenza di pareti rocciose sub-verticali che possono creare delle "zone d'ombra", o di "layover" (Rosen et al., 2000).

Per questo studio, sono stati utilizzati interferogrammi prodotti dai satelliti ERS-1, ERS-2 ed ENVISAT, sia in fase ascendente (Sud => Nord) che discendente (Nord => Sud), dell'Ente Spaziale Europeo (ESA) e dai satelliti JERS-1 e ALOS PALSAR dell'Agenzia per l'Esplorazione Aerospaziale Giapponese (JAXA) e che sono stati messi a disposizione dall'Ufficio federale dell'Ambiente (UFAM / BAFU). Il trattamento dei dati e la preparazione delle immagini InSAR utilizzate è stata eseguita dalla ditta Gamma Remote Sensing. Per maggiori informazioni sulla tecnica dell'InSAR applicata allo studio del permafrost alpino, vedi per esempio Strozzi et al. (2004), Delaloye et al. (2007a, b) e Lambiel et al. (2008).

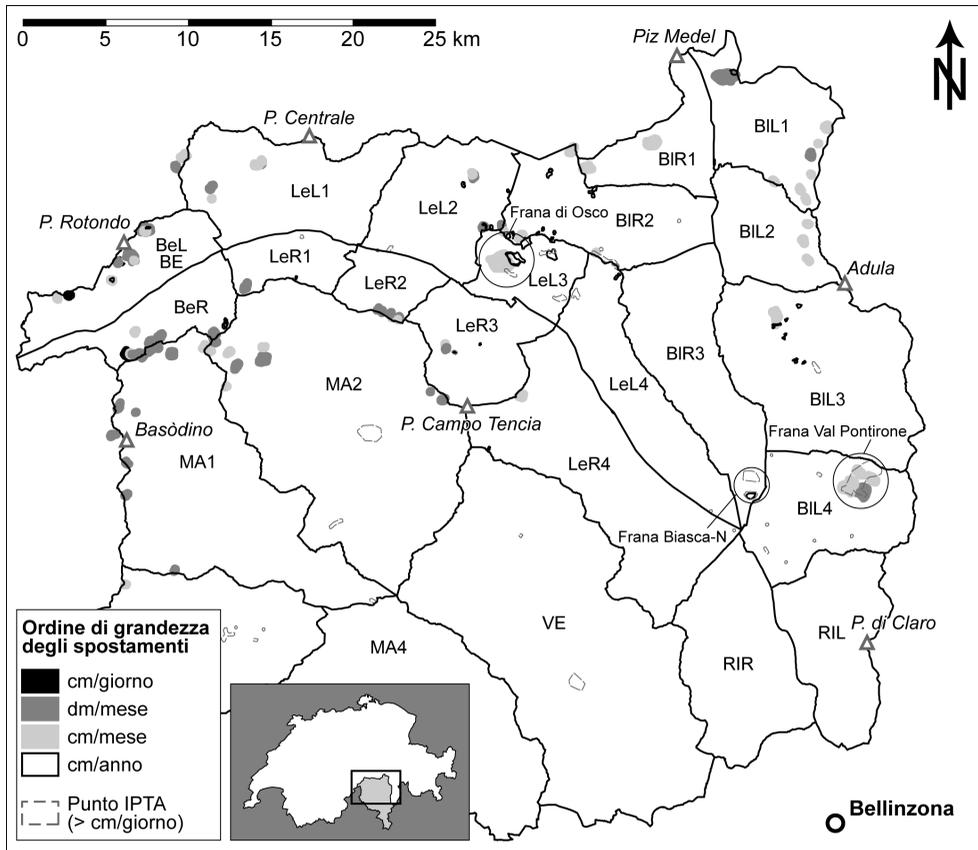


Fig. 1 : Delimitazione delle sub-regioni di investigazione e vista d'insieme dei risultati delle analisi InSAR svolte in Ticino. Sono riportati tutti i movimenti di terreno identificati senza tener conto del loro grado d'affidabilità (low/medium/high). Be = Bedretto, Le = Leventina, BI = Blenio, Ve = Verzasca, Ma = Maggia, Ri = Riviera, L = parte sinistra della valle, R = parte destra della valle.

Oltre agli interferogrammi sopracitati, sono stati utilizzati per questo progetto due analisi IPTA, una ascendente e una discendente. IPTA (Interferometric Point Target Analysis) è un metodo InSAR che sfrutta le caratteristiche temporali e spaziali dei segnali interferometrici di un certo numero di punti riflettenti sulla superficie, spesso di origine antropica, che mostrano una coerenza a lungo termine per permettere la detezione e la quantificazione dei loro movimenti (Ambrosi e Strozzi, 2008). Le due immagini IPTA (ascendente e discendente) mostrano le velocità medie di movimenti di alcuni punti dal 1992 al 2000 che possono arrivare fino a 2 cm/anno. Il vantaggio di questa tecnica è di ricoprire una grande superficie con il segnale emesso, dalla grande precisione dei valori di spostamento ottenuti e dalla disponibilità di un registro dati risalente al 1991. Lo svantaggio invece consiste nel fatto che in zone montagnose il numero di bersagli radar stabili nel tempo è inferiore a causa della scarsa urbanizzazione, dell'estesa copertura boschiva, della copertura nevosa ad alta quota, che durante molti mesi all'anno varia sensibil-

mente la riflettività del segnale, e dalla presenza di zone in ombra rispetto al segnale radar.

Tra l'estate e l'autunno 2009 sono stati misurati in Ticino gli spostamenti mediante GPS differenziale di dieci rock glaciers attivi. Questi dati GPS sono di fondamentale importanza dato che hanno sempre confermato l'esistenza di movimenti rilevati precedentemente tramite InSAR.

## 4. Svolgimento

In conformità all'obiettivo di partenza, il lavoro è stato suddiviso nelle fasi seguenti:

- **Fase 1:** valutazione qualitativa degli interferogrammi.
- **Fase 2:** inventario delle zone di movimento mediante il disegno di poligoni caratterizzati da un codice, una velocità, una forma geomorfologia, un grado di affidabilità dell'interpretazione effettuata e delle osservazioni varie.
- **Fase 3:** elaborazione di un catasto dei rock glaciers grazie ai dati InSAR rilevati (fase 3) e allo studio di carte, foto aeree e osservazioni di terreno (Scapozza e Mari, 2010).
- **Fase 4:** confronto dei risultati InSAR con dati GPS rilevati su 10 rock glaciers delle Alpi Ticinesi e delle regioni limitrofe.

## 5. Risultati e discussione

### 5.1. Valutazione qualitativa degli interferogrammi (fase 1)

Questo tipo di valutazione è stato concepito in base ai dati di innevamento, di esposizione dei versanti, della stagionalità e delle condizioni meteorologiche (copertura nuvolosa). Questa tappa ha permesso di scegliere una ventina di immagini sulle 84 disponibili, che sono state analizzate nei dettagli per la compilazione dei movimenti di terreno. In particolar modo per gli interferogrammi a corto termine (da 1 giorno fino a 3 mesi), è stato importante valutare le condizioni meteo risalenti al periodo studiato. Importanti precipitazioni in alta montagna in settembre e ottobre possono infatti condizionare la qualità delle immagini per questi periodi per la presenza di neve al suolo. Questo si è verificato per gli anni 1993, 1995 e 2000. Inverni particolarmente carichi di neve come l'inverno 2000/2001 possono condizionare i dati InSAR dell'estate seguente a causa del ritardo nello scioglimento della neve. Si è cercato inoltre di effettuare una valutazione qualitativa per regione in base alla densità della copertura satellitare (Tab. 1).

Le zone studiate possono presentare un'alta qualità (*high*) quando l'immagine copre più del 90% della superficie, una qualità media (*medium*) quando la superficie ricoperta non supera il 70% ed una qualità bassa (*low*) quando non supera il 40%. Se la superficie ricoperta è inferiore al 20%, non è possibile ottenere dei dati attendibili (*zero*). Questa valutazione dipende chiaramente dall'orientazione dei versanti, i quali

presentano in linea di massima la medesima orientazione all'interno della medesima regione. Per valutare i dati IPTA si sono seguiti criteri di densità dei punti riflessi in rapporto con la superficie della zona.

Come mostra l'ultima colonna della tabella 1, 13 regioni presentano una copertura satellitare di alta qualità, 10 presentano una qualità media dato che hanno un solo interferogramma ad elevata copertura del territorio, e la regione RIR presenta una bassa qualità generale di copertura satellitare. In linea generale si può concludere che le zone con una migliore qualità si trovano generalmente a nord-ovest del cantone. Nella zona sud-est dell'area di studio la qualità della copertura satellitare cala leggermente.

Regione	ERSasc	ERSdesc	JERS	ALOS	IPTA	Qualità generale
BeR	L	H	H	M	Z	H
BeL	H	L	H	M	Z	H
LeR1	M	H	H	H	L	H
LeR2	M	M	H	H	L	H
LeR3	M	L	H	H	L	H
LeR4	L	Z	M	H	L	M
LeL1	M	M	H	H	L	H
LeL2	M	H	H	H	L	H
LeL3	M	H	H	H	M	H
LeL4	Z	H	M	M	M	M
BIR1	H	L	H	H	Z	H
BIR2	H	M	H	H	L	H
BIR3	H	Z	M	H	L	H
BIL1	L	M	H	M	Z	M
BIL2	Z	M	H	M	L	M
BIL3	L	M	H	M	L	M
BIL4	Z	M	M	L	H	M
MA1	M	L	H	M	Z	M
MA2	L	L	H	H	M	H
MA3	M	Z	H	H	L	H
MA4	Z	Z	H	M	Z	M
VE	L	L	M	M	L	M
RIR	Z	Z	L	L	L	L
RIL	Z	M	M	Z	L	M

Tab. 1 : Valutazione sulla qualità (riferita alla copertura spaziale) degli interferogrammi in base alla regione d'investigazione (L=low, M=medium, H=high, Z=zero=non disponibile). Per la localizzazione delle zone, vedi la figura 1.

## 5.2. Catasto dei movimenti di versante (fase 2)

Questo lavoro ha permesso finora di inventariare 178 zone/poligoni corrispondenti ai movimenti di versante (Fig. 1), con velocità variabili da cm/giorno a cm/anno. Di questi poligoni rilevati ben 160 mostrano una buona corrispondenza con il modello regionale della distribuzione potenziale del permafrost discontinuo (Scapozza e Mari, 2010). Si può constatare come i poligoni siano ripartiti abbastanza uniformemente sul territorio delle valli di Blenio, Bedretto, Leventina, e alta Valle Maggia (MA1 e MA2) ad eccezione dei fondovalle. Le regioni restanti, più meridionali, presentano altitudini medie inferiori, di conseguenza anche la distribuzione dei movimenti InSAR non presenta più la stessa omogeneità di distribuzione anche a causa della presenza di vegetazione che rende inutilizzabili gli interferogrammi.

Si è inoltre osservato come l'ordine di grandezza degli spostamenti dei terreni occidentali sia generalmente superiore a quello dei terreni situati nella parte orientale del Cantone: come mostra la figura 1, gli spostamenti occidentali sono dell'ordine medio di dm/mese, mentre nelle regioni orientali gli spostamenti che presentano un ordine di grandezza di cm/mese sono la maggioranza. La causa di questa differenza è forse da addebitare a due motivi: in primo luogo ad una differente presenza di ghiacciai e ghiacciai coperti che possono influire sulla struttura e dinamica di molti rock glaciers (in particolare durante la piccola era glaciale, PEG) presenti nelle regioni occidentali, e in secondo luogo a una maggiore quantità di precipitazioni annuali presenti in questa zona. Queste saranno quindi le ipotesi di lavoro di future investigazioni. Lavori precedenti (per. es. Delaloye et al., 2008) hanno evidenziato in Vallese alcuni movimenti veloci importanti (cm/giorno). Non sarebbe quindi un caso che questi si verificino con maggiore frequenza nei territori occidentali confinanti del Ticino, data la vicinanza geografica e quindi le comuni caratteristiche microclimatiche. Sono stati infatti inventariati una quarantina di poligoni aventi velocità dell'ordine di dm/mese (quindi comunque inferiori alle velocità dei poligoni vallesani) in particolare in Valle Bedretto, alta Leventina e alta Valle Maggia. Queste velocità corrispondono spesso a dei rock glaciers o a dei ghiacciai coperti da detriti.

Sono stati rilevati inoltre 2 grandi spostamenti in alta Valle di Blenio causati da geliflusione e 46 poligoni legati a frane, la maggior parte in zone periglaciali. Meritano tuttavia un approfondimento tre frane situate in regioni di più bassa altitudine (Fig. 1):

1. Il primo movimento corrisponde alla frana della Val Pontirone, situata in zona BIL4. Questa frana presenta velocità dell'ordine di cm/anno evidenziate in particolare dai punti IPTA. All'interno della stessa si sono però scoperte delle zone più veloci (cm/mese e dm/mese). Si tratta quindi di movimenti differenziati. I limiti di questo movimento sono ben definiti e visibili anche dalle ortofoto. Il movimento presenta una larghezza di 1500 m ed una lunghezza di circa 3 km!
2. Il secondo movimento, più piccolo e lento, si trova nella parte bassa della Valle di Blenio, sulla sponda destra del Brenno di fronte alla Buzza di Biasca. Si tratta probabilmente di ciò che resta della frana del 1513. Questo materiale sciolto tende a scendere con velocità dell'ordine di cm/anno.

3. In Leventina, sopra il comune di Osco, si sono trovati dei segnali in corrispondenza di una frana di scivolamento abbastanza estesa e complessa. La larghezza di questo movimento di terreno è di circa 3 km per la parte principale e di circa 800 m per un settore separato ad est che sembra comunque far parte della stessa struttura. La parte principale si divide in una zona occidentale più veloce (cm/mese) ed in una zona più lenta (cm/anno). Delle fessure longitudinali nella roccia visibili sulle ortofoto testimoniano della dinamicità di questo movimento discendente. Il limite inferiore non è invece visibile né dalla topografia né dai dati InSAR a nostra disposizione.

È interessante constatare come in questi tre movimenti di versante sono presenti numerosi oggetti riflettori per dati IPTA a conferma della loro dinamica. La tecnica InSAR ha confermato in questi casi l'esistenza di zone di pericolo comunque già note alle competenti autorità cantonali.

### 5.3. Catasto dei rock glaciers (fase 3)

L'analisi dei documenti cartografici e fotografici e il lavoro di terreno hanno permesso di censire 203 rock glaciers, di cui 56 (28%) sono strati considerati attivi (segnali InSAR evidenti), 35 (17%) inattivi (assenza di segnali InSAR) e 112 (55%) relitti (Scapozza e Mari, 2010). Poco meno della metà dei rock glacier censiti dovrebbe quindi contenere ancora del ghiaccio. A scala regionale, la distribuzione dei rock glaciers è assai omogenea, con 111 rock glacier (55%) che si situano nelle Alpi Ticinesi occidentali e 92 rock glacier (45%) nelle Alpi Ticinesi orientali. Questa omogeneità è confermata anche dalla densità di rock glaciers per chilometro quadrato (rg/km<sup>2</sup>): nelle Alpi Ticinesi occidentali vi sono 0.09 rg/km<sup>2</sup>, mentre nelle Alpi Ticinesi orientali la densità è di 0.10 rg/km<sup>2</sup> (per una superficie di studio di 1200, rispettivamente 880 km<sup>2</sup>). L'omogeneità non è più presente a scala sub-regionale; i rock glacier, infatti, si concentrano di preferenza in alcune zone (Fig. 2), in particolare la catena tra la Val Lavizzara e la Val Leventina, la catena tra la Val Leventina e la Valle Santa Maria e la parte ticinese del gruppo dell'Adula.

Come per i poligoni InSAR, anche le velocità dei rock glaciers attivi rilevate con InSAR nelle Alpi Ticinesi presentano delle differenze tra le regioni occidentali ed orientali del Cantone (Fig. 3). I rock glacier che si muovono a una velocità di più dm/mese sono molto più abbondanti nelle Alpi Ticinesi occidentali, mentre la maggior parte dei rock glacier delle Alpi Ticinesi orientali si muove a delle velocità di solo alcuni cm/anno. Il numero di rock glacier con una velocità intermedia di qualche cm/mese è invece simile tra le due regioni. La differenza di velocità tra i rock glaciers attivi delle Alpi Ticinesi occidentali e orientali si può spiegare grazie a due fattori. Da una parte, tenendo conto che la porzione occidentale delle Alpi Ticinesi presenta un numero maggiore di rock glaciers che sono, o sono stati, alimentati da sedimenti sciolti di origine glaciale, è probabile che questa differenza di velocità sia in parte dovuta a questa maggiore quantità di ghiaccio, rispetto ai rock glaciers di origine esclusivamente periglaciale che sarebbero mediamente più lenti. D'altra parte, è altresì probabile che vi sia un influsso importante della differenza di precipitazioni tra l'ovest e l'est delle Alpi Ticinesi, che sebbene non sia estremamente marcata, potrebbe spiegare queste

differenze di velocità. In effetti, le Alpi Ticinesi occidentali beneficiano di precipitazioni annuali medie superiori a 1800-2000 mm, mentre le Alpi Ticinesi orientali sono leggermente più secche, con meno di 1800 mm di pioggia all'anno (Cotti et al. 1990; Spinedi e Isotta 2004). Il maggior apporto di acqua liquida potrebbe quindi avere l'effetto di favorire la deformazione del ghiaccio del permafrost (Ikeda et al., 2008). Questo avrebbe come effetto, a parità di condizioni topografiche e glaciologiche, di aumentare la velocità di un rock glacier (Scapoza e Mari, 2010).

Le possibili differenze di pendenza di versante, di litologia e di dimensioni dei blocchi dovrebbero inoltre venire prese in considerazione per giustificare queste differenze di velocità. Queste ipotesi saranno perciò soggetto di future investigazioni.

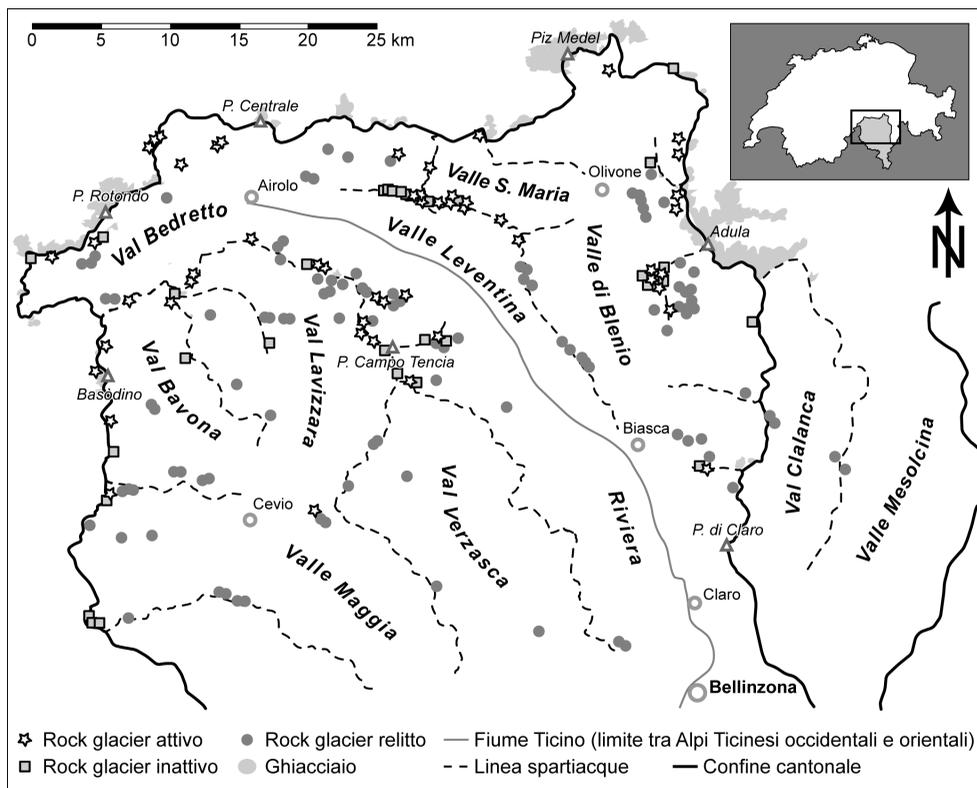


Fig. 2 : Distribuzione dei rock glacier delle Alpi Ticinesi (modificato da Scapoza e Mari, 2010). Le possibili differenze di pendenza di versante, di litologia e di dimensioni dei blocchi dovrebbero inoltre venire prese in considerazione per giustificare queste differenze di velocità. Queste ipotesi saranno perciò soggetto di future investigazioni.

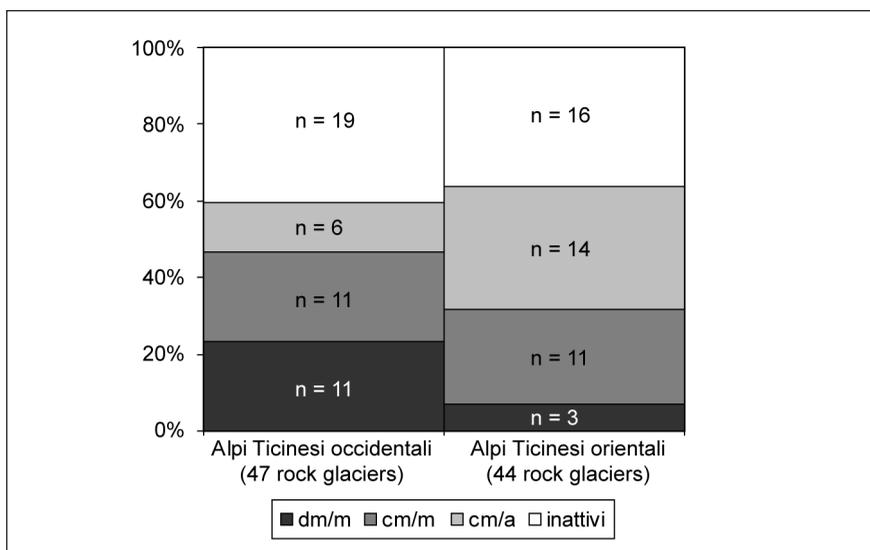


Fig. 3 : Ripartizione dei rock glacier attivi e inattivi per classe di velocità (n = numero di rock glaciers) sulla base dell'analisi degli interferogrammi InSAR (modificato da Scapozza e Mari, 2010).

#### 5.4. Verifica dei movimenti InSAR con i dati GPS (fase 4)

Per questo studio sono stati scelti 10 rock glaciers attivi tra la regione del Gottardo e le Alpi Ticesi orientali (massiccio della Cima di Gana Bianca). Questi 10 siti sono stati selezionati in base a criteri di facile accessibilità ed omogenea distribuzione sul territorio da analizzare, al fine di eseguire un monitoraggio a lungo termine con lo scopo di verificare i dati di spostamento InSAR mediante la tecnica GPS differenziale (real-time kinematics GPS). Per ogni rock glacier sono stati misurati gli spostamenti di una trentina di blocchi. Questo metodo permette di ottenere misure di spostamento con una precisione di 2 cm (Lambiel e Delaloye, 2004). Sono state condotte due campagne di terreno tra giugno ed ottobre 2009 al fine di misurare le velocità orizzontali annuali medie sulla base degli spostamenti estivi (tab. 2).

I risultati confermano prima di tutto l'esistenza degli spostamenti rilevati con InSAR. Per quanto riguarda invece la loro entità è difficile pronunciarsi con sicurezza dato che mancano ancora i dati invernali e soprattutto un monitoraggio a lungo termine. Tuttavia le differenze di velocità medie tra i differenti siti e le differenze di velocità rilevate sulle diverse parti dei rock glaciers sembrano confermare i risultati dei poligoni InSAR. È inoltre interessante notare come i rock glaciers più veloci in base alla tecnica InSAR (Monte prosa N e Cavagnoli), siano i più veloci anche con le misure GPS (su dati solo estivi); la stessa correlazione diretta è valida anche per i più lenti (Gütsch, BBerg e Klfurka) (tab. 2). In particolare spicca la velocità elevata misurata sul ghiacciaio Monte Prosa N che indica uno spostamento medio di 49 cm/anno con punte di 70 cm/anno per le parti centrali del corpo del rock glacier.

Rock glacier	Velocità media GPS (m/anno)	Velocità media InSAR (ordine di grandezza)
Monte Prosa-N	0.41	dm/mese
Cavagnoli	0.16	dm/mese
Piancabella	0.15	cm/anno
Pièi	0.15	cm/anno
Cadlimo	0.14	cm-dm/mese
Monte Prosa-S	0.13	cm/mese
Pizzo Nero	0.15	cm/mese-anno
Gütsch	0.06	cm/anno
BBerg	0.06	cm/mese
Klfurka	0.05	cm/anno

Tab. 2 : Confronto tra le velocità orizzontali annuali medie misurate con il GPS differenziale e gli spostamenti stimati grazie all'analisi di interferogrammi InSAR, in ordine decrescente sulla base degli spostamenti stimati di 10 rock glaciers rilevati con il GPS differenziale.

## 6. Conclusioni e sviluppi futuri

Questo lavoro ha permesso di inventariare 178 poligoni di movimento (160 in zona permafrost), con velocità variabili da cm/giorno a cm/anno ma comunque generalmente ridotte rispetto a studi analoghi compiuti in Vallese. La maggior parte di questi movimenti si trova in zona di permafrost potenziale (76 poligoni sono stati catalogati come rock glaciers attivi) e in corrispondenza di ghiacciai (28 poligoni sono stati catalogati come ghiacciai coperti da detriti). I poligoni siano ripartiti abbastanza uniformemente sul territorio delle valli di Blenio, Bedretto, Leventina, Maggia e Verzasca. A scala regionale non si sono rilevate significative differenze di distribuzione e di velocità dei movimenti. Si è tuttavia osservato come le velocità di movimento dei terreni nella parte occidentale delle Alpi Ticinesi siano generalmente superiori alle velocità dei terreni situati nella parte orientale del Cantone.

Questo elenco dei movimenti di terreno ottenuti tramite InSAR, in aggiunta con lo studio di carte, foto aeree e osservazioni di terreno, è inoltre servito per l'elaborazione di un catasto dei rock glaciers delle Alpi Ticinesi, il quale a sua volta ha costituito la base per la scelta di 10 siti di monitoraggio a lungo termine degli spostamenti di queste forme geomorfologiche. In questo senso, si prevede quindi di continuare con il monitoraggio a medio termine con lo scopo di verificare i dati InSAR riguardo la dinamica di 10 rock glaciers. Per raggiungere questo obiettivo si continueranno le investigazioni GPS iniziate durante l'estate 2009, mentre per approfondire le caratteristiche strutturali si farà ricorso a monitoraggio termico e geoelettrico. Si vorrebbe inoltre confrontare la dinamica dei rock glaciers sud alpini con quella dei rock glaciers del nord delle Alpi in relazione ai differenti regimi di precipitazioni (acqua e neve) e di durata di innevamento.

## Ringraziamenti

Un particolare ringraziamento va all'Ufficio federale dell'ambiente che ha messo a disposizione per questo progetto i dati InSAR, la copertura completa di ortofoto e carte topografiche, nonché a Gamma Remote Sensing per il trattamento dei dati e la preparazione delle immagini InSAR.

## Referenze bibliografiche

- Ambrosi, C. et Strozzi, T. (2008). Studio dei fenomeni franosi in Ticino: foto interpretazione e analisi delle deformazioni con interferometria radar da satellite. *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali*, 96 : 19-27.
- Cotti, G., Felber, M., Fossati, A., Lucchini, G., Steiger, E. et Zanon, P.L. (1990). *Introduzione al paesaggio naturale del Cantone Ticino. Tomo primo : le componenti naturali*. Bellinzona : Dipartimento dell'Ambiente, 484 pp.
- Delaloye, R., Lambiel, C., Lugon, R., Raetzo, H. et Strozzi, T. (2007a). ERS InSAR for detecting slope movement in a periglacial mountain environment (western Valais Alps, Switzerland). *Proceedings HMRSC-IX, Graz, 14-15 Sept. 2006. Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung*, 43 : 113-120.
- Delaloye, R., Lambiel, C., Lugon, R., Raetzo, H. et Strozzi, T. (2007b). Typical ERS InSAR signature of slope movements in a periglacial mountain environment (Swiss Alps). *Proceedings 'Envisat Symposium 2007', Montreux, Switzerland 23-27 April 2007 (ESA SP-636, July 2007)* : 3P7.
- Delaloye, R., Perrouchoud, E., Lambiel, C. et Lugon, R. (2008). *InSAR Haut-Valais, inventaire des mouvements de terrain par analyse de signaux d'interférométrie radar satellitaire (période 1993-2000)*. Berne : Office fédéral de l'environnement (OFEV), rapport final.
- Ikeda, A., Matsuoka, N. et Kääh, A. (2008). Fast deformation of perennially frozen debris in a warm rock-glacier in the Swiss Alps: an effect of liquid water. *Journal of Geophysical Research*, 113 : F01021.
- Lambiel, C. et Delaloye, R. (2004). Contribution of the real-time kinematic GPS in the study of creeping mountain permafrost: examples from the western Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Process*, 15 : 229-241.
- Lambiel, C., Delaloye, R., Strozzi, T., Lugon, R. et Raetzo, H. (2008). ERS InSAR for detecting the rock glacier activity. *Proceedings of the 9<sup>th</sup> International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, 29 June – 3 July 2009* : 1019-1024.
- Rosen, P., Hensley, S., Joughin, F.I., Madsen, S., Rodriguez, E. et Goldstein, R. (2000). Synthetic aperture radar interferometry. *Proceedings of the IEEE*, 88(3) : 333-382.
- Scapozza, C. et Mari, S. (2010). Catasto, caratteristiche e dinamica dei rock glaciers delle Alpi Ticinesi. *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali*, 98 : 15-29.
- Spinedi, F. et Isotta, F. (2004). Il clima del Ticino negli ultimi 50 anni. *Dati, statistiche e società*, 4(2) : 4-39.
- Strozzi, T. et Valenti, G. (2007). Misura del movimento superficiale dei ghiacciai ticinesi con interferometria radar da satellite. *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali*, 95 : 85-88.

- Strozzi, T., Wegmüller, U., Tosi, L., Bitelli, G. et Spreckels, V. (2001). Land subsidence monitoring with differential SAR interferometry. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 67(11) : 1261-1270.
- Strozzi, T., Kääh, A. et Frauenfelder, R. (2004). Detecting and quantifying permafrost creep from in situ inventory, space-borne radar interferometry and airborne digital photogrammetry. *International Journal of Remote Sensing*, 25 : 2919-2931.



# L'évolution récente des glaciers rocheux de la vallée de la Clarée (Briançonnais, Hautes-Alpes) : typologie réalisée d'après des observations géomorphologiques et la photogrammétrie

Etienne Cossart<sup>1,2</sup>

Romain Perrier<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup> Université Paris 1  
Panthéon Sorbonne

<sup>2</sup> UMR Prodig 8586  
CNRS, 2 rue Valette  
F - 75005 Paris

<sup>3</sup> Université Paris-Diderot

E-mails :

[etienne.cossart@univ-paris1.fr](mailto:etienne.cossart@univ-paris1.fr)

[perrier.rom@gmail.com](mailto:perrier.rom@gmail.com)



## Résumé

Dans ce travail nous tentons de décrire l'évolution de plusieurs types de glaciers rocheux, situés dans des contextes géomorphologiques et topoclimatiques différents, puis de dresser une typologie des comportements. Un inventaire de près de 30 glaciers rocheux a été réalisé dans la vallée de la Clarée. Parmi ceux-ci, 7 objets ont été décrits à une échelle fine et suivis par le biais de documents anciens (cartes, gravures) et de la photogrammétrie. Quatre types d'évolution ont pu être identifiés en fonction de (i) la tendance (ou non) à l'affaissement et de (ii) la vitesse du fluage. Au final, deux familles de glaciers rocheux présentent des indices d'une probable dégradation du pergélisol, et ce sur une gamme d'altitudes comprise entre 2600 et 2800 mètres.

## 1. Introduction

Le pergélisol est resté longtemps moins étudié dans les Alpes françaises que dans les Alpes Suisses. De nombreux travaux publiés depuis 2006 ont toutefois, pour partie, réduit cet écart : ceux-ci ont permis de mieux connaître la répartition du pergélisol alpin français (Monnier, 2006; Bodin, 2007; Cossart et al., 2008) et de mettre en évidence des symptômes de dégradation (Bodin et al., 2008, 2009; Ravel et Deline, 2008). Ces symptômes, d'ordre rhéologique (accélération du fluage des glaciers rocheux), thermique (point de fusion approché) ou encore morphologique (décohésion de parois rocheuses), résultent de la sensibilité du pergélisol aux fluctuations climatiques sur les moyen et long termes, et sont aujourd'hui particulièrement étudiés pour deux raisons. La première correspond à un enjeu social, lié aux menaces que fait peser la dégradation du pergélisol sur les communautés alpines : des écroulements, affaissements, laves torrentielles peuvent en effet se déclencher en relation avec la fonte de la glace (Haeberli et al., 1997). La seconde correspond à un enjeu scientifique, par lequel il s'agit de connaître au mieux les modalités de réponse du pergélisol face aux changements globaux (inertie, variabilité de cette inertie en raison de facteurs locaux, etc.) (Kääb et al., 2007; Roer et al., 2008).

Afin de poursuivre ces investigations quant à la dégradation du pergélisol, nous avons pris le parti de nous focaliser sur les glaciers rocheux. Étant des expressions visibles du fluage du pergélisol, les modalités de genèse, de croissance et d'évolution des glaciers rocheux peuvent révéler indirectement son état (Kääb et al., 2007; Delaloye et al., 2010). Néanmoins, l'interprétation de la relation entre le modelé de surface et le pergélisol ne peut pas se faire sans quelques précautions : des facteurs locaux, notamment géomorphologiques (volume et nature de la fourniture en débris notamment), pouvant la rendre complexe (Humlum, 1998; Cossart et al., 2010). Pour cette raison, nous cherchons à observer l'évolution récente d'un large corpus de glaciers rocheux, de dresser une typologie de leurs comportements, pour tenter au final de documenter l'état du pergélisol sous-jacent.

Pour mener à bien ce travail, nous avons porté notre attention sur la vallée de la Clarée (Fig. 1A), recelant une multitude de glaciers rocheux (densité de 2 glaciers rocheux au km<sup>2</sup> in Perrier, 2009), et où l'extension altitudinale de la frange à pergélisol est l'une des plus développée des Alpes Françaises (Francou, 1993).

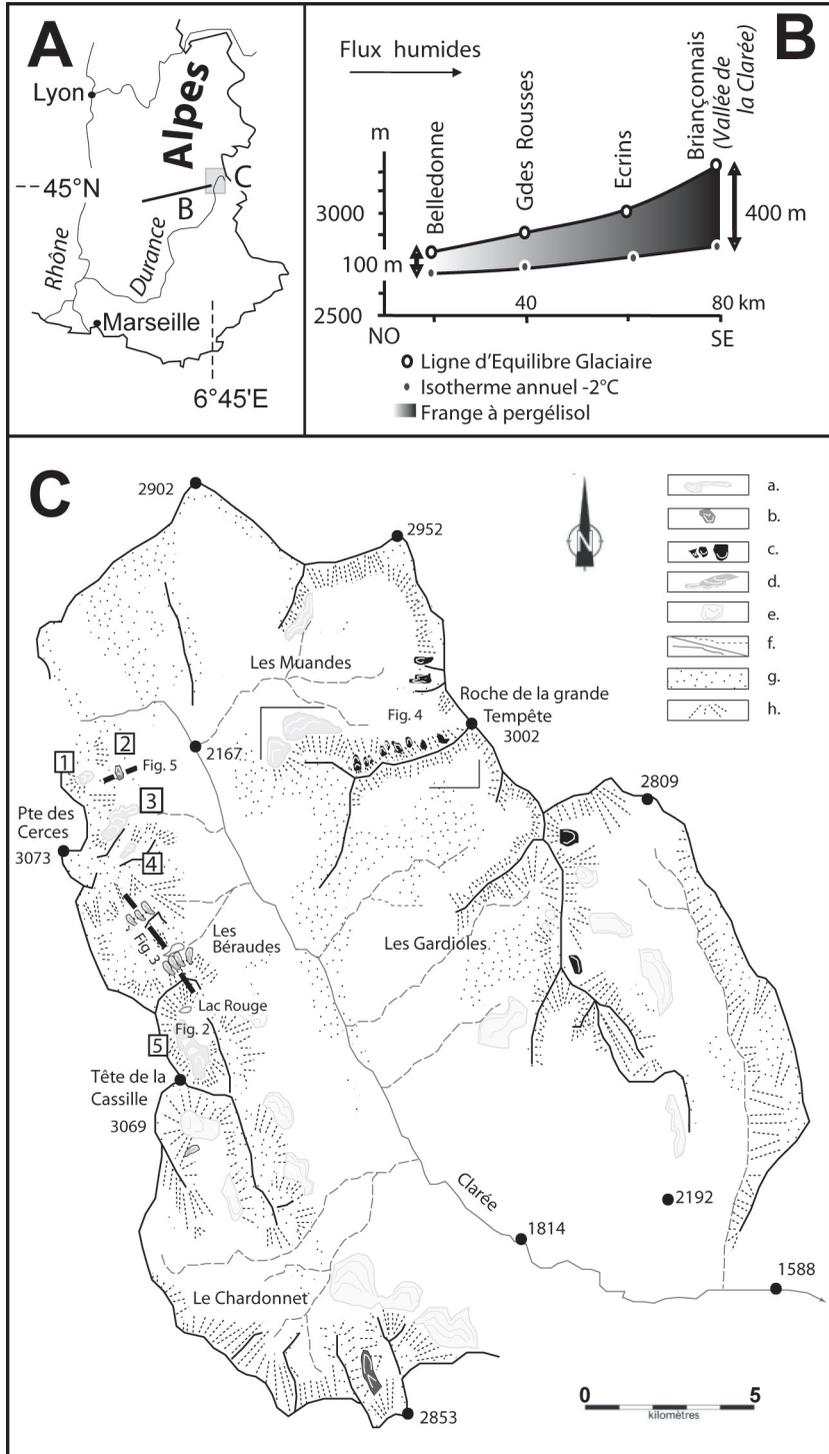


Fig. 1 : Présentation du terrain étudié. A : localisation. Les indications B et C se rapportent aux cartouches de cette même figure. B : évolution de la frange à pergélisol à travers les Alpes du Dauphiné (Francou, 1988). C : Croquis géomorphologique de la Haute-Clarée, en amont de Névache. a=glacier rocheux de type 1 ; b=glacier rocheux de type 2 ; c=glacier rocheux de type 3 ; d=glacier rocheux de type 4 ; e=glacier rocheux fossile ; f=cours d'eau pérenne/temporaire ; g=substrat rocheux ; h=éboulis. Les glaciers rocheux numérotés font appel à la figure 5.

## 2. Le site d'étude

### 2.1. Le contexte climatique régional

Depuis les travaux de B. Francou (1988 et 1993), l'agencement régional de la frange à pergélisol est partiellement connu dans les Alpes du Dauphiné, de Grenoble à Briançon (Fig. 1B). La limite inférieure de cette frange peut être représentée par l'isotherme  $-2^{\circ}\text{C}$  (concordance attestée par des sondages géo-électriques), sa limite supérieure par l'altitude de la ligne d'équilibre glaciaire  $-\text{LEG}$ ; au final, son extension altitudinale croît ainsi d'ouest en est, en relation avec la hausse de la LEG. En Briançonnais, elle s'étend sur une dénivellation de 400 mètres (2'800 à 3'200 mètres).

Le gradient de précipitations, négatif de l'ouest vers l'est, explique ce schéma. En effet, les différents remparts aux flux océaniques que constituent les chaînons successifs des Préalpes, de Belledonne, des Grandes-Rousses, puis des Écrins, renforcent la continentalité du climat. Ainsi, à des altitudes comparables, les précipitations s'élèvent à  $1'200 \text{ mm.an}^{-1}$  à La Grave (1'400 m), sur le flanc occidental du Massif des Écrins, et à  $730 \text{ mm.an}^{-1}$  à Briançon (1'330 m), sur le flanc oriental. L'altitude de l'isotherme annuel  $-2^{\circ}\text{C}$  est en revanche plus stable, même si elle tend à s'élever d'une cinquantaine de mètres d'ouest en est; dans le Briançonnais, elle est estimée à 2910 mètres (isotherme  $0^{\circ}\text{C}$  à 2'560 m) (Bodin et al., 2009). Cependant, la présence de pergélisol a été attestée nettement en dessous de ces altitudes : dans certaines zones ombragées, exposées au nord, la limite inférieure du pergélisol discontinu peut ainsi atteindre 2'400 mètres (Bodin, 2007; Cossart et al., 2008). Au-delà des schémas définis à une échelle régionale, des facteurs locaux doivent donc être pris en compte pour comprendre la répartition et le comportement du pergélisol.

### 2.2. La vallée de la Clarée

La vallée de la Clarée se situe à la charnière entre les Alpes Françaises du nord et du sud ( $45^{\circ}\text{N}$ ,  $6^{\circ}45\text{E}$ ), à l'est du massif cristallin des Écrins; elle correspond à l'extrémité amont du bassin-versant de la Durance. Les altitudes s'étalent entre 3098 mètres (Massif des Cerces) et 1'350 mètres (confluence avec la Durance, en amont de Briançon).

Entre 2'600 et 3'000 mètres d'altitude s'étendent des parois de cirques abruptes (pentes  $>100\%$ ), qui varient par leur relief (s.s.) : les parois situées en rive droite, taillées dans les dolomies et quartzites, présentent un commandement de l'ordre de

300 à 400 mètres, tandis que celles situées en rive gauche (grès carbonifères) ont un commandement inférieur à la centaine de mètres (Fig. 1C).

Les limites inférieures du pergélisol possible et du pergélisol probable ont été estimées localement par des mesures BTS et des mesures de température des sources d'eau : elles se situent à 2'510 et 2'700 mètres d'altitude, respectivement (Bodin, 2007; Cossart et al., 2008). Les parois rocheuses constituent de fait des sources sédimentaires potentielles pour le développement de glaciers rocheux. Au total, 44 glaciers rocheux ont été identifiés, dont 27 se situent dans l'actuelle frange à pergélisol (altitude des fronts comprise entre 2'500 et 2'780 mètres environ).

### 3. Méthodes de travail

Les méthodes utilisées relèvent à la fois d'un travail de prospection de terrain, essentiellement qualitatif, et d'un travail quantitatif de suivi des mouvements verticaux et horizontaux des glaciers rocheux.

Dans un premier temps, les glaciers rocheux répertoriés ont été observés sur le terrain, afin de reconnaître des indicateurs morphologiques susceptibles de traduire une dégradation du pergélisol. Ces signes sont maintenant bien connus (Barsch, 1996; Ikeda et Matsuoka, 2002): affaissement du front, présence de dépression(s) à la surface du glacier rocheux, présence de lacs, etc.

Dans un second temps, des mesures de terrain (télémètre laser, GPS) ont été effectuées dans le but de cartographier finement les glaciers rocheux, puis de mesurer leurs principales caractéristiques topographiques et géométriques (coordonnées géographiques, longueur, largeur, altitudes maximale et minimale). Cette analyse de terrain a également l'objectif de caractériser les contextes géomorphologiques (origine et nature des matériaux, présence de glacierets, de névés, etc.) dans lesquels évoluent les glaciers rocheux étudiés.

Ensuite, nous avons quantifié les variations verticales affectant la topographie des glaciers rocheux, ce notamment au niveau des dépressions. Pour cela, des Modèles Numériques de Terrain issus de bases de données altitudinales de l'Institut Géographique National (IGN) éditées en 1975 et 2003 ont été comparés.

Une analyse de la cinématique des glaciers rocheux a enfin été entreprise par l'utilisation d'une station de photogrammétrie. Cette méthode nous a permis de quantifier les mouvements des glaciers rocheux dans leur dimension horizontale. Nous avons ainsi comparé des photographies aériennes de l'IGN à différentes dates (1952, 1981, 2003). La méthode, relativement simple, est maintenant largement utilisée (Kääb, 2005; Roer et al., 2005). Il s'agit de comparer, à différentes dates, la position de blocs individuels disposés à la surface des glaciers rocheux puis de quantifier les déplacements horizontaux de ces repères. Les images, d'une résolution infra-métrique, nous ont permis de mesurer avec une marge d'erreur de l'ordre de 2m le fluage animant chacun des glaciers rocheux.

## 4. Résultats

A partir des observations effectuées, nous avons pu dresser une typologie des 27 glaciers rocheux frais recensés. La classification a été effectuée suivant deux critères qui peuvent révéler une possible dégradation du pergélisol : l'ampleur du mouvement horizontal et l'ampleur de l'affaissement des glaciers rocheux. Nous avons ainsi obtenu quatre classes d'individus, dont nous cherchons à interpréter les modalités d'évolution.

### 4.1. Type 1 : des formes mouvantes d'évolution complexe

Ce premier type regroupe 5 glaciers rocheux de grande taille (longueur de 500 à 700 mètres), localisés dans des fonds de vallon, à des altitudes de 2'600 à 2'700 mètres, en exposition nord. Il s'agit de formes en langue où l'on distingue, d'amont en aval (Fig. 2A) : (i) une dépression racinaire hectométrique au pied d'éboulis vifs, avec la présence éventuelle de lacs, (ii) un replat (voire une légère contre-pente) affecté de crevasses, (iii) un tronçon en pente modérée (25 à 30°), marqué de sillons longitudinaux, (iv) un front affecté par des mouvements de masse.

A l'amont la dépression correspond, dans chacun des cas, à une zone qui fut occupée par un glacier au petit âge de glace (Touchon, 1910). Ces glaciers, entièrement couverts de débris sur la période 1950-90, ont présenté des formes de dégradation avancée lors de la décennie 1990 : lacs de fonte, crevasses avec glace apparente se sont progressivement développés. Depuis 2005, l'élargissement des crevasses est perceptible année après année.

Plus en aval, le tronçon en pente modérée est caractérisé par des mouvements horizontaux plurimétriques (3 à 5 mètres) sur la période 1950-2000, les directions des flux sont subparallèles aux bourrelets longitudinaux. Enfin, dans les secteurs frontaux, la photogrammétrie et la comparaison des nivellements témoignent de nombreux remaniements : affaissements de l'ordre du décimètre, mouvements horizontaux métriques mais plus ou moins anarchiques, interprétés comme étant le résultat de mouvements de masse, de type glissement rotationnel (Fig. 2B et 2C). Le déclenchement de ceux-ci peut être favorisé par la raideur des fronts, occasionnant un « appel au vide », mais aussi par la diminution de la cohésion interne des matériaux. Celle-ci peut être liée au réchauffement, voire la disparition progressive, de la glace interne et à l'élévation concomitante de la teneur en eau (Roer et al., 2008; Krysiecki et al., 2008).

Nous sommes donc en présence de formes qui subissent un profond remaniement, en relation avec deux moteurs : la disparition des glacierets à l'amont et le déclenchement de glissements de terrain à l'aval. Au final, ce double remaniement reflète une dégradation significative de la cryosphère.

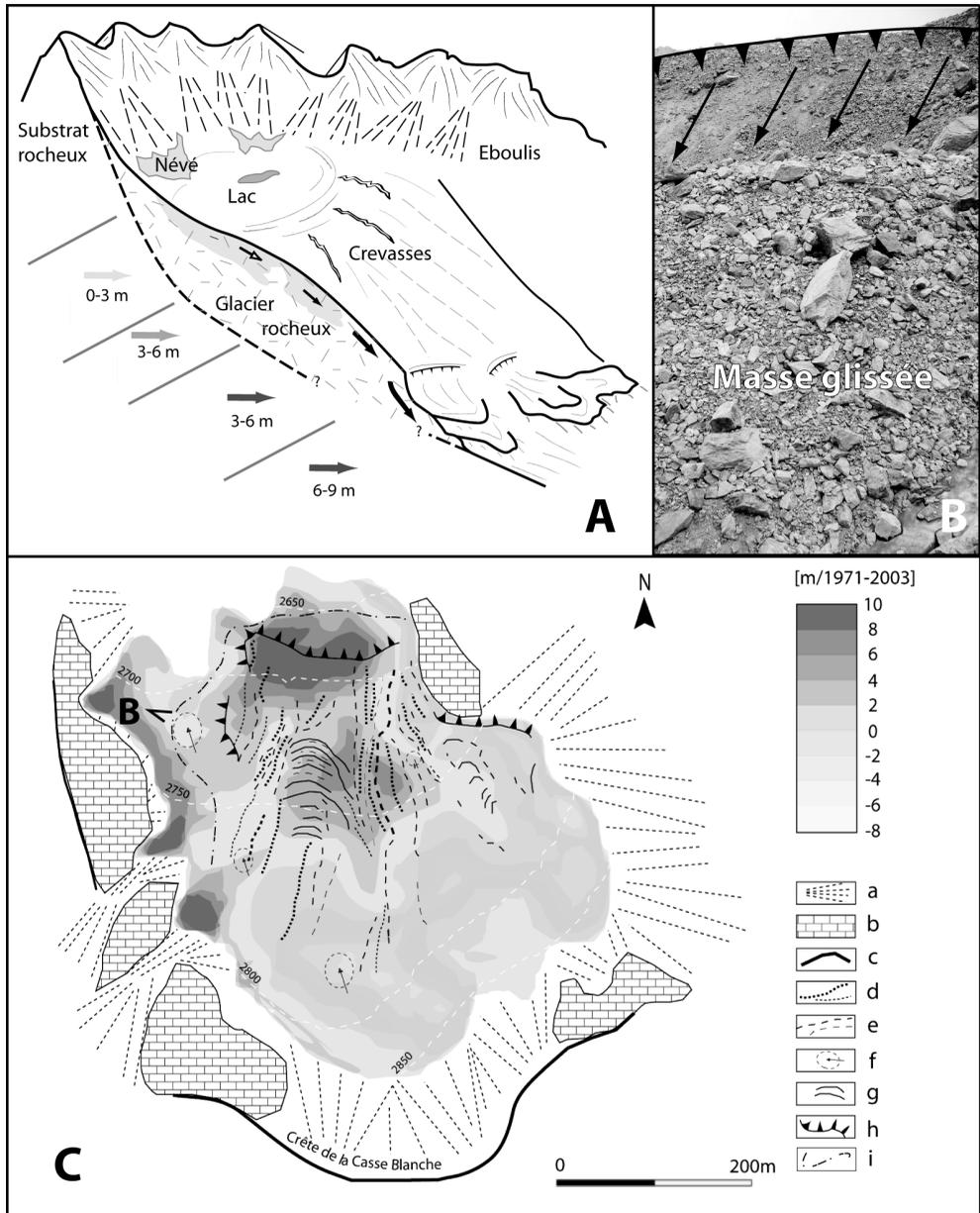


Fig. 2 : Les glaciers rocheux de type 1. A : croquis morphologique, indiquant les vitesses de fluage mesurées par photogrammétrie (1981-2003). B : glissement rotationnel affectant le front du glacier rocheux du Lac Rouge (cliché : Cossart, à 2'620 mètres, en septembre 2009). C : Carte géomorphologique du glacier rocheux du Lac Rouge, avec estimation des variations verticales de la topographie (période 1975-2003). a=éboulis ; b=substrat rocheux ; c=crêtes ; d=bourrelets longitudinaux ; e=sillons longitudinaux ; f=dépression ; g=bourrelets transversaux ; h=front ; i=limite du glacier rocheux.

#### 4.2. Type 2 : fluage sensible, pas d'affaissement topographique

Ce second groupe de glaciers rocheux regroupe 9 formes, localisées au pied de parois dolomitiques et calcaires d'environ 200 mètres de commandement, à des altitudes de l'ordre de 2'500 à 2'700 mètres et ce en face nord (hormis un cas). Il s'agit de formes lobées, simples, qui s'inscrivent au terme d'un relais de processus classique : des parois fournissent le matériel sédimentaire, ce matériel s'accumule sous forme d'éboulis vifs, une partie de ces éboulis étant, au final, remaniée par fluage (Fig. 3A). Le front raide, l'absence de végétation, les températures de suintement d'eau proches de 0°C indiquent, collectivement, qu'il s'agit de formes probablement actives.

Les résultats obtenus par photogrammétrie témoignent d'un mouvement, légèrement décelable quantitativement (avancée du front de l'ordre de 2 à 3 mètres depuis 1981) (Fig. 3B), mais bel et bien perceptible qualitativement (convexité de la forme plus marquée en 2003 qu'en 1981). Ces indications montrent que le fluage est un processus actif, à l'origine d'une progression modérée des fronts.

Au final, ces glaciers rocheux ne présentent –semble-t-il– aucun symptôme de dégradation, *a contrario*, ils paraissent même être des objets où l'enchaînement de processus aboutissant au développement des glaciers rocheux (depuis la fourniture en débris jusqu'au fluage) fonctionne sans contrainte apparente liée au pergélisol ou au contexte géomorphologique.

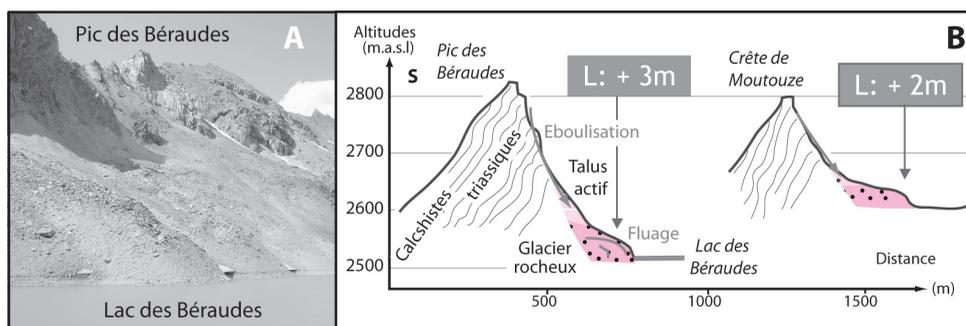


Fig. 3 : Les glaciers rocheux de type 2. A : Aperçu d'un individu de type 2 dans le cirque des Béraudes. B : Profil à travers les individus de type 2, montrant le relais de processus amont/aval entre la source sédimentaire, l'accumulation des éboulis et leur remaniement par fluage. Les progressions du front (L=longueur en m) ont été mesurées par photogrammétrie entre 1981 et 2003.

#### 4.3. Type 3 : fluage insensible, pas d'affaissement topographique

Ce type de glaciers rocheux correspond à treize formes de dimension réduite, dont le volume estimé est de l'ordre de  $10^2$  à  $10^3$  m<sup>3</sup>. Elles sont situées au pied des parois à faible commandement de grès carbonifères, en face nord, et ce à des altitudes relativement élevées (fronts entre 2'600 et 2'780 mètres) (Fig. 4). Les conditions sont donc

réunies pour que ces formes soient actives (*sensu* Barsch, 1996), ce que semblent confirmer l'absence de végétation et de lichen, le front raide (pente  $>38^\circ$ ), le caractère convexe bien marqué de ces formes lobées et les températures des suintements d'eau ( $<1^\circ\text{C}$ ) qui s'en échappent.

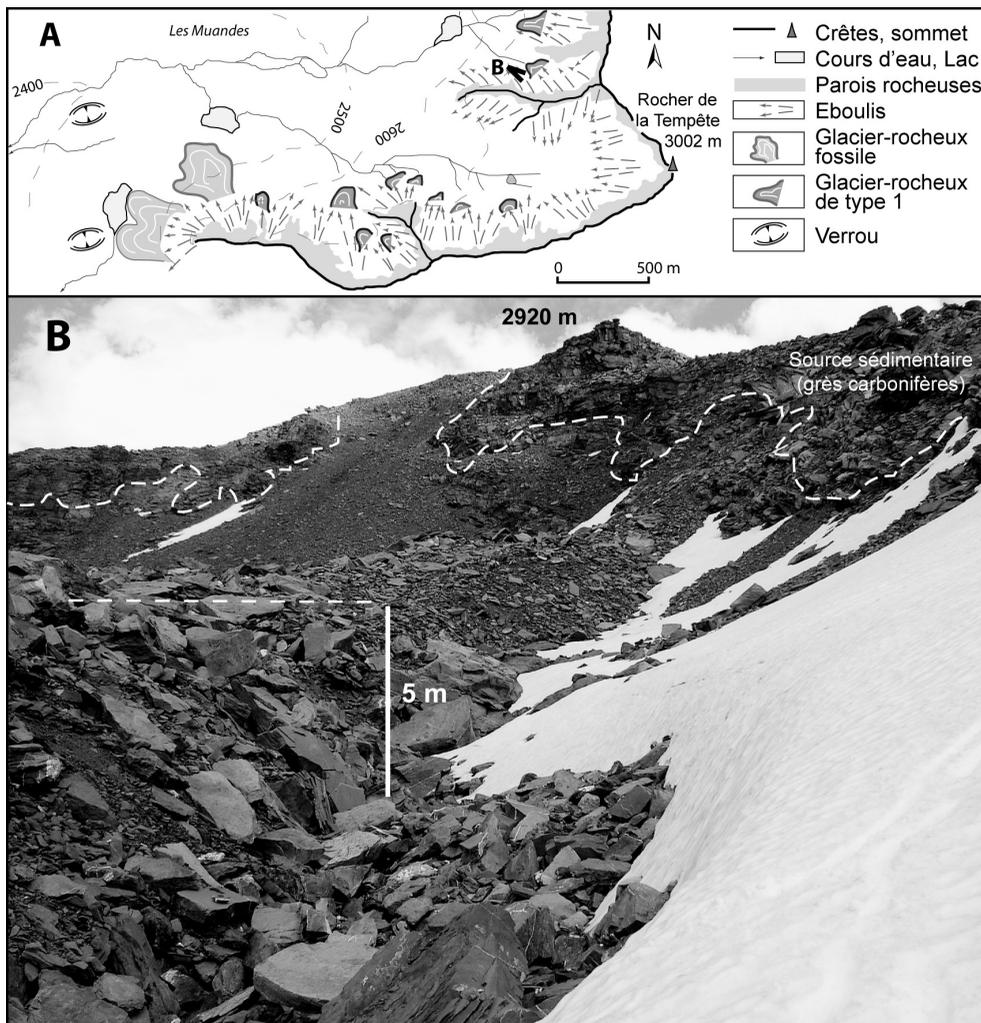


Fig. 4 : Les glaciers rocheux de type 3. A : Localisation de 11 individus dans le cirque des Muandes. B : Aperçu d'un individu localisé en contrebas des sources sédimentaires tarées.

Localisées et représentées sur la carte du service topographique des armées (1928), ces formes apparaissent d'une remarquable stabilité dans leur géométrie. Un examen attentif de photographies aériennes à différentes dates (depuis 1952) n'a pas permis de déceler le moindre changement.

Cette absence totale de mouvement ne semble toutefois pas pouvoir être mise en relation avec l'état du pergélisol. Il semble surtout que la croissance de ces formes est

actuellement entravée par la faible fourniture sédimentaire depuis les parois rocheuses. Déjà en grande partie régularisées, les corniches gréseuses sont couvertes par les tabliers d'éboulis qu'elles ont alimentés : les sources de sédiments sont ainsi tarées. L'évolution de ces glaciers rocheux montre donc essentiellement une contrainte liée au contexte géomorphologique.

#### 4.4. Type 4 : une forme immobile, entièrement affaissée

Ce quatrième type correspond à une seule forme, localisée au fond d'un vallon exposé nord, à une altitude de l'ordre de 2'550 mètres, c'est-à-dire proche de la limite inférieure du pergélisol discontinu. Aucun suintement d'eau n'a été identifié. Il s'agit d'une forme en langue complètement affaissée (Fig. 5A), marquée par une dépression centrale de quelques mètres. En rive droite, une terrasse alluviale s'est construite lorsque le glacier rocheux, avant son affaissement, bloquait les écoulements d'un petit torrent. Perché 4 mètres au-dessus du glacier rocheux, le niveau de cette terrasse témoigne de l'ancienne hauteur atteinte par cette forme (Fig. 5B).

D'après l'examen des clichés aériens, les mouvements affectant cette forme sont uniquement verticaux. L'incision de la terrasse est intervenue avant 1952, mais aucune trace n'apparaît sur la carte de 1928; or, les drains y sont cartographiés avec grande précision. Nous pouvons donc supposer que l'affaissement du glacier rocheux est intervenu lors des décennies 1930/1940.

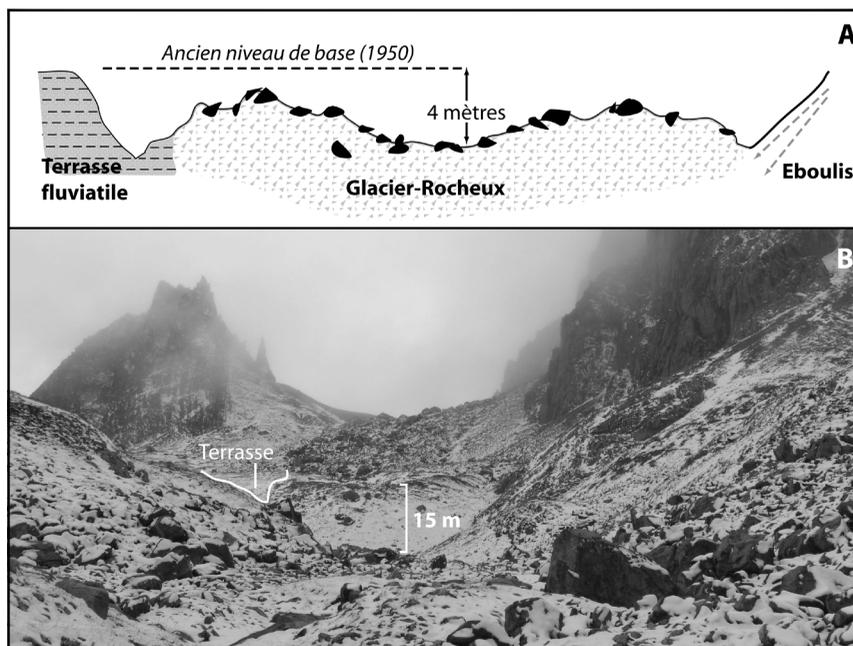


Fig. 5 : Les glaciers rocheux de type 4. C : profil transversal au glacier rocheux de type 4. D : Aperçu du glacier-rocheux de type 4 (Cliché : Cossart, à 2'590 mètres d'altitude en septembre 2008).

## 5. Discussion

### 5.1. Interprétation des mouvements identifiés

En premier lieu, nous interprétons dans les cas étudiés la présence des affaissements du front des glaciers rocheux de type 1 et 4 comme des témoignages de la dégradation du pergélisol. Certes, la présence d'affaissements peut s'expliquer de trois façons. (i) Une extension latérale de la partie aval des glaciers rocheux, liée à une réduction de la pente (Kääb, 2005), peut entraîner un 'étalement' du volume de matériaux. (ii) Une extension longitudinale importante, non compensée par un apport de matériaux suffisant, peut être à l'origine d'une dépression racinaire (à l'image de celles observées sur nos individus de dépression type 1). (iii) Enfin, une fonte du pergélisol peut impliquer localement un affaissement, lié à une perte du volume de glace. S'il reste difficile de discriminer ces hypothèses sans effectuer de prospections géophysiques, les deux premières hypothèses semblent peu probables.

En effet, aucune réduction significative de la pente n'est observée dans la partie aval des glaciers rocheux des types 1 et 4. De plus, des travaux menés sur le glacier rocheux du Laurichard, distant d'environ 20km de la haute vallée de la Clarée, ont permis d'identifier des affaissements frontaux liés à des mouvements de masse depuis la décennie 1980, à l'instar de ce que nous avons observé sur nos individus de type 1. Grâce à des sondages géoélectriques, cette évolution a pu être imputée à une élévation de la température du pergélisol et à l'augmentation de la teneur en eau, en relation avec la hausse de la Température Annuelle Moyenne de l'Air (Bodin et al., 2009). Dans le cas du glacier rocheux de type 4, la dégradation du pergélisol fut aboutie, impliquant la disparition de la glace interne lors de la première moitié du 20<sup>e</sup> siècle, la perte de volume de la forme et l'absence actuelle de source à son front. Ensuite les vitesses de déplacement semblent insuffisantes pour expliquer l'ampleur des dépressions racinaires des glaciers rocheux de type 1, dont la présence peut s'expliquer aisément par la fusion des glaciers enterrés.

En second lieu, nous avons observé une absence de mouvements horizontaux sur certains glaciers rocheux. De faibles vitesses de déplacement sont souvent corrélées avec des températures très basses de la glace interne (Kääb et al., 2007; Bodin et al., 2009) ou sont plus simplement le résultat de l'absence de glace (Monnier, 2006). En Clarée, si l'absence de glace peut être validée pour expliquer l'absence de mouvement du glacier rocheux de type 4, cette hypothèse ne peut être retenue pour les glaciers rocheux de type 3 : les températures des sources d'eau, l'altitude (supérieure à 2'700 m) et l'exposition (face nord) plaident bien pour la présence de glace dans le sol. Dans ce cas, même si les températures de la glace étaient très froides, des indices de mouvements (éventuellement modérés) auraient dû être décelés au cours du 20<sup>e</sup> siècle.

Une autre hypothèse est de considérer la contrainte que constitue la fourniture en débris dans le développement et le mouvement des glaciers rocheux (Johnson, 1987; Fort, 2003; Janke et Frauenfelder, 2007) : si cette fourniture est faible, l'évolution de

l'objet est contrainte, le glacier rocheux ne peut grossir pour stocker davantage de glace. Compte tenu ici du tarissement quasiment complet des sources de sédiments, cette hypothèse nous semble la plus probable.

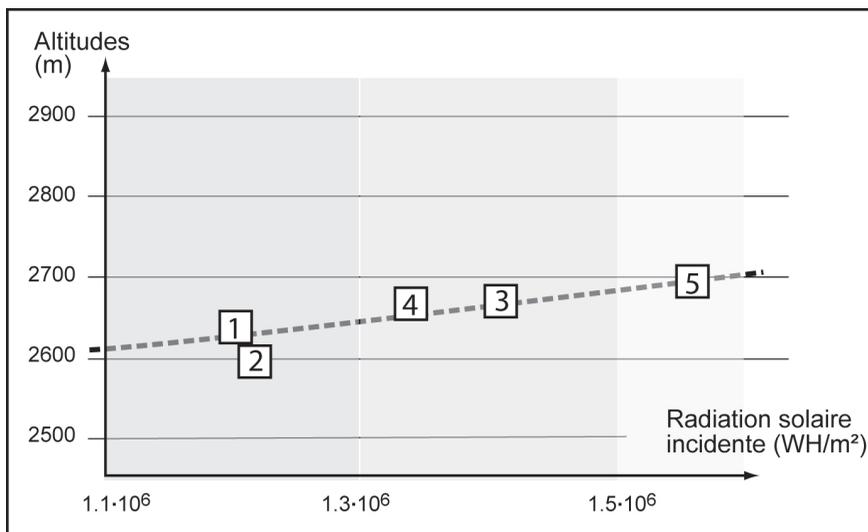


Fig. 6 : Localisation des symptômes de dégradation du pergélisol. Sont positionnés les mouvements de masse affectant les fronts des glaciers rocheux de type 1 et la dépression frontale du glacier-rocheux de type 4. La radiation solaire incidente a été calculée par ArcGIS.

## 5.2. Une frange en cours de dégradation ?

Au final, cinq glaciers rocheux présentent des symptômes de dégradation du pergélisol : les individus de type 1 et 4. La localisation de ces symptômes montre que, conformément à ce qui pouvait être attendu, les indices de dégradation semblent se localiser dans la frange la plus basse du pergélisol, à proximité immédiate de sa limite inférieure (Fig. 6). Plus précisément, il apparaît une certaine tendance expliquée par l'ampleur du rayonnement solaire incident: les dégradations étant plus proches de l'altitude de 2'600 m dans les zones ombragées, contre 2'700 m dans les zones les plus exposées. Ce gradient est similaire au gradient observé dans la répartition du pergélisol dans la vallée : la limite inférieure du pergélisol s'élevant classiquement en fonction de l'intensité du rayonnement solaire incident. Les indices géomorphologiques demeurent toutefois trop ténus pour déterminer l'ampleur exacte de la frange en cours de dégradation, la poursuite de leur inventaire est donc nécessaire.

Par ailleurs, à une échelle fine, le rayonnement solaire incident n'est pas le seul facteur pouvant expliquer la localisation des secteurs en cours de dégradation : la texture (openwork vs fermée) des matériaux recelant du pergélisol, le couvert neigeux, potentiellement redistribué par le vent, sont deux des autres variables pouvant influencer les échanges énergétiques entre l'atmosphère et la glace du pergélisol. Toute la difficulté réside donc en l'établissement de modèles statistiques prenant en compte ces facteurs

locaux dans l'explication de la localisation des zones dégradées ou en cours de dégradation.

## 6. Conclusion

En combinant une approche géomorphologique de terrain et un travail sur la cinématique de près de 30 glaciers rocheux, nous avons tenté de définir des formes de relief en lien avec la dégradation du pergélisol alpin. Si les glaciers rocheux apparaissent comme des indicateurs précieux, leur réponse reste complexe : leur cinématique varie fortement en fonction du contexte géomorphologique dans lequel ils évoluent.

Malgré cette complexité, des glaciers rocheux de grande taille, disposés en fond de cirque, montrent des signes de dégradation d'un pergélisol. Ces signes sont de deux principaux types : (i) des variations verticales de surface, parfois associées à des dépressions et des lacs (ii) la présence de mouvements de masse au front des glaciers rocheux.

Au final, des dégradations du pergélisol apparaissent donc entre 2600 et 2700 mètres d'altitude, probablement en relation avec la hausse de la moyenne annuelle de la température de l'air depuis le PAG, et plus particulièrement depuis une trentaine d'années. Ce travail d'inventaire doit désormais être poursuivi, pour aboutir à une véritable analyse et modélisation spatiales de la répartition de la frange à pergélisol dégradé.

## Remerciements

Le travail de terrain a été financé par l'UMR Prodig et le Conseil Général des Hautes-Alpes. Nous remercions par ailleurs Cristian Scapozza et Christophe Lambiel pour leurs remarques constructives qui ont permis l'amélioration de la version initiale du manuscrit.

## Bibliographie

- Barsch, D. (1996). *Rockglaciers: indicators for the present and former geoecology in high mountain environments*. Berlin : Springer.
- Bodin, X. (2007). *Géodynamique du pergélisol de montagne : fonctionnement, distribution et évolution récente. L'exemple du massif du Combeynot Hautes Alpes*. Thèse de doctorat, Université Denis Diderot – Paris 7, France.
- Bodin, X., Schoeneich, P. et Jaillet, S. (2008). High resolution DEM extraction from Terrestrial LIDAR topometry and surface kinematics of the Alpine permafrost: the Laurichard rockglacier case study (French Southern Alps). In D. L. Kane et K. M. Hinkel (Eds), *9th International Conference on Permafrost* (pp. 137–142). Fairbanks Institute of Northern Engineering, University of Alaska.
- Bodin, X., Thibert, E., Fabre, D., Ribolini, A., Schoeneich, P., Francou, B., Reynaud, L. et Fort M. (2009). Two decades of responses (1986–2006) to climate by the Laurichard rock glacier, French Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 20 : 331–344.

- Cossart, E., Perrier, R., Schwarz, M. et Houée, S. (2008). Mapping permafrost at a regional scale: interpolation of field data by using GIS in the Upper Durance catchment, Southern French Alps. *GeoFocus*, 8 : 205-224.
- Cossart, E., Fort, M., Bourles, D., Carcaillet, J., Siame, L., Perrier, R. et Braucher, R. (2010). Climatic significance of glacier retreat and rockglaciers re-assessed in the light of cosmogenic dating and weathering rind thickness in Clarée valley (Briançonnais, French Alps). *Catena*, 80 : 204–219.
- Delaloye, R., Lambiel, C. et Roer, I. (2010). Overview of rock glacier kinematics research in the Swiss Alps: seasonal rhythm, interannual variations and trends over several decades. *Geographica Helvetica*, 65/2 : 135-145.
- Fort, M. (2003). Are high altitude, lava stream-like, debris mixtures all rock glaciers? A perspective from the Western Himalaya. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.*, 130 : 11-29.
- Francou, B. (1988). *L'éboulisation en Haute Montagne*. Caen : Editec.
- Francou, B. (1993). *Hautes montagnes, passion d'explorations*. Pratiques de la géographie, Paris : Masson.
- Haeblerli, W., Wegmann, M. et Vonder Mühl, D. (1997). Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps. *Eclogae geologicae Helveticae*, 90 : 407- 414.
- Humlum, O. (1998). Climatic significance of rockglaciers. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9 : 375-395.
- Ikeda, A. et Matsuoka, N. (2002). Degradation of talus-derived rock glaciers in the Upper Engadin, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13 : 145–161.
- Janke, J. et Frauenfelder, R. (2007). The relationship between rock glacier and contributing area parameters in the Front Range of Colorado. *Journal of Quaternary Science*, 23 : 153-163.
- Johnson, P.G. (1987). Rock Glacier: glacier debris systems or high-magnitude low-frequency flows. In: J. Giardino, J. Shroeder et J.D. Vitek (Eds), *Rock Glaciers* (pp. 175-192). London : Allen and Unwin.
- Kääb, A. (2005). *Remote sensing of mountain glaciers and permafrost creep*. Zürich : Schriftenreihe Physische Geographie, 48, 266 pp.
- Kääb, A., Frauenfelder, R. et Roer, I. (2007). On the response of rockglacier creep to surface temperature increase. *Global and Planetary Change*, 56 : 172–187.
- Krysiecki, J.-M., Bodin, X. et Schoeneich, P. (2008). Collapse of the Be'ard rockglacier (Southern French Alps). *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, Fairbanks*, June 2008. Ext. abst.: 153–154.
- Monnier, S. (2006). *Les glaciers rocheux, objets géographiques. Analyse spatiale multiscale et investigations environnementales. Application aux Alpes de Vanoise*. Thèse de doctorat, Université de Paris XII - Val de Marne, France.
- Perrier, R. (2009). *Etude sur la dégradation du pergélisol dans les Alpes françaises : l'exemple de la haute vallée de la Clarée (Briançonnais, Hautes-Alpes)*. Mémoire de Master 2 (non publié), Université Denis Diderot – Paris 7, France.
- Ravel, L. et Deline, P. (2008). La face ouest des Drus (massif du Mont-Blanc) : évolution de l'instabilité d'une paroi rocheuse dans la haute montagne alpine depuis la fin du petit âge glaciaire. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4 : 261-272.

- Roer, I., Avian, M., Delaloye, R., Lambiel, C., Dousse, J.-P., Bodin, X., Thibert, E., Kääh, A., Kaufmann, V., Damm, B. et Langer, M. (2005). Rockglacier 'speed-up' throughout European Alps – a climatic signal ? *2nd European Conference on Permafrost*, Potsdam, Alfred-Wegener-Stiftung : 99-100.
- Roer, I., Haeberli, W., Avian, M., Kaufmann, V., Delaloye, R., Lambiel, C. et Kääh, A. (2008). Observations and considerations on destabilizing active rock glaciers in the European Alps. In D. L. Kane et K. M. Hinkel (Eds), *9th International Conference on Permafrost* (pp. 1505-1510). Fairbanks Institute of Northern Engineering, University of Alaska.
- Touchon, R. (1910). Massif des Cerces et de la Moulinière. *La Montagne*, 3 : 133-146.

# Structure interne et dynamique des glaciers rocheux du massif de la Cima di Gana Bianca, Val Blenio (Tessin)

Giulia Ramelli <sup>1</sup>  
Cristian Scapozza <sup>1</sup>  
Stefano Mari <sup>2</sup>  
Christophe Lambiel <sup>1</sup>

<sup>1</sup> Institut de Géographie  
Université de Lausanne  
Anthropole  
CH - 1015 Lausanne

E-mails :  
giulia.rame@gmail.com  
cristian.scapozza@unil.ch  
christophe.lambiel@unil.ch

<sup>2</sup> Département des Géosciences  
Géographie  
Université de Fribourg  
Chemin du Musée 4  
CH - 1700 Fribourg

E-mail :  
stefano.mari@bluewin.ch

In Lambiel C., Reynard E. et Scapozza C. (Eds) (2011). *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie*, 3-5 septembre 2009, Olivone (Géovisions n° 36). Institut de géographie, Université de Lausanne.



## Résumé

La structure, le régime thermique et la dynamique de trois glaciers rocheux du massif de la Cima di Gana Bianca (Alpes Tessinoises orientales) ont été étudiés grâce à la prospection géophysique et thermique, à des mesures de déplacement effectuées à l'aide du GPS différentiel et à l'analyse d'interférogrammes InSAR. L'utilisation conjointe de ces méthodes a permis de montrer que la présence de pergélisol est probable dans les trois formations étudiées et de prouver leur activité. Les vitesses mesurées sur chaque glacier rocheux sont étroitement liées à leur morphologie. Les glaciers rocheux de Pièi et de Piancabella, qui avaient été considérés comme inactifs sur la base d'indices morphologiques et paléoclimatiques, présentent des vitesses annuelles moyennes de l'ordre de 10-20 cm par année. Le glacier rocheux de Stabbio di Largario, qui est le seul qui présente des signes de déstabilisation (crevasses, niches d'arrachement), présente des vitesses annuelles moyennes supérieures à 55 cm/année.

## 1. Introduction

Depuis une dizaine d'années, les études relatives à la réaction du pergélisol alpin face au réchauffement climatique et à sa relation possible avec l'augmentation des instabilités de terrain en haute montagne se sont multipliées. De nombreux efforts ont porté sur la réalisation de modèles expliquant la répartition et les conditions d'occurrence du pergélisol et sur la compréhension des processus et de la dynamique des terrains gelés en permanence (par ex. Hoelzle et al., 2001 ; Kääh et al., 2005). En Suisse, on estime que le pergélisol couvre approximativement 5% de la surface du pays (Nötzli et Gruber, 2005). La plupart des études se sont concentrées jusqu'à aujourd'hui sur les Alpes grisonnes, valaisannes et bernoises, laissant généralement de côté le sud des Alpes suisses en général et le Tessin en particulier (Scapozza et Reynard, 2007).

Au cours des dernières années, de nombreuses instabilités de terrain ont eu lieu dans les vallées alpines du Tessin. On estime qu'environ la moitié de ces événements se sont produits dans des secteurs où la présence de pergélisol est possible ou dans des secteurs caractérisés par le retrait glaciaire récent. Des mesures effectuées par la *Sezione Forestale Cantonale* montrent qu'au Val Soi (Val Blenio), par exemple, les premiers signes d'instabilité de matériel détritique s'observent à proximité de la limite inférieure du pergélisol (Valenti, 2006). Au dessus du village de Fontana (Val Bedretto), en 2005, une lave torrentielle s'est déclenchée en zone de dégradation du pergélisol (Valenti, 2006). Dans ce contexte, une meilleure connaissance des caractéristiques du pergélisol au Tessin s'avère nécessaire. Plusieurs études relatives à la répartition du pergélisol au niveau local, au régime thermique du pergélisol et à la datation de glaciers rocheux ont été effectuées récemment (par ex. Scapozza et Reynard, 2007 ; Scapozza et Fontana, 2009 ; Scapozza et al., 2011). Par contre, la dynamique des glaciers rocheux tessinois est encore largement méconnue (Scapozza et Mari, 2010).

Cet article présente les résultats préliminaires d'investigations de type géophysique, thermique et dynamique effectuées sur trois glaciers rocheux du massif de la Cima di

Gana Bianca (Val Blenio), avec pour objectifs principaux la détermination de la structure interne des glaciers rocheux, l'étude du régime thermique et la quantification des vitesses de déplacement. Cette étude s'insère dans un projet plus large de monitoring à long terme de la dynamique de plusieurs glaciers rocheux du Sud des Alpes suisses (voir Mari et al., 2010 ; Ramelli, 2010 ; Scapozza et Mari, 2010).

## 2. Caractéristiques de la zone d'étude

Le massif de la Cima di Gana Bianca se situe dans la partie orientale des Alpes Tessinoises (NE du Canton du Tessin), plus précisément entre le Val Blenio et le Val Malvaglia, à proximité du massif de l'Adula/Rheinwaldhorn. La zone d'étude est caractérisée par la présence de nombreux éboulis et glaciers rocheux, du fait de l'abondance de matériaux détritiques provenant des parois rocheuses du massif (Scapozza et Reynard, 2007). Du point de vue géologique, le massif se trouve dans la nappe du Simano et dans le complexe des nappes de l'Adula (Pennique inférieur), avec comme lithologie dominante des gneiss et des micaschistes (Scapozza et Fontana, 2009).



Fig. 1 : Les glaciers rocheux de Pièi (A) (photo C. Scapozza), de Piancabella (B) (photo G. Ramelli) et de Stabbio di Largario (C) (photo G. Ramelli).

Une première description des 18 glaciers rocheux de la région a été proposée par Scapoza et Reynard (2007), qui les ont différenciés en glaciers rocheux actifs/inactifs et fossiles sur la base de critères morphologiques et de température des sources (Fig. 2). D'autres investigations, notamment géophysiques, ont permis de préciser la répartition du pergélisol dans la région et de situer l'altitude de la limite inférieure du pergélisol discontinu aux environs de 2'200-2'500 m d'altitude selon l'orientation du versant (par ex. Scapoza et Fontana, 2009 ; Scapoza et al., 2008 et 2011). Cette étude s'est concentrée sur les glaciers rocheux de Pièi, de Piancabella et de Stabbio di Largario (Fig. 1), leur activité ayant été attestée par l'analyse d'interférogrammes InSAR (voir Mari et al., 2010 ; Scapoza et Mari, 2010).

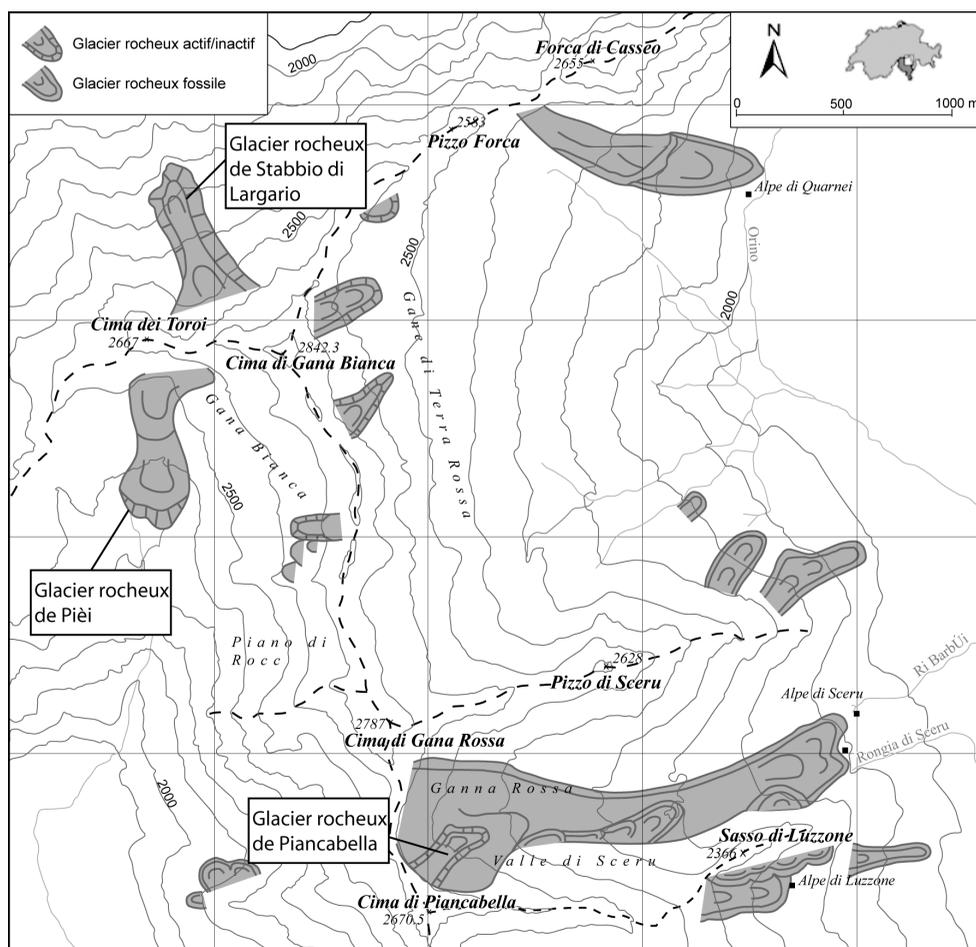


Fig. 2 : Les glaciers rocheux du massif de la Cima di Gana Bianca (modifié d'après Scapoza et Reynard, 2007). Les glaciers rocheux étudiés ici sont ceux de Pièi, de Piancabella et de Stabbio di Largario.

## 3. Méthodes

### 3.1. Sondage géoélectrique

Le sondage géoélectrique permet de mesurer la variation verticale de la résistivité électrique de la sub-surface en un point fixe et donc d'obtenir une coupe géoélectrique du sous-sol (voir par ex. Reynard et al., 1999; Ikeda, 2006). Le principe de la méthode est basé sur l'injection d'un courant électrique continu dans le terrain, ce qui permet, par le biais de quatre électrodes reliées par des câbles (deux électrodes de courant A et B et deux électrodes de potentiel M et N), de mesurer la résistivité apparente du sous-sol et d'obtenir ainsi une coupe géoélectrique en augmentant la distance entre les électrodes à chaque point de mesure (Scapozza et al., 2011). On obtient alors des informations sur la résistivité apparente et l'épaisseur de chaque couche traversée, ce qui permet d'estimer la nature et le matériel qui caractérise chaque couche. Le dispositif utilisé dans ce travail est de type Schlumberger, avec une géométrie symétrique AMNB (la distance MN étant égale ou inférieure à 1/5 de AB). Les résistivités spécifiques et l'épaisseur des couches ont été obtenues par inversion des données de résistivité apparente à l'aide du logiciel DCINV (Pirttijärvi, 2004).

### 3.2. Monitoring des températures de la surface du sol

L'enregistrement en continu de la température de la surface du sol à l'aide de petits capteurs autonomes (mini-loggers) permet d'obtenir des informations sur l'état thermique du sol tout au long de l'année et sur l'évolution du manteau neigeux au cours de l'hiver (Hoelzle et al., 1999; Delaloye 2004). **Dans certains cas, des informations** quant à la présence ou l'absence du pergélisol peuvent en être tirées (Delaloye, 2004). Dans cette étude, des capteurs autonomes de température du type UTL-1 et UTL-3 (*Universal Temperature Logger*, Geotest AG ; Hoelzle et al., 1999), avec une précision de mesure de  $\pm 0.25^\circ\text{C}$ , ont été utilisés. Programmés avec un intervalle de mesure de 2 heures, ils ont été placés sur un profil amont-aval au centre des glaciers rocheux, à des profondeurs variant entre 10 et 50 cm selon les caractéristiques du terrain.

### 3.3. GPS différentiel

Le GPS différentiel (DGPS) permet d'effectuer des mesures de déplacement avec une précision centimétrique (Berthling et al., 1998; Little et al., 2003). La technique du GPS différentiel nécessite l'utilisation de deux antennes réceptrices : une antenne de base fixe et une antenne mobile permettant d'effectuer les mesures de terrain. L'antenne de base fixe est placée toujours au même endroit, de coordonnées connues, et permet de corriger en temps réel les valeurs mesurées à l'aide de l'antenne mobile (technique du *real-time kinematic* GPS, voir Lambiel et Delaloye, 2004). Pour cette étude, deux campagnes de mesures espacées de 3-4 mois ont été effectuées. Entre 30 et 40 blocs par glacier rocheux ont été marqués une première fois

entre la fin du mois de juin et le début du mois de juillet 2009. La position de ces blocs a été mesurée à nouveau durant la première moitié du mois d'octobre, permettant ainsi de connaître les mouvements estivaux des glaciers rocheux investigués. Ces valeurs ont ensuite été converties en vitesses de déplacement annuelles (m/année). Enfin, les vitesses mesurées ont été mises en relation avec les ordres de grandeur de déplacements obtenus grâce à l'analyse d'interférogrammes InSAR pour la période 1994-2007 (Mari et al., 2010).

## 4. Résultats et interprétations

### 4.1. Glacier rocheux de Pièi

#### *Caractéristiques géomorphologiques*

Situé entre 2'340 m et 2'560 m, sur un versant orienté au sud, le glacier rocheux de Pièi occupe une surface d'environ 15 ha. Il a été décrit pour la première fois par Zeller (1964), qui en estime le volume à 2.5-3 mio de m<sup>3</sup>. Le glacier rocheux se situe dans une cuvette et la couleur très claire des orthogneiss de la Cima di Gana Bianca, par leur albédo très élevé, favorise probablement un maintien de conditions froides au sol. Le front est composé de blocs de taille décimétrique avec de la végétation éparse (lande à éricacées avec myrtilles et rhododendrons). Le corps présente un chaos de blocs dépourvus de végétation avec des rides transversales bien marquées. Vers 2'450 m d'altitude, on trouve un deuxième lobe se superposant au lobe principal du glacier rocheux (Fig. 1A). Les lichens sont absents et les rides sont plus marquées. Sa morphologie laisse penser que ce lobe est actif (Scapozza et Reynard, 2007). Le glacier rocheux peut être considéré comme polymorphique au sens de Frauenfelder et Käab (2000).

#### *Températures de surface*

Trois capteurs de température ont été placés sur un profil amont-aval sur la partie frontale du glacier rocheux, deux sur le lobe inférieur du glacier rocheux (PIE-03 et PIE-04) et un (PIE-01) à l'aval du front (Fig. 3). Malheureusement, seuls 3 capteurs ont fonctionné. Du fait des importantes chutes de neige qui ont caractérisé l'hiver 2008-2009, les températures mesurées au cours de l'hiver sont demeurées très stables et ne sont jamais descendues en dessous de -2°C (Fig. 4). Sur le lobe inférieur, les températures se sont refroidies lentement tout au long de l'hiver pour se stabiliser vers -1.2°C pour PIE-03 et -0.7°C pour PIE-04 vers le début du mois d'avril. A l'emplacement de PIE-01, situé en aval du front du glacier rocheux, les températures ont été positives tout au long de l'année, avec un minimum à +0.3°C vers la fin du mois de mai. Du fait des conditions d'enneigement de l'hiver 2008-2009, les températures de la surface du sol mesurées par PIE-03 et PIE-04 n'excluent pas complètement la présence de pergélisol dans le lobe inférieur du glacier rocheux.

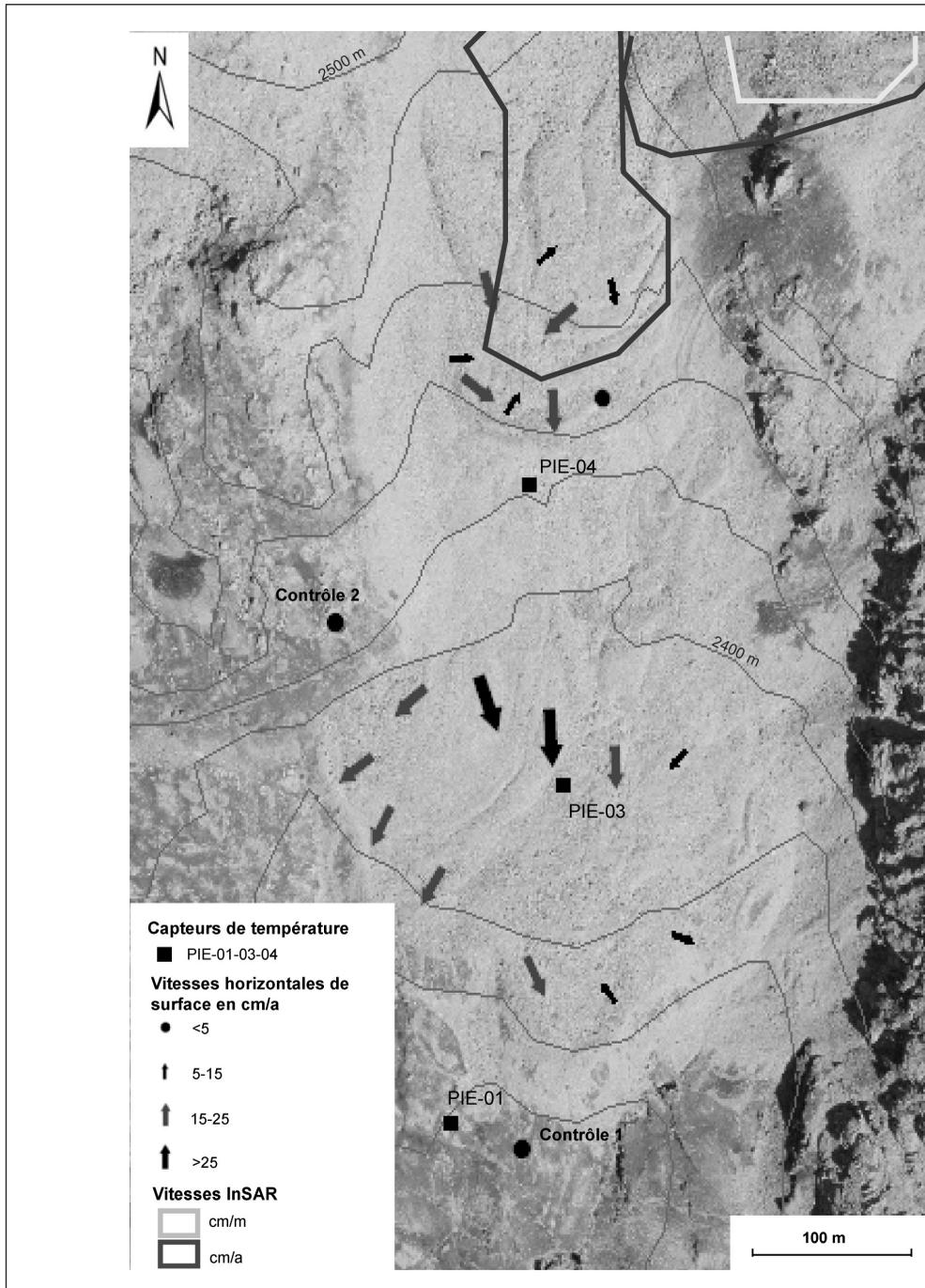


Fig. 3 : Position des capteurs de température et vitesses de déplacement du glacier rocheux de Pièi mesurées à l'aide du GPS différentiel et estimées sur la base de l'analyse d'interférogrammes InSAR. Reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA100454).

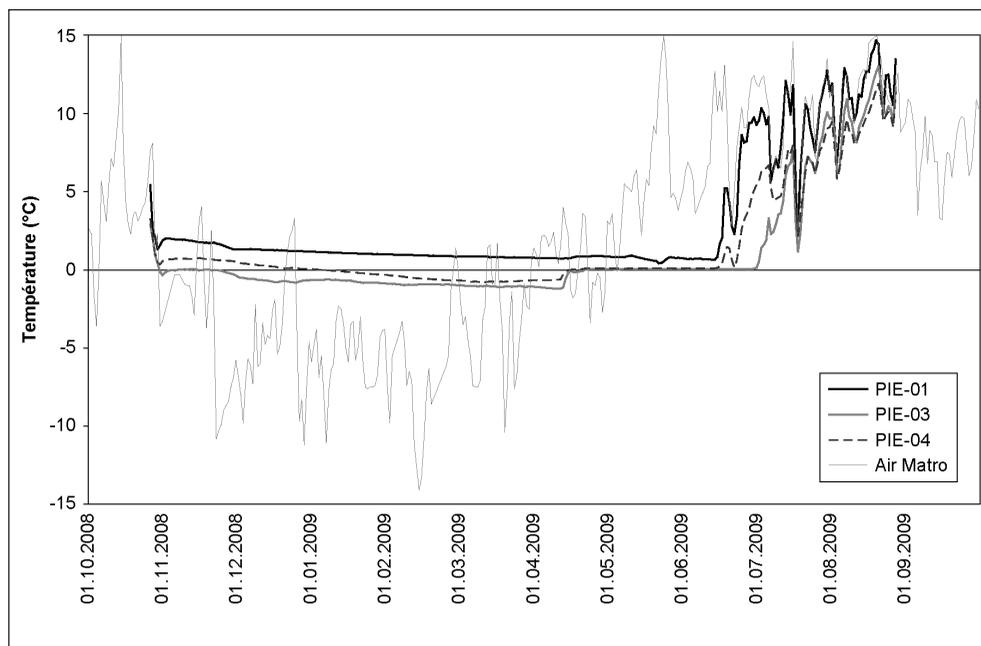


Fig. 4 : Températures de la surface du sol enregistrées sur le glacier rocheux de Piè entre octobre 2008 et août 2009. Données de la température de l'air d'après MétéoSuisse (station du Matro, Val Blenio, 2'171 m). Pour la position des capteurs de température, voir la Fig. 3.

### *Dynamique*

D'après les interférogrammes InSAR, les mouvements semblent absents dans le lobe inférieur, alors que sur le lobe supérieur, l'interférométrie radar montre des vitesses de déplacement de l'ordre de quelques cm par année (Fig. 3). Les vitesses de déplacement mesurées à l'aide du GPS différentiel entre juin et octobre 2009 ne confirment pas cette répartition spatiale des mouvements. En effet, les valeurs mesurées montrent que les deux lobes du glacier rocheux sont probablement actifs, avec des vitesses de déplacement annuelles comprises entre 3 et 30 cm/an (Fig. 3). La répartition des vitesses et la direction des mouvements sur le lobe inférieur sont hétérogènes. Les vitesses sont plus importantes sur la partie ouest du lobe, tandis que la direction des mouvements est convergente au centre et divergente juste en amont du front.

## 4.2. Glacier rocheux de Piancabella

### *Caractéristiques géomorphologiques*

Le glacier rocheux de Piancabella est orienté au NE. Son front, situé à une altitude de 2'440 m, est composé de blocs décimétriques, tandis que le corps se caractérise par une carapace de blocs métriques, la présence de plusieurs sillons transversaux et une absence totale de végétation (Fig. 1B). Etant donnée la morphologie homogène, il

s'agit d'un glacier rocheux monomorphique au sens de Frauenfelder et Käb (2000). Des études sur la structure interne, le régime thermique, l'âge et l'hydrogéologie de ce glacier rocheux sont menées depuis 2006 (voir Scapozza et al., 2008, 2010 et 2011).

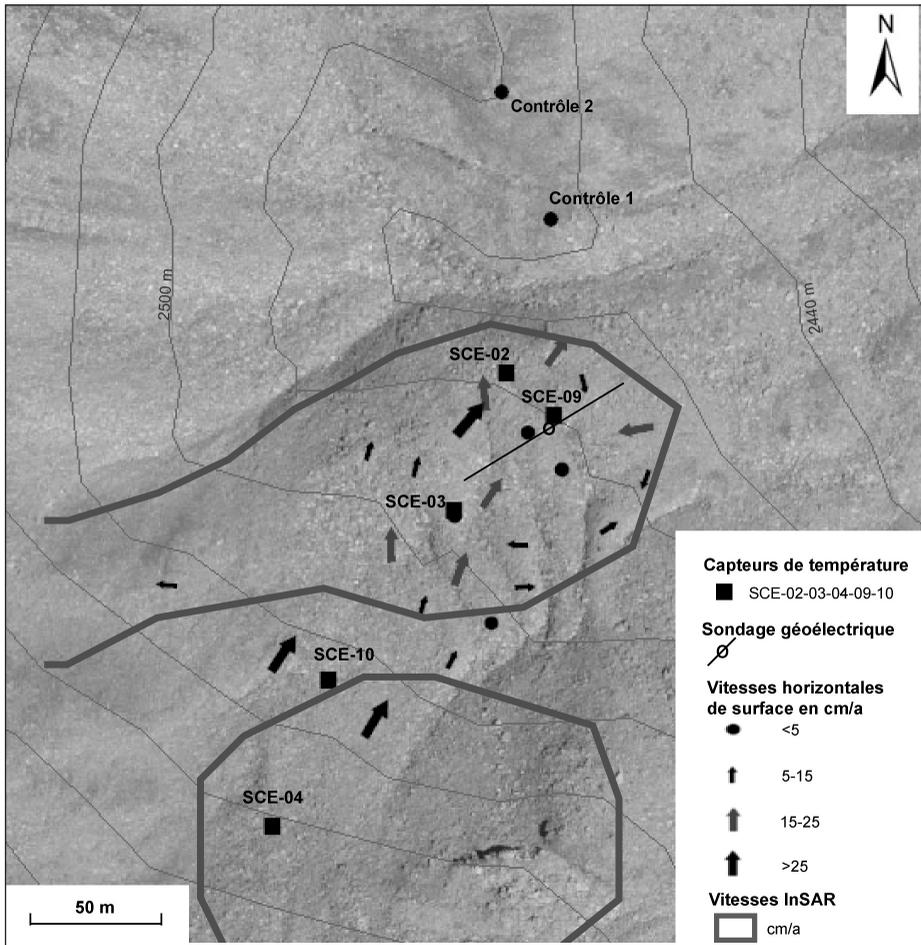


Fig. 5 : Vitesses de déplacement du glacier rocheux de Piancabella mesurées à l'aide du GPS différentiel et estimées sur la base de l'analyse d'interférogrammes InSAR et position des capteurs de température. Reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA100454).

### Structure interne

Un sondage géoélectrique a été réalisé dans le sens de la pente, au centre de la partie frontale du glacier rocheux (Fig. 5). La stratigraphie électrique présente une première couche de 4 m d'épaisseur et de 5 k $\Omega$ m de résistivité, suivie par une couche plus résistante (47 k $\Omega$ m), située entre 4 et 21 m de profondeur, et par une troisième couche peu résistante (1 k $\Omega$ m) située en profondeur (Fig. 6). On en déduit la présence probable d'un niveau gelé faiblement résistant et assez épais sous une couche

active d'environ 4 mètres d'épaisseur. Un aquifère pourrait être présent à la base des sédiments gelés. Ces mesures ont été complétées par deux profils de résistivité apparente et deux tomographies VLF-R (Very-Low Frequency Resistivity) réalisées dans la partie frontale du glacier rocheux (Scapozza et al., 2008 et 2011).

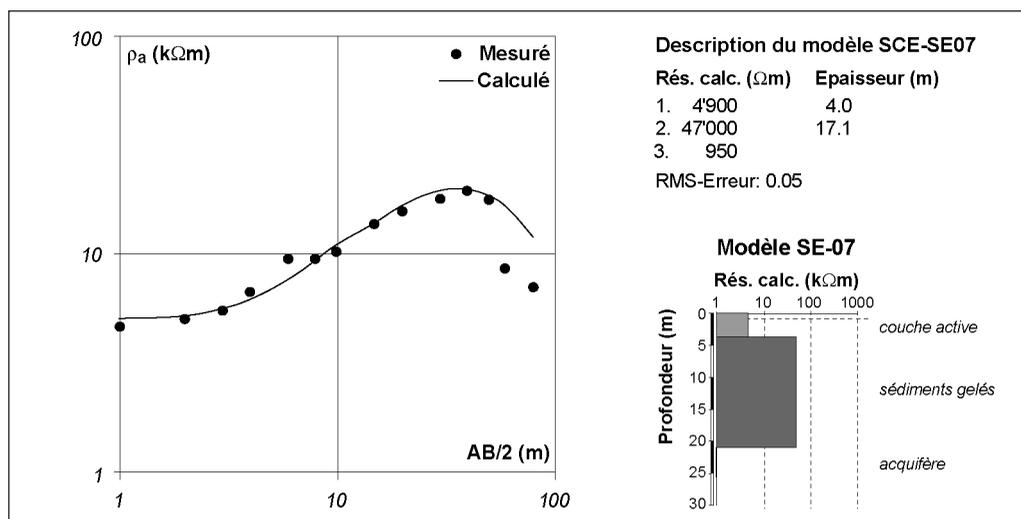


Fig. 6 : Sondage géoélectrique réalisé sur le glacier rocheux de Piancabella (modifié d'après Scapozza et al., 2011).

### Températures de surface

Les températures de la surface du sol sur le glacier rocheux de Piancabella sont mesurées depuis l'hiver 2006-2007. Les données de cinq capteurs de température sont disponibles pour l'année hydrologique 2008-2009. SCE-02 et SCE-09 sont situés juste en amont du front, SCE-03 est localisé un peu plus en amont, vers le centre de la partie frontale, tandis que SCE-10 se trouve dans la zone de transition entre le glacier rocheux et l'éboulis sus-jacent, marquée par une rupture de pente (Fig. 5). Le capteur SCE-04, enfin, se situe dans l'éboulis qui domine le glacier rocheux. L'évolution des températures tout au long de l'hiver sur le glacier rocheux n'est pas homogène (Fig. 7). Les températures les moins froides ont été enregistrées par SCE-09, avec un minimum de  $-0.7^{\circ}\text{C}$  vers la fin du mois d'avril. La partie gauche du front montre des températures plus froides. SCE-02 a en effet enregistré des températures inférieures à  $-2.0^{\circ}\text{C}$  tout au long de l'hiver, avec une température d'équilibre hivernale stable autour de  $-2.5^{\circ}\text{C}$  pendant les mois de février et mars. SCE-04 et SCE-10 affichent des températures hivernales assez stables autour de  $-1.2^{\circ}\text{C}$ , respectivement  $-1.5^{\circ}\text{C}$ . L'emplacement le plus froid est SCE-03, qui présente des valeurs légèrement fluctuantes tout au long de l'hiver, avec un minimum à  $-3.0^{\circ}\text{C}$  au début du mois de mars. Ce capteur se situe au sommet d'un bourrelet de fluage, où la neige a des difficultés à s'accumuler à cause de l'action du vent, ce qui pourrait expliquer la variabilité des températures mesurées.

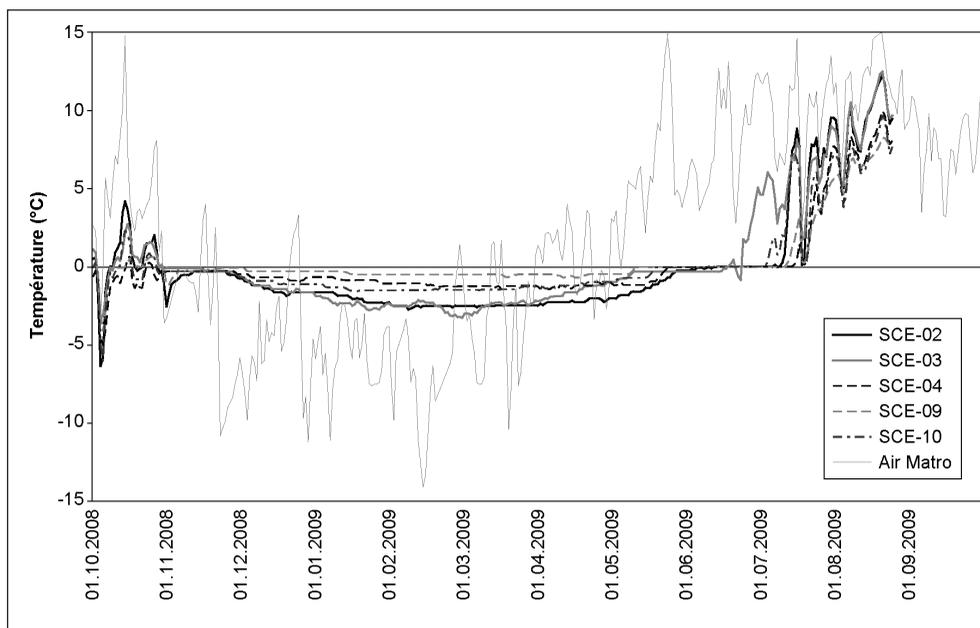


Fig. 7 : Températures de la surface du sol enregistrées sur le glacier rocheux de Piancabella pour l'année hydrologique 2008-2009. Données de température de l'air d'après MétéoSuisse (station du Matro, Val Blenio, 2'171 m). Pour la position des capteurs de température, voir la Fig. 5.

### *Dynamique*

L'analyse d'interférogrammes InSAR sur le glacier rocheux de Piancabella montre que la formation est active, et révèle des vitesses de déplacement de l'ordre de quelques cm/an (Fig. 5). Les mesures au DGPS effectuées entre juin et octobre 2009 dévoilent des vitesses globalement comprises entre 5 et 25 cm/an, avec des valeurs légèrement supérieures localement. Ces données permettent de confirmer la faible activité du glacier rocheux de Piancabella, postulée sur la base d'arguments morphologiques et paléoclimatiques par Scapozza et Reynard (2007) et Scapozza et al. (2010).

## 4.3. Glacier rocheux de Stabbio di Largario

### *Caractéristiques géomorphologiques*

Le glacier rocheux de Stabbio di Largario se situe au nord de la Cima di Gana Bianca (2'842 m), à une altitude comprise entre 2'600 et 2'240 mètres d'altitude. La partie latérale gauche s'est partiellement éboulée dans le talweg qui descend au nord-ouest du glacier rocheux (Fig. 1C). Dans la partie centrale de la formation, une longue crevasse longitudinale et des crevasses transversales de plusieurs mètres de longueur sont visibles (Fig. 8). Ces observations témoignent d'une certaine instabilité. Dans la partie amont de la formation, vers 2'440 m, on observe une dépression occupée il y a peu par un glacieret, résidu d'un glacier du Petit Age Glaciaire (Maisch, 1992). Toute la zone est marquée par une longue persistance de la neige au printemps.

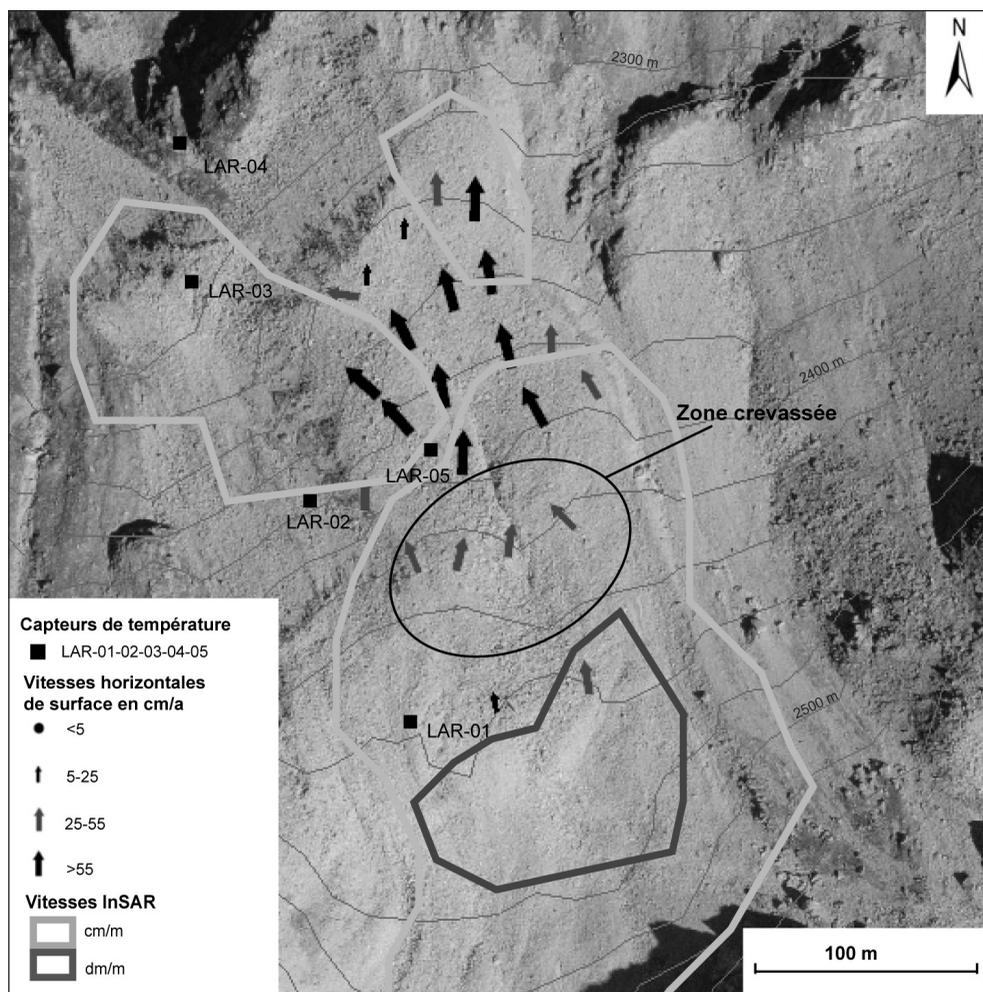


Fig. 8 : Vitesses de déplacement du glacier rocheux de Stabbio di Largario mesurées à l'aide du GPS différentiel et estimées sur la base de l'analyse d'interférogrammes InSAR et position des capteurs de température. Reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA100454).

### Températures de surface

Pour le glacier rocheux de Stabbio di Largario, les données de cinq capteurs de température sont disponibles (Fig. 9). Le capteur LAR-05 a été placé au centre du glacier rocheux, dans la zone présentant des crevasses. Malheureusement, les données de trois autres capteurs de température placés sur un profil amont-aval le long du glacier rocheux ne sont pas disponibles à cause d'un dysfonctionnement. Pour pallier à ce manque d'informations thermiques, les données de quatre autres capteurs de températures, placés le long de la pente à l'ouest du glacier rocheux par la *Sezione Forestale Cantonale*, sont présentées (Fig. 8). Les capteurs LAR-01, LAR-03 et LAR-04 dévoilent des températures hivernales inférieures à  $-3^{\circ}\text{C}$ , avec une courte période

d'équilibre hivernal atteint vers la mi-avril et présentant des températures d'environ  $-2/-3^{\circ}\text{C}$ . Tenant compte des importantes chutes de neige qui ont caractérisé l'hiver 2008-2009, ces températures hivernales pourraient témoigner de la présence probable de pergélisol dans ce secteur. Quelques réserves doivent être émises pour LAR-04, qui est placé sur de la roche en place en aval du front du glacier rocheux. Bien que positionnés sur le glacier rocheux, dans un secteur présentant des indices évidents de déstabilisation gravitaire, les capteurs LAR-02 et LAR-05 affichent des températures supérieures à  $-1^{\circ}\text{C}$ . A nouveau, ces températures relativement élevées pourraient s'expliquer par la forte isolation nivale de cet hiver 2008-2009.

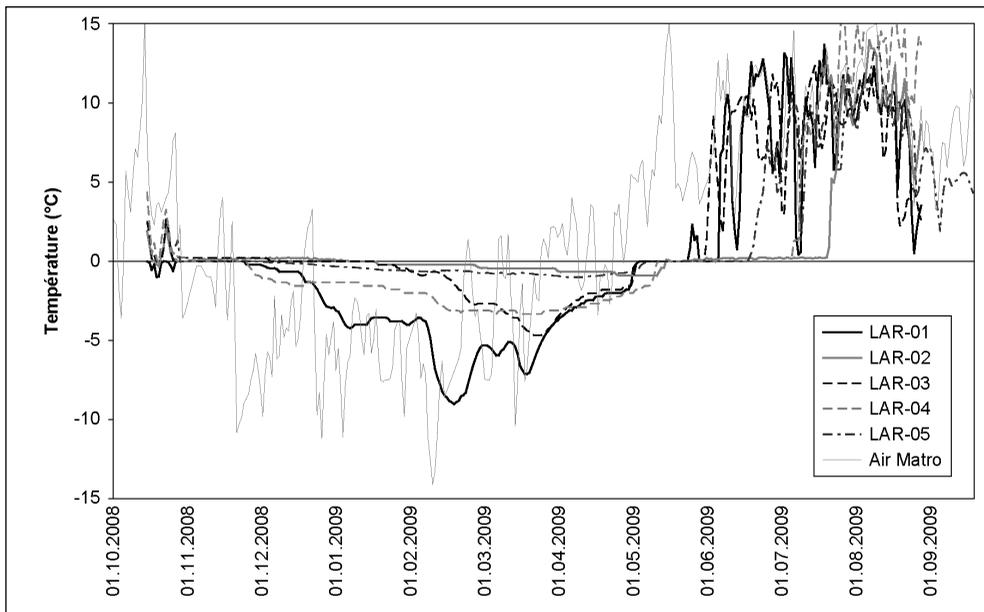


Fig. 9 : Températures de la surface du sol enregistrées sur le glacier rocheux de Stabbio di Largario entre octobre 2008 et août 2009. Données de la température de l'air d'après MétéoSuisse (station du Matro, Val Blenio, 2'171 m). Pour la position des capteurs de température, voir la Fig. 8.

### *Dynamique*

L'analyse d'interférogrammes InSAR montre que le glacier rocheux de Stabbio di Largario est actif, avec des vitesses de déplacement comprises entre quelques cm/mois et quelques dm/mois (Fig. 8). Les mouvements les plus rapides se situent dans la partie supérieure du glacier rocheux, à l'emplacement de la cuvette occupée jusqu'à la fin des années 1970 par un glacieret. Ces mouvements pourraient être dus à la fusion de glace sédimentaire présente sous la couverture de blocs à cet endroit. Les mesures effectuées au DGPS au cours de l'été 2009 doivent être interprétées avec beaucoup de précautions. En effet, suite au déplacement de l'antenne de base et du fait qu'aucun point de contrôle n'a été mesuré en octobre 2009 à cause de problèmes d'accès à la partie latérale gauche du glacier rocheux, il a été nécessaire

d'opérer des corrections sur les déplacements mesurés. Les déplacements ont été corrigés en fonction des deux blocs qui ont le moins bougé (et qui ont été considérés comme fixes). Les vitesses de déplacement présentées dans la figure 8 sont relatives à ces deux blocs et doivent donc être considérées comme des vitesses minimales. Les vitesses de déplacement les plus importantes, supérieures à 55 cm/an, se situent sur la partie centrale du glacier rocheux, juste en aval du secteur caractérisé par d'importantes crevasses, et sur la partie droite du secteur aval. Le centre du secteur aval, par contre, affiche des vitesses de déplacement quasi nulles, ce qui est confirmé par les interférogrammes InSAR. La forte activité du secteur amont mise en évidence par InSAR n'a par contre pas pu être vérifiée par des mesures de terrain, du fait de la présence de neige au moment des campagnes de terrain.

## 5. Discussion et conclusions

L'ensemble des mesures effectuées montre que la présence de pergélisol est probable à l'intérieur des trois glaciers rocheux étudiés. Malgré le fait que, pour les glaciers rocheux de Pièi et de Stabbio di Largario, des données géophysiques fiables ne sont pas disponibles à l'heure actuelle (nous disposons seulement de données préliminaires incomplètes que l'on a renoncé à reproduire ici), l'analyse d'interférogrammes InSAR et les mesures de déplacement de blocs effectuées *in situ* à l'aide du GPS différentiel montrent que les trois formations sont actives. Ces résultats permettent de confirmer l'activité du glacier rocheux de Stabbio di Largario et du lobe supérieur du glacier rocheux de Pièi, qui avait déjà été proposée sur la base d'arguments morphologiques par Scapoza et Reynard (2007). Ces mesures montrent également que le glacier rocheux de Piancabella et le lobe inférieur du glacier rocheux de Pièi, qui avaient été considérés comme inactifs par Scapoza et Reynard (2007) et Scapoza et al. (2010) sur la base d'arguments morphologiques et paléoclimatiques, sont actifs, bien que ces deux formations affichent des vitesses de déplacement relativement faibles (de l'ordre de 10-20 cm/an).

Les vitesses de déplacement les plus rapides ont été mesurées sur le glacier rocheux de Stabbio di Largario (vitesses > 50 cm/an). Du point de vue morphologique, cette formation est la seule qui présente des signes de déstabilisation. Pour le glacier rocheux de Piancabella, on peut postuler une réactivation récente de la formation. En effet, des arguments d'ordre paléoclimatiques indiquent que ce glacier rocheux s'est probablement inactivé à la fin de l'Optimum climatique médiéval, et qu'il ne s'est probablement pas réactivé tout au long du Petit Age Glaciaire (Scapoza et al., 2010). Quant au glacier rocheux de Pièi, enfin, les deux lobes de la formation ne présentent pas de différences significatives des vitesses, ceci malgré la différence morphologique entre les deux parties et le fait que le lobe inférieur est plus ancien de quelques millénaires que le lobe supérieur (Scapoza et Ramelli, 2010).

Dans l'optique d'un suivi de l'évolution de la cryosphère du versant sud des Alpes par rapport aux autres contextes morphoclimatiques alpins, la poursuite des mesures thermiques de ces glaciers rocheux est souhaitée. Dans le cas du glacier rocheux de Stabbio di Largario, un suivi des mouvements devrait être envisagé, dans la mesure

où ce glacier rocheux constitue la partie sommitale de deux petits systèmes torrentiels très actifs dans le Val Soï (cf. Müller 2010).

## Remerciements

Nos remerciements vont aux collègues et aux amis qui ont participé à l'acquisition des données de terrain. Un remerciement particulier à Giorgio Valenti, de la *Sezione Forestale Cantonale*, pour nous avoir mis à disposition les données des capteurs de température pour le glacier rocheux de Stabbio di Largario.

## Bibliographie

- Berthling, I., Etzelmüller, B., Eiken, T. et Sollid, J.L. (1998). Rock glaciers on Prins Karls Forland, Svalbard. I: internal structure, flow velocity and morphology. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9 : 135-145.
- Delaloye, R. (2004). *Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale*. Thèse de doctorat, Département des Géosciences de l'Université de Fribourg. GeoFocus Vol. 10, 240 pp.
- Frauenfelder, R. et Kääh, A. (2000). Towards a paleoclimatic model of rock glacier formation in the Swiss Alps. *Annals of Glaciology*, 31 : 281-286.
- Hoelzle, M., Wegmann, M. et Krummenacher, B. (1999). Miniature temperature dataloggers for mapping and monitoring of permafrost in high mountain areas: first experience from the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10 : 113-124.
- Hoelzle, M., Mittaz, C., Etzelmüller, B. et Haeberli, W. (2001). Surface energy fluxes and distribution models of permafrost in European mountain areas: an overview of current developments. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12 : 53-68.
- Ikeda, A. (2006). Combination of conventional geophysical methods for sounding the composition of rock glaciers in the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17 : 35-48.
- Kääh, A., Reynolds, J.M. et Haeberli, W. (2005). Glacier and permafrost hazards in high mountains. In: U.M Huber, H.K. Bugmann et M.A. Reasoner (Eds.), *Global change and mountain regions (a state of knowledge overview)* (pp. 225-234). Dordrecht: Springer.
- Lambiel, C. et Delaloye, R. (2004). Contribution of real-time kinematic GPS in the study of creeping mountain permafrost: examples from the western Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15 : 229-241.
- Little, J.D, Sandall, H., Walegur, M.T. et Nelson, F.E. (2003). Application of differential global positioning systems to monitor frost heave and thaw settlement in tundra environments. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14 : 349-357.
- Maisch, M. (1992). Die Gletscher Graubündens. Geographischen Institut der Universität Zürich, *Physische Geographie*, 33, 2 vol.
- Mari, S., Delaloye, R., Scapozza, C. et Strozzi, T. (2010). Inventario dei movimenti di terreno per analisi dei segnali InSAR nelle Alpi meridionali svizzere (periodo 1994-2007). *Ce volume*.

- Müller, G. (2010). *Géomorphologie et cartographie morphodynamique dans le Val Soï (Blenio, Tessin)*. Mémoire de master. Institut de Géographie de l'Université de Lausanne, 98 pp.
- Nötzli, J. et Gruber, S. (2005). Alpiner Permafrost – ein Überblick. *Jahrbuch des Vereins zum Schutz der Bergwelt*, 70 : 111-121.
- Pirttijärvi, M. (2004). *DCINV v. 1.3. 1-D interpretation of electrical (DC) soundings*. Division of Geophysics, University of Oulu, 10 p.
- Ramelli, G. (2010). *Structure interne, dynamique et âge des glaciers rocheux du massif de la Cima di Gana Bianca, Val Blenio (TI)*. Mémoire de master, Institut de Géographie de l'Université de Lausanne, 141 pp.
- Reynard, E., Delaloye, R. et Lambiel, C. (1999). Prospection géoélectrique du pergélisol alpin dans le massif des Diablerets (VD) et au Mont Gelé (Nendaz, VS). *Bulletin de la Murithienne*, 117 : 89-103.
- Scapozza, C. et Reynard, E. (2007). Rock glaciers e limite inferiore del permafrost discontinuo tra la cima di Gana Bianca e la Cima di Piancabella (Val Blenio, TI). *Geologia Insubrica*, 10 : 29-40.
- Scapozza, C. et Fontana, G. (Eds) (2009). Le Alpi Bleniesi. Storia glaciale e periglaciale e patrimonio geomorfologico. *Memorie della Società ticinese di Scienze naturali e del Museo cantonale di storia naturale, Lugano*, 10 : 1-111.
- Scapozza, C. et Mari, S. (2010). Catasto, caratteristiche e dinamica dei rock glaciers delle Alpi Ticinesi. *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali*, 98: 15-29.
- Scapozza, C. et Ramelli, G. (2010). Relative-age dating of rockglacier surfaces with Schmidt hammer in Blenio Valley, Southern Swiss Alps. *Thermal state of frozen ground in a changing climate during IPY. Abstracts from the Third European Conference on Permafrost, Svalbard, Norway, 13-17 June 2010*: 288.
- Scapozza, C., Gex, P., Lambiel, C. et Reynard, E. (2008). Contribution of self-potential (SP) measurements in the study of alpine periglacial hydrology: examples from the southern Swiss Alps. *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, 29 June – 3 July 2009* : 1583-1588.
- Scapozza, C., Lambiel, C., Reynard, E., Fallot, J.-M., Antognini, M. et Schoeneich, P. (2010). Radiocarbon dating of fossil wood remains buried by the Piancabella rock glacier, Blenio Valley (Ticino, Southern Swiss Alps): implications for rock glacier, treeline and climate history. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21 : 90-96.
- Scapozza, C., Lambiel, C., Gex, P. et Reynard, E. (2011). Prospection géophysique multi-méthodes du pergélisol alpin dans le sud des Alpes suisses. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 1/2011 : 15-32.
- Valenti, G. (2006). Il permafrost in Ticino. *Dati, statistiche e società*, 6 : 46-50.
- Zeller, G. (1964). Morphologische Untersuchungen in den östlichen Seitentälern des Val Blenio. *Beiträge zur Geologie der Schweiz – Hydrologie*, 13 : 1-116.



# Le glacier rocheux déstabilisé du Petit-Vélan (Val d'Entremont, Valais) : morphologie de surface, vitesses de déplacement et structure interne

Reynald Delaloye  
Sébastien Morard

Géographie  
Département des Géosciences  
Université de Fribourg  
CH - 1700 Fribourg

E-mails :  
reynald.delaloye@unifr.ch  
sebastien.morard@unifr.ch

In Lambiel C., Reynard E. et Scapozza C. (Eds) (2011). *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie*, 3-5 septembre 2009, Olivone (Géovisions n° 36). Institut de géographie, Université de Lausanne.



## Résumé

L'accélération des vitesses de surface des glaciers rocheux durant les deux dernières décennies et la déstabilisation de certains d'entre eux montrent que la dynamique de fluage du permafrost est en train de se modifier sensiblement. L'article se concentre sur le cas particulier du glacier rocheux déstabilisé à mouvement rapide du Petit-Vélan dans le Val d'Entremont. La crise a débuté au début des années 1990 par l'ouverture d'une crevasse évoluant par la suite en une zone de rupture. Les mesures de tomographie électrique montrent que le glacier rocheux s'est véritablement scindé en deux parties distinctes au niveau d'un changement de pente topographique. Malgré des déplacements de plusieurs mètres par année, les fluctuations de vitesse du glacier rocheux restent soumises à un contrôle thermique lié aux variations de la température du sol.

## 1. Introduction

L'ouverture d'une crevasse sur le glacier rocheux du Petit-Vélan a été remarquée pour la première fois en 1995 lors de la réalisation d'un inventaire des glaciers rocheux du Val d'Entremont (Delaloye et Morand, 1997). Située environ 150 m à l'amont du front du glacier rocheux, l'origine de cette morphologie particulière est alors restée inexpliquée. A la même époque environ, des balayages SAR (synthetic aperture radar) de la région étaient réalisés par le tandem de satellites ERS-1 et ERS-2 de l'agence spatiale européenne. Ces données ont été analysées en 2005, dans le cadre d'un projet de l'OFEV (Office fédéral de l'Environnement, ex-OFEFP) portant sur l'évaluation de l'interférométrie radar satellitaire (InSAR) pour la détection des mouvements de terrain en région alpine (Delaloye et al., 2007). Elles ont montré que toute la partie du glacier rocheux située à l'aval de la crevasse de 1995 se déplaçait alors à une vitesse de l'ordre de 3-5 m/an, mouvement rapide décelable tant en été qu'en hiver.

Parallèlement à des études photogrammétriques menées dans le Turtmanntal par Roer et al. (2005), l'analyse de données InSAR dans l'ensemble des Alpes Valaisannes ainsi que dans d'autres régions des Alpes Suisses a permis d'identifier 11 glaciers rocheux (tous localisés en Valais) présentant au milieu de la décennie 1990 des gammes de vitesse bien supérieures à celles normalement enregistrées pour des glaciers rocheux actifs (env. 0.5-1 m/an) (Delaloye et al., 2008a, 2010a; Lambiel et al., 2008). Il n'a pas été encore été établi de terminologie précise pour caractériser ces glaciers rocheux à mouvement rapide. Ceux-ci sont souvent dits déstabilisés, également parfois dénommés « en surge ». Ils se caractérisent par des vitesses annuelles supérieures à 5 m/an et par une morphologie relativement chaotique et instable, de type glissement de terrain, avec la présence de « crevasses », de niche(s) d'arrachement et de nombreux sédiments fins en surface (voir par ex. Lambiel et al., 2008, Roer et al., 2008).

Le présent article se concentre sur le cas particulier du glacier rocheux déstabilisé du Petit-Vélan et présente les résultats issus de l'étude du site entreprise ces dernières

années. Orienté au nord, le glacier rocheux prend naissance au pied des parois du Petit-Vélan (3'201m), près de Bourg-St-Pierre dans le Val d'Entremont (coordonnées : 584.050/84.740). Son front se termine à 2'540 m au fond du petit vallon de la Chaux de Jean Mâ (Fig.1). Depuis le début de l'été 2005, les vitesses du glacier rocheux du Petit-Vélan sont établies deux fois par an (juillet et octobre) par GPS différentiel (DGPS, cf. Lambiel et Delaloye, 2004). Cinq capteurs de température (UTL-1, Geotest AG) enregistrent également la température de la surface du sol depuis octobre 2007 dans la moitié inférieure du glacier rocheux. Enfin, des mesures géophysiques ont été réalisées durant l'été et l'automne 2007. Le principal objectif des recherches menées sur le glacier rocheux du Petit-Vélan est de mieux comprendre les changements observés depuis 1995 ainsi que la dynamique actuelle. L'article souhaite ainsi apporter des éléments de réponse à quatre questions principales :

- quel est l'historique du développement de la crise du glacier rocheux du Petit-Vélan ?
- quelles sont les principales caractéristiques morphologiques du glacier rocheux ?
- comment bouge le glacier rocheux actuellement ?
- quelle est la structure interne du glacier rocheux ?

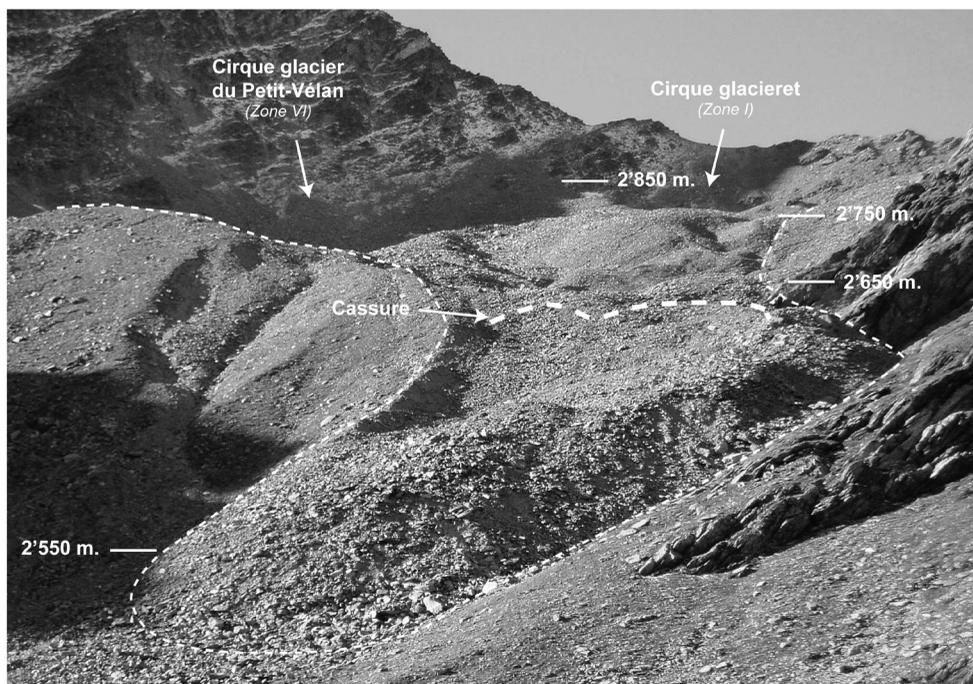


Fig. 1 : Le glacier rocheux déstabilisé du Petit-Vélan (septembre 2007).

## 2. Historique de la crise glacier rocheux depuis 1988

L'image aérienne de 1988 de swisstopo montre que la partie frontale du glacier rocheux était alors encore intacte, aucune fissure n'était perceptible. Les résultats de l'analyse InSAR montrent que dans les années 1996-97, la partie du glacier rocheux située à l'aval de la crevasse de 1995 connaissait des mouvements de l'ordre du cm/jour à la fois en été et en hiver (Delaloye et al., 2007). La crevasse n'est plus visible sur la photo aérienne de 2001 (swisstopo) (Delaloye et al., 2007), mais une cassure (escarpement) nette de la morphologie du glacier rocheux est facilement décelable sur toute la largeur de la formation 20 à 30 mètres au-dessus de la position de l'ancienne crevasse (Fig.1). Une visite de terrain en 2005 confirmait le changement complet de morphologie de la langue en l'espace de 10 ans (Fig. 2). Dans le même intervalle, la partie aval du glacier rocheux avait également avancé de 20 à 30 mètres, alors qu'au-dessus de la zone de rupture, la surface s'était abaissée de 5 à 8 m environ. De toute évidence, un important transfert de masse, s'apparentant à un glissement de type rotationnel, a eu lieu entre 1995 et 2005 à une vitesse moyenne correspondant aux 3-5 m/an estimés par InSAR au début de la crise. Ce mouvement rapide se poursuit encore en 2010.

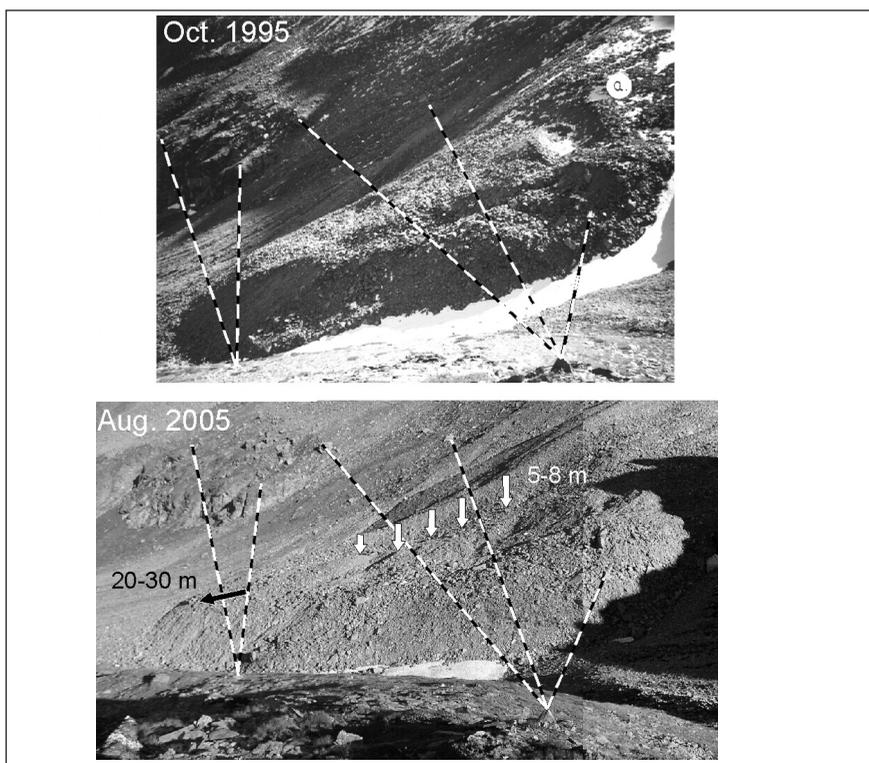


Fig. 2 : Instabilité de la langue du glacier rocheux du Petit-Vélan. Les lignes en trait-tillé sont reliées à des points fixes en dehors du glacier rocheux et permettent la comparaison des photos d'octobre 1995 et d'août 2005. Durant cette période, la masse a avancé de 20 à 30 m, entraînant un affaissement de 5 à 8 m à l'aval de la rupture.

### 3. Morphologie de surface et répartition spatiale des vitesses de déplacement

En fonction de ses aspects géomorphologiques et de la répartition spatiale de ses vitesses de surface, le glacier rocheux du Petit-Vélan peut être compartimenté en 6 zones distinctes (Fig. 3), soit d'amont en aval :

- *Zone I* : Au pied des parois, dans les racines du glacier rocheux, cette zone se caractérise par une petite cuvette dans laquelle un névé peut se maintenir relativement tard dans l'été. La présence de moraine de poussée sur la rive gauche de la cuvette (a. sur Fig. 3), aujourd'hui en phase de rétrofluage, atteste de l'influence mécanique, mais spatialement limitée, exercée par la présence d'un petit glacieret dans ce cirque durant le Petit Age Glaciaire. Quelques lambeaux de glace massive superficielle étaient encore visibles en 2005 (pas d'observation réalisée par la suite).
- *Zone II* : Elle couvre la partie médiane du glacier rocheux, du débouché du cirque supérieur jusqu'à à l'amont de la rupture de pente inférieure. Cette zone se caractérise par un profil concave. Les mouvements y sont hétérogènes, mais peu rapides (env. 10-50 cm/an). Une petite crête longiligne (levée) est visible en rive gauche du glacier rocheux dans la partie basse de la zone. Elle indique que l'épaisseur du glacier rocheux y a été par le passé plus importante de quelques mètres. De toute évidence, la dynamique de ce secteur semble complexe.
- *Zone III* : Cette zone est située directement à l'aval de la rupture de pente inférieure du glacier rocheux (probablement causée par le franchissement d'un verrou), là où la cassure récente du glacier rocheux s'est développée. La pente passe brutalement de 15° (zone II) à 35°. Une forte augmentation des vitesses de surface (80 à 200 cm/an) y est enregistrée. La présence de fines est très fréquente dans cette zone (ainsi que dans les zones IV et V).
- *Zone IV* : Entre deux levées stables (b. sur Fig. 3) encadrant la zone de flux de la langue du glacier rocheux, les vitesses de déplacement y sont de l'ordre de 100 à 400 cm/an.
- *Zone V* : Il s'agit du paquet terminal de la langue du glacier rocheux. Les vitesses de déplacement y sont maximales (de 200 à plus de 500 cm/an).
- Puis, plus à l'est, *Zone VI* : Cette zone se situe à l'est de la ligne de flux principal du glacier rocheux, à l'amont de la rupture de pente inférieure. Dans une petite combe allongée, des matériaux du glacier rocheux semblent se mélanger à des sédiments d'origine glaciaire. La limite d'une ancienne marge proglaciaire est d'ailleurs visible à l'aval de cette zone (c. sur Fig. 3). Il s'agit de l'extension historique maximale du glacier de la face nord du Petit-Vélan (distinct du glacieret évoqué dans la zone I) et dont il ne subsiste qu'une mince plaque suspendue dans le haut du versant. Dans la zone VI, les mouvements de surface sont très hétérogènes, mais il semble que le flux, tout en se biseautant, rejoigne la zone II juste à l'amont de la rupture de pente. Une délimitation précise des racines du glacier rocheux dans ce secteur n'est pas aisée.

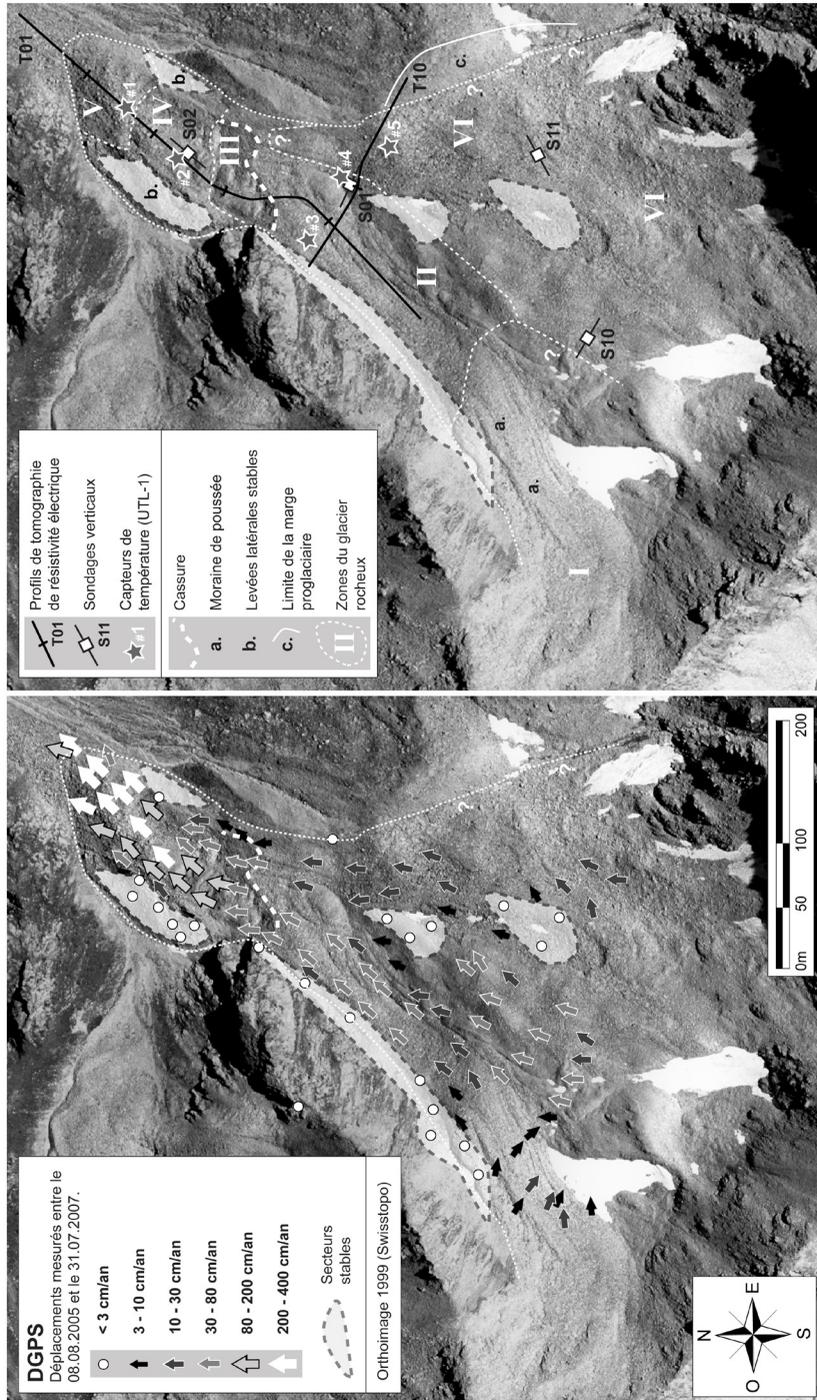


Fig. 3 : Répartition spatiale des vitesses horizontales, éléments géomorphologiques et emplacement des appareils de mesure. Le glacier rocheux est subdivisé en 6 zones aux caractéristiques particulières (explications dans le texte). Reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA110014).

## 4. Variations temporelles des vitesses et de la température du sol

### 4.1. Des variations saisonnières de vitesse importantes

Les variations saisonnières de vitesse sont importantes avec un fort contraste entre les vitesses estivales et hivernales (jusqu'à 50% selon les années) (Fig. 4). Deux événements particuliers font exception et méritent d'être relevés pour la période de mesure.

#### *a) Accélération limitée durant l'été 2006*

Malgré des mois de juin et juillet 2006 extrêmement chauds, marqués par plus de 50 jours avec des températures supérieures à 30°C en plaine (MétéoSuisse, 2010), il n'y a pas eu d'accélération marquée des vitesses estivales du glacier rocheux (flèche a. sur Fig. 4).

#### *b) Absence de ralentissement durant l'hiver 2008-2009*

Le suivi de nombreux glaciers rocheux des Alpes valaisannes par les Universités de Fribourg et Lausanne depuis une dizaine d'années montre qu'un ralentissement des vitesses se produit généralement durant l'hiver (Perruchoud, 2007; Delaloye et al., 2010b). Tel ne fut pas le cas durant l'hiver 2008-2009 au Petit-Vélan (flèche b. sur Fig. 4). De plus la température moyenne de la surface du sol pour la période hivernale (1<sup>er</sup> novembre au 30 avril) est restée en moyenne 1.3°C plus élevée pour les capteurs PV-01, 03, 04 et 05 que lors de l'hiver 2007-2008 (-2.43°C en 2007-2008 et -1.43°C en 2008-2009).

Pour chacun de ces deux événements particuliers, les vitesses hivernales sont restées identiques à celles de l'été précédent, se traduisant par une absence marquée de fortes variations saisonnières. Dans le cas *a* (été 2006), le niveau des vitesses de déplacement estivales est resté limité, alors que dans le cas *b*, ce sont les vitesses hivernales qui ont atteint des valeurs élevées.

### 4.2. Vitesses interannuelles

Les vitesses interannuelles du glacier rocheux ont fortement augmenté depuis le début des mesures en 2005 jusqu'en 2009, passant 1.5 m/an à plus de 5 m/an dans la partie frontale (moyenne des points de mesure dans les zones IV et V) (Fig.4). Elles ont par la suite commencé à diminuer. Malgré cette importante accélération, les trajectoires des blocs dans le secteur rapide sont restées étonnamment constantes. Le flux du glacier rocheux est donc demeuré cohérent.

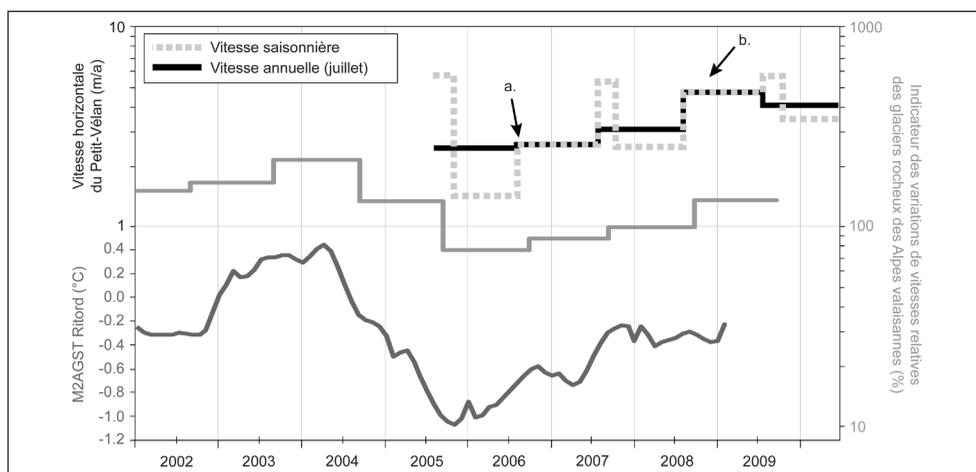


Fig. 4 : Vitesse horizontale saisonnière (ligne en trait-tillé) et annuelle (juillet-juillet) (ligne noire) de la partie frontale déstabilisée du glacier rocheux à l'aval de la zone de rupture. La ligne gris clair représente l'indicateur des variations de vitesses relatives en % des glaciers rocheux des Alpes valaisannes (Delaloye et al., 2010b). La moyenne des températures de la surface du sol sur 2 ans (M2AGST) est mesurée par 17 UTL-1 dans la marge proglaciaire du Ritord, située 4 km au nord du Petit-Vélan. La date correspond à la moyenne des 24 mois précédents avec un décalage de 6 mois.

## 5. Structure interne

Durant l'été et l'automne 2007, des mesures géoélectriques ont été entreprises sur le glacier rocheux afin d'en étudier la structure interne, notamment la répartition des secteurs gelés et la teneur en glace. Un profil longitudinal de tomographie électrique de 476 m (T01) débute à l'aval du front, passe par la cassure et se termine à l'amont de la zone médiane du glacier rocheux (Fig. 3 et 5). Un deuxième profil transversal de 188 m (T10) a été réalisé 50 m à l'amont de la cassure. Ces profils ont été réalisés avec un espacement inter-électrode de 4 m, une configuration Wenner-Schlumberger et mesurés avec un Syscal Junior d'IRIS Instruments. La présence de fines à la surface offrait généralement un bon contact des électrodes avec le sol. Dans les zones de gros blocs, des éponges imbibées d'eau salée ont été utilisées. Suite à l'indisponibilité du Syscal Junior en raison d'un problème de jeunesse malencontreux, prolongé par des complications douanières inextricables sur le chemin du retour de la réparation, quatre sondages verticaux (1D) ont également été réalisés à fin août. S01 et S02 se situent respectivement sur le trajet de T10 et T01, S10 dans les racines (Zone I) et S11 en rive droite du glacier rocheux (Zone VI) (Fig. 3). Un sondage paramétrique réalisé à l'aval du front du glacier rocheux donne une résistivité spécifique d'environ 4.5 kOhm.m pour la roche en place.

Le résultat du profil longitudinal T01 montre très clairement une scission dans les propriétés électriques du glacier rocheux (Fig. 5). Un paquet résistant (entre 50 et 500 kOhm.m) d'environ 20 mètres d'épaisseur est présent au front de la langue et se poursuit à l'amont en s'amincissant sur environ 120 mètres de long. S'en suit un sec-

teur beaucoup plus conducteur ( $< 10 \text{ k}\Omega\cdot\text{m}$ ) jusqu'à la zone de rupture. Depuis la cassure, un nouveau secteur résistant ( $50 \text{ à } 100 \text{ k}\Omega\cdot\text{m}$ ) est visible sur 150 mètres de long. Le profil transversal T10 montre également une grande hétérogénéité de la distribution des résistivités électriques. Des paquets résistants alternent avec des secteurs très conducteurs. Les résultats des sondages S01 et S02 sont conformes avec les valeurs de tomographie électrique (Fig. 6).

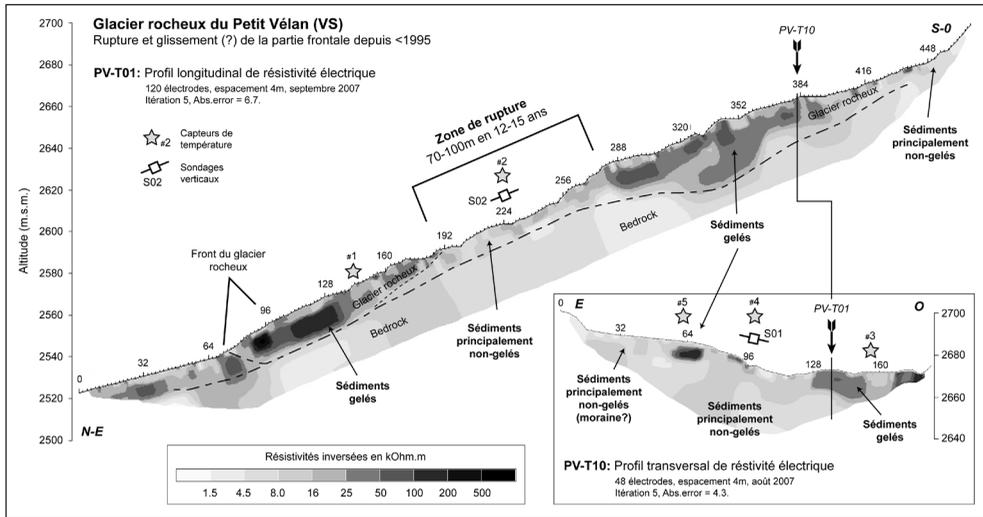


Fig. 5 : Profils de tomographie électrique longitudinal (T01) et transversal (T10). Localisation sur la figure 3.

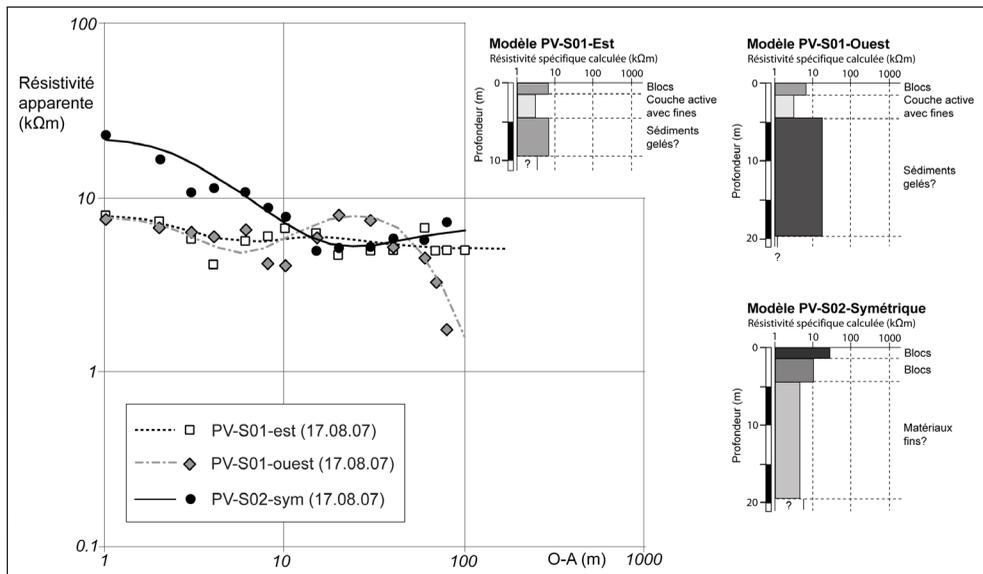


Fig. 6 : Sondages verticaux et modèles de terrain S01 et S02.

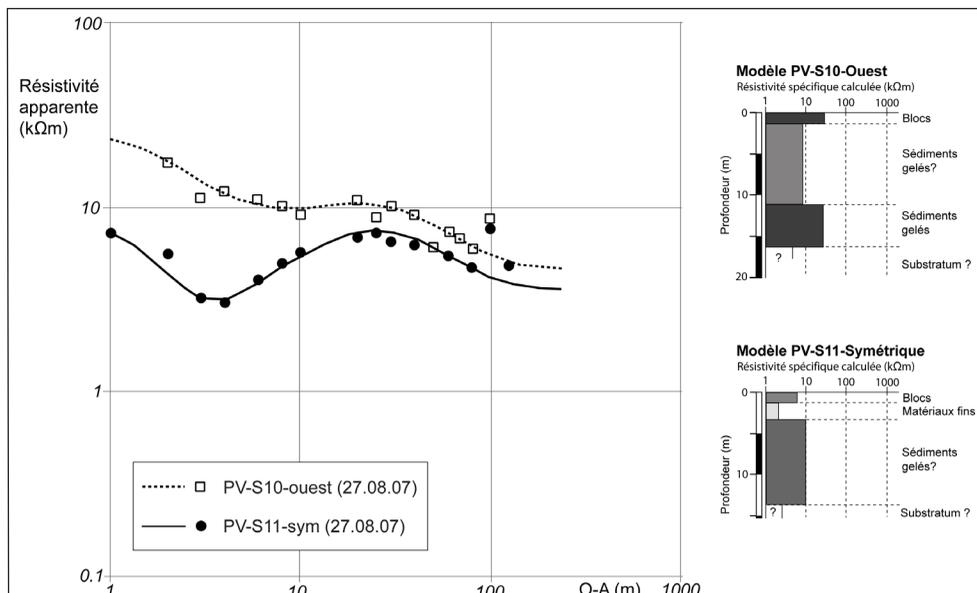


Fig. 7 : Sondages verticaux et modèles de terrain S10 et S11, réalisés dans les racines du glacier rocheux.

Dans la partie amont du glacier rocheux, la courbe du sondage S10-Ouest prend une forme en cloche (Fig. 7). Le modèle de terrain dérivé est composé de 3 couches : 1 m de blocs de surface, 10 m d'un terrain avec une résistivité spécifique d'environ 9 kOhm.m, puis une troisième couche de 5 m d'épaisseur avec une résistivité spécifique de 26 kOhm.m. Les résultats du sondage S11-Symétrique (Fig. 7) montrent également une forme en cloche avec des résistivités légèrement inférieures à celles de S10. Le modèle se compose de trois couches : 1 m de blocs, suivi de 2 m de sédiments très conducteurs (1.7 kOhm.m) puis une troisième couche d'une dizaine de mètres d'épaisseur avec une résistivité spécifique de 15 kOhm.m.

## 6. Discussion

### 6.1. Début de la crise dans les années 1990

La crise du glacier rocheux du Petit-Vélan a débuté approximativement entre 1988 et 1995. L'ouverture d'une crevasse a eu lieu peu avant 1995. La déstabilisation du glacier rocheux du Tsaté (Val de Moiry, cf. Lambiel, 2011) ou celle du Furggwanghorn dans le Turtmantal (Roer et al., 2008) auraient également débuté durant ces années. Cette période correspond à une phase importante d'augmentation des températures moyennes annuelles de l'air et de réchauffement du permafrost (Delaloye et al., 2010b). Le glacier rocheux du Petit-Vélan connaîtrait ainsi une crise d'origine thermique. Un permafrost chaud (proche du point de fusion de la glace) avec la présence d'eau non gelée favoriserait une forte accélération des vitesses, d'autant plus que la rupture a lieu dans une cassure de pente. Les hivers

1993-1994 et 1994-1995 ayant été très enneigés, un apport important d'eau dans le système lors de la période de fonte aurait également pu favoriser l'augmentation des vitesses à cette époque.

Ce déroulement n'est cependant pas forcément le même pour les autres glaciers rocheux déstabilisés des Alpes valaisannes. Celui du Grueo1 dans le Turmanntal, par exemple, aurait commencé à accélérer avant les années 1980 (Roer, 2005), tout comme le glacier rocheux du Grabengufer au-dessus de Randa, qui connaît actuellement une crise exceptionnelle (Barboux et Delaloye, 2010). Le glacier rocheux du Dirru (Mattertal), quant à lui, paraît même voir l'origine de sa crise se développer en conséquence directe de l'avancée d'un glacier dans ses racines au Petit Âge Glaciaire (Gruber, 2010).

## 6.2. Une nette scission du glacier rocheux et une influence glaciaire limitée

Dans le cas du Petit-Vélan, la déstabilisation se traduit par un phénomène de rupture nette, le glacier rocheux « se cassant véritablement en deux » au niveau du changement de pente. Les résultats du profil longitudinal de tomographie électrique (T01) le montrent clairement : les deux corps résistants, interprétés comme des matériaux gelés, sont séparés par un secteur de 70 à 100 mètres de long de matériaux principalement non-gelés. D'autre part, les résistivités spécifiques mesurées pour le corps gelé sont relativement peu élevées (50-100 kOhm.m) indiquant très certainement la présence d'un permafrost « chaud » avec une teneur en eau liquide potentiellement importante (voir par ex. Hauck et Kneisel, 2008). Ainsi, comme pour un glacier, le brutal changement de pente topographique doit provoquer une tension extensive majeure au sein du glacier rocheux, favorisant la formation de crevasses. Il s'agit donc d'un endroit privilégié pour le développement d'une rupture et d'une déstabilisation.

Les résultats des mesures géoélectriques indiquent également une structure interne très hétérogène au niveau du profil transversal T10, avec l'alternance de secteurs gelés à l'ouest du profil et non gelés au centre et à l'est (Fig. 5). Il existe une bonne correspondance avec les vitesses de surface, la partie ouest se déplaçant plus rapidement que le reste. Dans la partie amont du glacier rocheux (sondages S10 et S11), une influence possible d'un glacier au Petit Âge Glaciaire est envisageable aux vues de la présence de moraines de poussée en phase de rétrofluage (cf. Reynard et al., 2003) et des faibles résistivités mesurées (la courbe de sondage s'apparente au Type D dans Delaloye et Lambiel, 2008). Une partie du matériel de la Zone I a probablement été déplacée vers l'aval. La poussée glaciaire aurait ainsi entraîné un réchauffement et une dégradation partielle du pergélisol dans la partie amont du glacier rocheux, mais ne semble pas avoir atteint la zone de rupture. Cette relation glacier – glacier rocheux n'a cependant pas été investiguée en détail.

## 6.3. Un mouvement rapide complexe mais toujours contrôlé thermiquement

L'hypothèse la plus souvent proposée pour expliquer le phénomène de déstabilisation des glaciers rocheux est le passage d'un processus de fluage du permafrost (« perma-

frost creep ») vers un comportement de type glissement de terrain (Roer et al., 2008), c'est-à-dire un mouvement contrôlé par des surpressions d'eau le long du plan de glissement, un surcharge du versant ou une diminution de l'effet stabilisant du pied de versant. Un glissement de terrain n'est pas régi par un quelconque contrôle thermique. Tel n'est pas le cas au Petit-Vélan. En effet, malgré les très fortes vitesses de déplacement enregistrées, les données cinématiques récoltées indiquent que l'évolution des mouvements de surface est contrôlée thermiquement. Les fluctuations interannuelles de vitesse de surface semblent bien corrélées avec l'évolution de la température moyenne de la surface du sol sur 2 ans (M2AGST) avec un décalage d'environ 6 mois (Fig. 4). De plus, les variations relatives des vitesses annuelles du glacier rocheux du Petit-Vélan sont similaires et synchrones à celles des autres glaciers rocheux actifs observés dans les Alpes Valaisannes (Delaloye et al., 2010b) (Fig. 4). Les causes de ces fluctuations paraissent avant tout d'origine thermique (plus la glace est chaude, plus elle est ductile) (Delaloye et al., 2008b), mais aussi partiellement hydrologique (l'eau non gelée agit comme un lubrifiant) (Ikeda et al., 2008).

Ainsi, l'absence d'accélération durant l'été 2006 pourrait s'expliquer principalement par les basses températures de surface du sol enregistrées durant les hivers 2004-2005 (faible enneigement) et 2005-2006 (enneigement tardif) et le refroidissement consécutif du permafrost (PERMOS, 2009). De plus, les importantes chutes de neige enregistrées au printemps 2006 ont quelque peu retardé la phase de déneigement. Les fortes chaleurs du début d'été 2006 ont surtout servi à faire fondre le manteau neigeux et n'ont que très peu affecté le permafrost sous-jacent, d'autant plus qu'un mois d'août frais a succédé à la canicule de juillet 2006. Selon la même logique, l'absence de ralentissement durant l'hiver 2008-2009 serait la conséquence combinée du réchauffement des températures du sol observées les 2 années précédentes et de l'enneigement précoce qui a limité le refroidissement saisonnier du sol durant l'hiver 2008-2009. En fonction de ces résultats, le type de mouvement du glacier rocheux du Petit-Vélan (et plus généralement celui des glaciers rocheux déstabilisés) s'apparenterait plutôt à un processus extrême de fluage du permafrost (fluage tertiaire ?).

## 7. Conclusion

Les observations et mesures rapportées du glacier rocheux du Petit-Vélan ont montré que la crise de ce dernier a débuté peu avant 1995, que le corps gelé est complètement scindé en deux de part et d'autre de la rupture de pente et que malgré des vitesses de déplacement de plusieurs m/an, la cinématique du glacier rocheux est toujours contrôlée thermiquement comme pour les glaciers rocheux actifs des Alpes valaisannes (Delaloye et al., 2010b). Cependant, les enseignements concernant la déstabilisation du glacier rocheux du Petit-Vélan ne peuvent être sans autre généralisés à l'ensemble des glaciers rocheux déstabilisés dans les Alpes: certains ne montrent pas de rupture nette, d'autres ont débuté leur crise bien avant les années 1990, quant au glacier rocheux du Grabengufer, il connaît une crise actuelle extraordinaire (avec des vitesses de 80 à 100 m/an !) (Delaloye et al., 2010c). Les processus rhéologiques sont peut-être de même type, mais le contexte topographique et les caractéristiques des glaciers rocheux diffèrent de cas en cas.

Puisque de nombreux paramètres et variables peuvent influencer la dynamique d'un glacier rocheux (Frauenfelder et al., 2003; Reynard et al., 2003; Kääh et al., 2007; Perruchoud et Delaloye, 2007), il existerait ainsi des causes multiples au phénomène de déstabilisation. Le passage d'un processus classique de fluage au mouvement plus complexe observé dans le cas des glaciers rocheux déstabilisés pourrait être dû à des modifications des caractéristiques internes du glacier rocheux (contenu en glace, température du permafrost, profondeur de la zone de cisaillement), des influences topographiques (morphologie du versant, rupture de pente), des effets hydrologiques (présence d'eau liquide) ou des facteurs externes (poussée des glaciers du Petit Âge Glaciaire, éboulement) (Roer et al., 2008). Le poids de ces différents facteurs devra être évalué séparément pour les 11 glaciers rocheux déstabilisés des Alpes valaisannes.

Si les scénarii climatiques prévoyant un réchauffement des températures de l'air se confirment à l'avenir, on peut s'attendre à une augmentation des vitesses des glaciers rocheux. En fonction des conditions topographiques (rupture de pente, débouché à l'aplomb d'un couloir), le nombre de cas de déstabilisation pourrait s'accroître ces prochaines décennies. Un suivi à long terme et une étude approfondie des cas de déstabilisation aujourd'hui détectés sont donc de grande importance pour la compréhension de ce phénomène et pour la prévention de potentiels dangers naturels.

## Remerciements

Nous tenons à remercier l'Office Fédéral de l'Environnement (OFEV) pour l'attribution du mandat *ESA SLAM project, phase 2, Bas-Valais Validation of InSAR data in permafrost zone* (2005) qui a servi de point de départ à l'étude approfondie du cas de déstabilisation du glacier rocheux du Petit-Vélan. Nous remercions également toutes les personnes qui ont rendu possible l'acquisition de données cinématiques et géophysiques depuis 1995, en particulier D. Abbet, N. Berset, M. Brunati et J. Dorthe.

## Bibliographie

- Barboux, C. et Delaloye, R. (2010). Analysing the pluri-decennial development of a rock glacier crisis using repeated SAR interferometry, terrestrial and airborne optical data. *8th Swiss Geoscience Meeting, Fribourg 2010*, abstract.
- Delaloye, R. et Morand, S. (1997). Du Val Ferret au Grand-Combin (Alpes Valaisannes): *Inventaire des glaciers rocheux et analyse spatiale du pergélisol à l'aide d'un système d'information géographique (Idrisi)*. Mémoire diplôme, Institut de Géographie, Université de Fribourg (CH), non publié.
- Delaloye, R. et Lambiel, C. (2008). Typology of vertical electrical soundings for permafrost/ground ice investigation in the forefields of small alpine glaciers. In C. Hauck et C. Kneisel (Eds), *Applied Geophysics in Periglacial Environments* (pp. 101-108), Cambridge University Press.

- Delaloye, R., Lambiel, C., Lugon, R., Raetzo, H. et Strozzi, T. (2007). ERS InSAR for detecting slope movement in a periglacial mountain environment (western Valais Alps, Switzerland). *Proceedings HMRSC-IX, Graz, 14-15 Sept. 2006, Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung*, 43 : 113-120.
- Delaloye, R., Strozzi, T., Lambiel, C., Perruchoud, E. et Raetzo, H. (2008a). Landslide-like development of rockglaciers detected with ERS-1/2 SAR interferometry. *Proceedings of the FRINGE 2007 Workshop, Frascati, Italy, 26-30 November 2007 (ESA SP-649, February 2008)*.
- Delaloye, R., Perruchoud, E., Avian, M., Kaufmann, V., Bodin, X., Hausmann, H., Ikeda, A., Kääb, A., Kellerer-Pirklbauer, A., Krainer, K., Lambiel, C., Mihajlovic, D., Staub, B., Roer, I. et Thibert, E. (2008b). Recent interannual variations of rockglaciers creep in the European Alps. *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, July 2008, Fairbanks, Alaska, 1*, 343-348.
- Delaloye, R., Strozzi, T., Lambiel, C., Barboux, C., Mari, S., Stocker, A., Techel, F. et Raetzo, H. (2010a). The contribution of InSAR data to the early detection of potentially hazardous active rock glaciers in mountain areas. *Proceedings ESA Living Planet Symposium 2010, Bergen, Norway (ESA SP-686, in press)*.
- Delaloye, R., Lambiel, C. et Roer, I. (2010b). Overview of rock glacier kinematics research in the Swiss Alps: seasonal rhythm, interannual variations and trends over several decades. *Geographica Helvetica*, 65 (2) : 135-145.
- Delaloye, R., Morard, S., Abbet, D. et Hilbich, C. (2010c). The Slump of the Grabengufer Rock Glacier (Swiss Alps). *3rd European Conference on Permafrost (EUCOP III), June 13-17, 2010, Svalbard, Norway*: 157 [en ligne]. Disponible sur <http://www.eucop2010.no/circular/>.
- Frauenfelder, R., Haeberli, W. et Hoelzle, M. (2003). Rock glacier occurrence and related terrain parameters in a study of the Eastern Swiss Alps. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, July 2003, Zurich, Switzerland, 1*, 253-258.
- Gruber, V. (2010). *Le Dirru, un glacier rocheux en surge*. Mémoire de licence. Institut de géographie, Université de Fribourg, [non publié].
- Hauck, C. et Kneisel, C. (eds) (2008). *Applied geophysics in periglacial environments*. Cambridge University Press.
- Kääb, A., Frauenfelder, R. et Roer, I. (2007). On the response of rockglacier creep to surface temperature increase. *Global and Planetary Change*, 56 (1-2) : 172-187.
- Ikeda, A., Matsuoka, N. et Kääb, A. (2008). Fast deformation of perennially frozen debris in a warm rockglacier in the Swiss Alps : an effect of liquid water. *Journal of Geophysical Research*, 113 : F01021.
- Lambiel, C. (2011). Le glacier rocheux déstabilisé de Tsaté-Moiry (VS) : caractéristiques morphologiques et vitesses de déplacement. *La géomorphologie alpine: entre patri-moine et contrainte. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3-5 septembre 2009, Olivone (Géovisions n°36) Institut de Géographie, Université de Lausanne* : 211-224.
- Lambiel, C. et Delaloye, R. (2004). Contribution of real-time kinematic GPS in the study of creeping mountain permafrost: examples from the Western Swiss Alps. *Perm. Perigl. Proc.*, 15 : 229-241.

- Lambiel, C., Delaloye, R., Strozzi, T., Lugon, R. et Raetzo, H. (2008). ERS InSAR for detecting the rock glacier activity. *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, July 2008, Fairbanks, Alaska*, 1, 1019-1024.
- MétéoSuisse (2010). [en ligne]. Disponible sur <http://www.meteosuisse.ch> (consulté le 08.09.2010).
- PERMOS (2009). Permafrost in Switzerland 2004/2005 and 2005/2006. J. Noetzli, B. Naegeli et D. Vonder Muehll (Eds.) *Glaciological Report (Permafrost) No. 6/7 of the Cryospheric Commission (CC) of the Swiss Academy of Sciences (SCNAT)*, 100 pp.
- Perruchoud, E. (2007). *Suivi par GPS des déformations de glaciers rocheux et moraines de poussée dans les Alpes valaisannes*. Travail de diplôme, Institut de Géographie, Université de Fribourg (CH), 113 p. [Disponible sur <http://www.unifr.ch/geoscience/geographie/pub/doku.php?id=pub:master>].
- Perruchoud, E. et Delaloye, R. (2007). Short-term changes in surface velocities on the Becs-de-Bosson rock glacier (western Swiss Alps). *Proceedings HMRSC-IX, Graz, 14-15 Sept. 2006, Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung*, 43 : 131-136.
- Reynard, E., Delaloye, R., Baron, L., Chapellier, D., Devaud, G., Lambiel, C., Marescot, L. et Monnet, R. (2003). Glacier/permafrost relationships in recently deglaciated forefields of small alpine glaciers, Penninic Alps, Valais, Western Switzerland. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, July 2003, Zurich, Switzerland*, 1, 947-952.
- Roer, I. (2005). *Rockglacier kinematics in a high mountain geosystem*. PhD Thesis, Department of Geography, University of Bonn.
- Roer, I., Kääh, A. et Dikau, R. (2005). Rockglacier acceleration in the Turtmann valley (Swiss Alps) – probable controls. *Norwegian Journal of Geography*, 59 (2) : 157-163.
- Roer, I., Haeberli, W., Avian, M., Kaufmann, V., Delaloye, R., Lambiel, C. et Kääh, A. (2008). Observations and considerations on collapsing active rockglaciers in the Alps. *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, July 2008, Fairbanks, Alaska*, 2, 1505-1510.

# Le glacier rocheux déstabilisé de Tsaté-Moiry (VS) : caractéristiques morphologiques et vitesses de déplacement

Christophe Lambiel

Institut de Géographie  
Université de Lausanne  
Anthropole  
CH - 1015 Lausanne

E-mail :  
christophe.lambiel@unil.ch

In Lambiel C., Reynard E. et Scapozza C. (Eds) (2011). *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie*, 3-5 septembre 2009, Olivone (Géovisions n° 36). Institut de géographie, Université de Lausanne.



## Résumé

Le glacier rocheux de Tsaté-Moiry (Val d'Anniviers, VS) constitue un exemple typique de glacier rocheux déstabilisé, avec ses vitesses élevées et sa morphologie de type glissement de terrain. L'analyse de photographies aériennes montre que le phénomène de glissement semble avoir commencé au cours des années 1980, mais que la déstabilisation à proprement parler a dû débuter durant la première moitié des années 1990. Des mesures au GPS différentiel réalisées bi-annuellement depuis l'été 2005 indiquent que les vitesses peuvent dépasser 10 m/an localement. Ces mesures mettent également en exergue les fortes variations interannuelles et inter-saisonnières des vitesses, ces dernières pouvant dépasser 15 m/an en été. Ces variations paraissent s'expliquer en partie par les variations de la température moyenne annuelle de la surface du terrain et par les quantités d'eau qui s'infiltrèrent au printemps et en été dans le glacier rocheux.

## 1. Introduction

Dans les régions alpines où la ligne d'équilibre des glaciers avoisine l'altitude des sommets, les glaciers rocheux ont une emprise majeure sur la géomorphologie locale. Ceux-ci participent alors activement au transfert sédimentaire en direction de l'aval. Les gammes de vitesses relevées sur les glaciers rocheux actifs peuvent aller de quelques centimètres à plusieurs mètres par année (Lambiel et al., 2008). Parmi les facteurs contrôlant les vitesses de fluage des sédiments sursaturés en glace (pente, alimentation en blocs, teneur en glace, etc.), la température du terrain joue un rôle majeur (voir par ex. Haeberli et al., 2006). Une corrélation positive entre la température de l'air et/ou du pergélisol et la vitesse de déformation a ainsi pu être montrée dans plusieurs études (par ex. Arenson et al., 2002 ; Frauenfelder et al., 2003 ; Käab et al., 2007). Cela se matérialise par l'augmentation des vitesses de nombreux glaciers rocheux depuis le début des années 1990, période marquée par une accélération du réchauffement atmosphérique (Roer et al., 2005). La forte sensibilité des glaciers rocheux face aux variations des facteurs externes tels que les températures de surface et les conditions d'enneigement est également attestée par l'homogénéité des variations interannuelles de vitesses à l'échelle régionale (Delaloye et al., 2008a, 2010). La teneur en eau non gelée du sous-sol constitue également un facteur de contrôle important de la cinématique des glaciers rocheux. En effet, la pénétration de grandes quantités d'eau de fusion neigeuse dans le terrain en quelques semaines peut sensiblement augmenter les vitesses de fluage (Ikeda et al., 2008). La compréhension des variations de vitesses décennales, annuelles et saisonnières des glaciers rocheux passe donc par l'analyse des variations de ces différents facteurs (cf. Delaloye et al., 2010).

Les multiples paramètres décrivant les glaciers rocheux actifs (taille, morphologie de surface, vitesse, lithologie, etc.) permettent d'en faire autant de catégories. Les glaciers rocheux déstabilisés constituent une catégorie de glaciers rocheux dont on parle depuis quelques années. Elle fait référence à des glaciers rocheux actifs se déplaçant à des vitesses de plusieurs mètres par année et qui présentent une morphologie s'apparentant aux glissements de terrain rotationnels (voir par ex. Roer et al., 2008).

Jusqu'à ce jour, onze glaciers rocheux de ce type ont été détectés dans les Alpes valaisannes grâce à des analyses d'interférométrie radar satellitaire (Delaloye et al., 2008b; Lambiel et al., 2008). Situé dans le Val d'Anniviers, le glacier rocheux de Tsaté-Moiry en fait partie (Fig. 1, chiffre 1). Cette formation sédimentaire présente sur toute sa surface des signes marqués de déstabilisation (niches d'arrachement, blocs instables, etc.), associés à des vitesses très élevées (de l'ordre du cm par jour d'après des données InSAR de 1997). A noter que le glacier rocheux voisin (2) est également affecté localement par des processus de déstabilisation, mais, bien qu'élevées, les vitesses y sont moindres que sur le glacier rocheux 1. Ces deux formations font l'objet de mesures de mouvement depuis 2005.

Cet article présente une étude des déformations affectant le glacier rocheux de Tsaté-Moiry 1. Après une présentation des caractéristiques morphologiques du site, l'article étudie l'évolution du glacier rocheux depuis 1988 à travers l'analyse de photographies aériennes, avant de s'intéresser aux mouvements récents, mesurés par GPS différentiel. Ces mesures sont mises en relation avec des données thermiques et hydriques, dans un but de compréhension des facteurs contrôlant les mouvements du glacier rocheux.

## 2. Caractéristiques géomorphologiques

Le glacier rocheux de Tsaté-Moiry s'inscrit dans les volumineuses accumulations gravitaires du versant nord-est de la Pointe du Tsaté (3'077 m), en rive gauche du Val de Moiry (Val d'Anniviers, 608'900/106'550) (Fig. 1). Le versant est dominé par des parois de calcschistes présentant un développement vertical d'une centaine de mètres. La fraîcheur des dépôts atteste d'une intense activité gravitaire. Globalement, les matériaux de surface sont constitués de galets décimétriques supportés par une matrice fine qui affleure fréquemment. Le terrain est souvent saturé en eau, à témoin les nombreux écoulements visibles en surface. En conséquence, le versant est affecté par des phénomènes de fluage de type solifluxion, très développés dans ses parties nord-ouest et sud-est. Du fluage plus profond lié à la sursaturation du terrain en glace affecte également le versant, à témoin les deux glaciers rocheux occupant le centre du versant.

Cette étude se concentre sur le glacier rocheux 1. A l'exception du secteur frontal, les limites du glacier rocheux se laissent difficilement appréhender (Fig. 2). Dans la partie médiane, le front latéral droit, faiblement pentu, affiche une dénivellation d'une quarantaine de mètres, disproportionnée par rapport au reste de la formation (a sur Fig. 2). La solifluxion qui affecte les matériaux de surface masque les limites topographiques du glacier rocheux dans ce secteur. En rive gauche, des guirlandes bombées suivent la partie centrale du glacier rocheux (b sur Fig. 2). Au vu de leur faible épaisseur, il est difficile de savoir si ces bourrelets sont la conséquence de la déformation de matériaux sursaturés en glace ou s'ils découlent de mouvements moins profonds, à nouveau de type solifluxion. Dans la partie amont, l'absence de rupture de pente entre l'éboulis occupant le pied de la paroi et les racines du glacier rocheux empêche toute délimitation vers le haut. Signalons enfin qu'aucune trace d'englacement récent du site n'est visible.

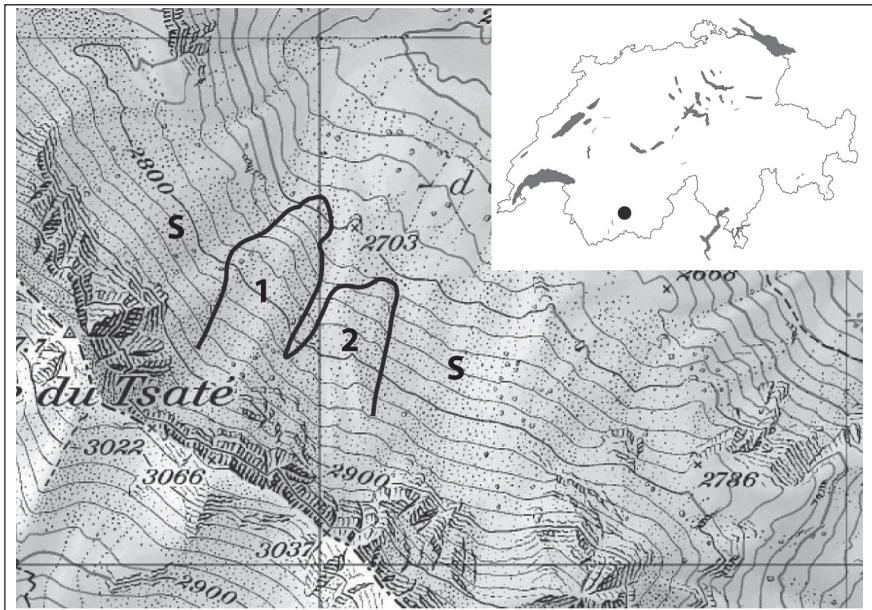


Fig. 1 : Situation du site d'étude. 1 et 2: glaciers rocheux de Tsaté-Moiry (cette étude porte uniquement sur le glacier rocheux 1); S: secteurs de solifluxion. Reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA100783).



Fig. 2 : Vue sur le glacier rocheux de Tsaté-Moiry (photo prise en octobre 2007). Les traits tillés épais marquent les limites du glacier rocheux. Les traits tillés fins soulignent le sommet du front et les crêtes latérales. a et b: voir explications dans le texte. B, C, D: emplacement des photos de la Fig. 3.

On observe par dessus cette large structure une deuxième forme nettement mieux dessinée. Le front, d'une hauteur d'une dizaine de mètres, se situe à une altitude de 2680 m. Les fronts latéraux sont raides, contrastant avec la partie externe décrite ci-dessus. Sur le dos du glacier rocheux, la texture de surface est plutôt de type *open-work*. Les blocs, de toute taille (dm à m), sont, dans certaines portions, très instables, même si la forme très anguleuse de ces blocs de calcschistes favorise leur stabilité (absence de roulement). Des crêtes latérales, hautes de 1 à 3 m, bordent le dos du glacier rocheux, grosso modo entre 2'750 m et 2'800 m d'altitude (Fig. 2 et 3A (flèches)). La présence de ces crêtes confère au glacier rocheux une morphologie concave dans ce secteur. Les matériaux fins (matrice supportant les blocs) dominent dans le flanc interne des crêtes (Fig. 3B). Vers 2'770 m, le glacier rocheux adopte un profil en marches d'escalier, soulignant la présence de niches d'arrachement. La plus marquée d'entre elle présente un décrochement vertical de plus de 3 m (Fig. 3C). Ces cicatrices offrent des coupes naturelles dans le niveau actif. La portion aériée de surface est très peu épaisse, les vides étant rapidement comblés par les fines. 20 à 30 m à l'aval des niches d'arrachement, les crêtes latérales disparaissent peu à peu. Le glacier rocheux adopte alors une forme convexe. Ce secteur est raide et extrêmement chaotique, avec des blocs très instables, souvent recouverts de cailloux centimétriques (Fig. 3D).

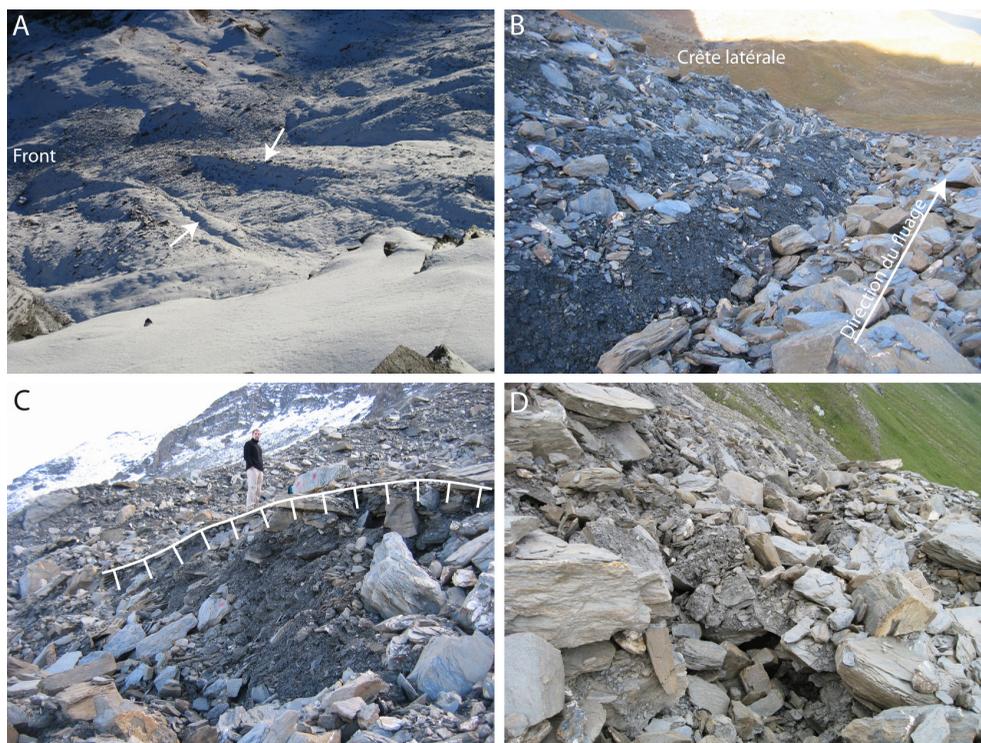


Fig. 3 : Vues de détail sur le glacier rocheux. Voir les explications dans le texte. Situation des photos B, C et D: voir Fig. 2.

### 3. Cinématique

#### 3.1. Evolution du glacier rocheux entre 1988 et 2005

Une photographie aérienne datant de 1988 ainsi que des orthophotos de 1999 et 2005 permettent une première analyse de l'évolution morphologique du glacier rocheux durant ces 17 années (Fig. 4). L'image de 1988 n'étant pas rectifiée, il faut se garder de tenter une comparaison trop détaillée. Cependant, on observe une très nette évolution de la surface de la formation entre 1988 et 1999. Sur la première image, la surface est dans l'ensemble régulière, sans accidents de terrain particuliers. On observe toutefois que la portion médiane de la formation (secteur du névé au centre de l'image) est concave. Une crête latérale se dessine en rive droite. A l'amont (coin inférieur gauche de l'image), des bourrelets semblent s'inscrire à l'aval d'une niche d'arrachement de forme pointue (lettre a sur Fig. 4). Si celle-ci apparaît clairement sur l'orthophoto de 1999, ce sont surtout les secteurs médian et aval qui présentent les plus grands changements. On y observe l'apparition d'une importante cassure correspondant à une niche d'arrachement (lettre b). A l'aval, d'autres cassures de moindre envergure ainsi qu'une crevasse longitudinale apparaissent. Enfin, le secteur frontal semble plus bombé et la base du front est bien marquée, contrairement à 1988. La photo de 2005 est de moins bonne qualité, mais elle laisse toutefois apparaître d'importants changements par rapport à 1999. Certaines cassures présentes en 1999 ne sont plus visibles, alors que d'autres ont fait leur apparition. Dans le secteur frontal, le transfert de matériel est très important, le pied du front du glacier rocheux s'étant déplacé d'environ 25 mètres entre ces deux années (voir aussi Fig. 5).

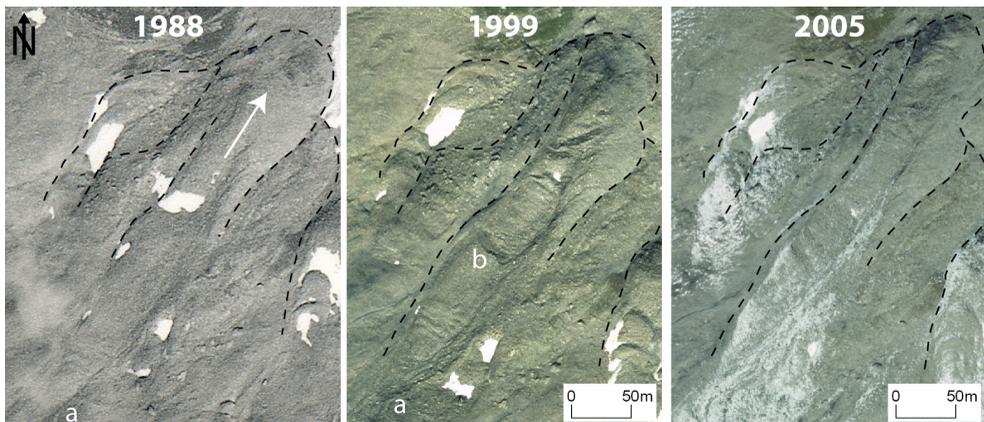


Fig. 4 : Photographies aériennes de 1988 (non rectifiée), 1999 et 2005 (orthorectifiées), avec les contours du glacier rocheux. La flèche indique le sens de fluage. Reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA100783).

### 3.2. Géométrie et variations interannuelles et saisonnières des mouvements

Depuis l'été 2005, la position d'une cinquantaine de blocs est mesurée annuellement vers la mi-juillet et le début du mois d'octobre par GPS différentiel (cf. Lambiel et Delaloye, 2004). Ces mesures montrent que la partie frontale du glacier rocheux s'est déplacée d'une vingtaine de mètres en moyenne entre 2005 et 2010. Un mouvement d'une quarantaine de mètres a même été mesuré sur deux blocs durant cette période. Localement, la formation s'est donc déplacée d'une soixantaine de mètres en dix ans.

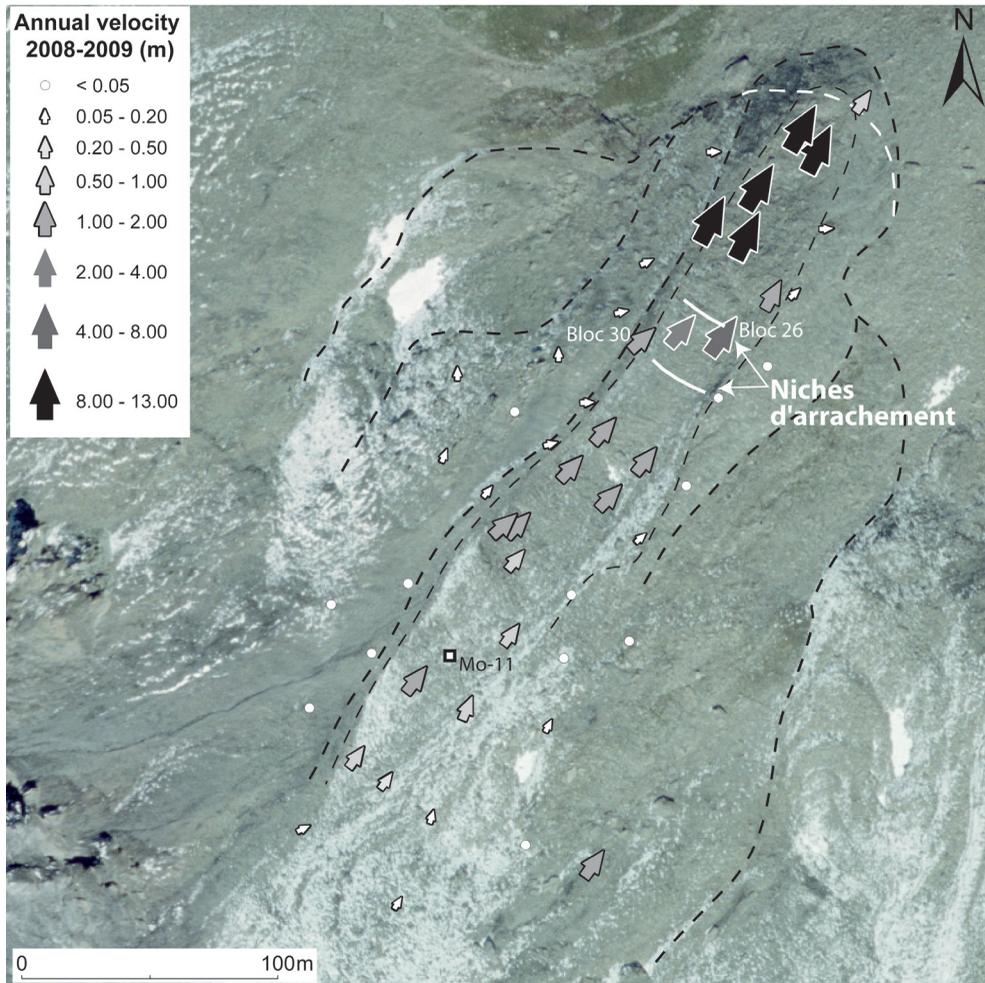


Fig. 5 : Vitesses annuelles mesurées entre octobre 2008 et octobre 2009. L'orthophoto date de 2005. Les trait-tillés noirs correspondent à ceux de la Fig. 2. Le trait-tillé blanc marque le pied du front en 1999 (orthophoto précédente). Reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA100783).

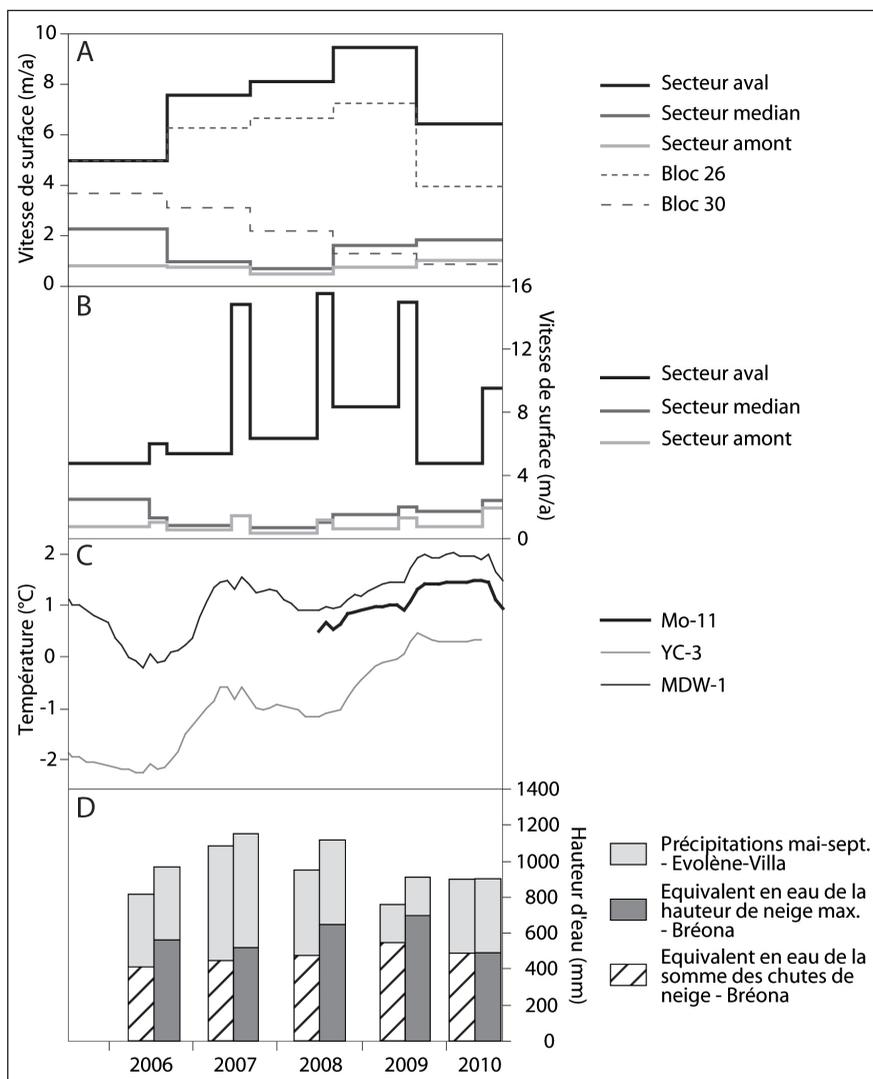


Fig. 6 : A-B. Vitesses annuelles, respectivement saisonnières (été-hiver) de surface mesurées dans les différents secteurs du glacier rocheux (position des blocs 26 et 30: voir Fig. 5). C. Température moyenne annuelle de la surface du sol (MAGST). Mo-11 : glacier rocheux de Tsaté-Moiry (situation: voir Fig. 5); YC-3 : glacier rocheux des Yettes Condjà (Verbier); MDW-1: glacier rocheux du Mont Dolin (Arolla). D. Total des précipitations estivales (mai-septembre) mesurées à la station météo automatique ANETZ Evolène-Villa (1'825 m) de MétéoSuisse et équivalents en eau de l'épaisseur maximale atteinte par le manteau neigeux en fin d'hiver et du total des chutes de neige accumulées durant l'hiver à la station nivologique automatique IMIS de Bréona (2'610 m) (propriété du canton du Valais).

Les vitesses très élevées mesurées sur la partie interne du glacier rocheux contrastent fortement avec les crêtes latérales, où les déplacements sont quasi nuls (Fig. 5). Dans la partie interne, les vitesses maximales s'observent dans le tiers aval de la formation,

à l'aval des niches d'arrachement principales. Elles sont globalement supérieures à 4 m/an. Les vitesses y ont augmenté jusqu'en 2009, passant d'une moyenne de 5 m/an entre 2005 et 2006 à une moyenne de 9,5 m/an entre 2008 et 2009 (Fig. 6A). Durant cette dernière période, des déplacements supérieurs à 12 m/an ont même été mesurés. Les vitesses ont ensuite fortement diminué, pour atteindre 6,4 m/an entre 2009 et 2010. Au niveau des niches d'arrachement, là où commencent à apparaître les crêtes latérales, les blocs montrent un comportement différencié. Le bloc 26, situé au centre du glacier rocheux, affiche des variations de vitesses identiques à celles observées dans le secteur frontal (Fig. 6A). Par contre, le bloc 30 a subi un ralentissement des vitesses constant entre 2005 et 2009. Ce ralentissement s'explique probablement par la position du bloc, situé en bordure de la zone centrale, non loin de l'endroit où le plan de glissement affleure latéralement: le bloc semble progressivement laissé de côté. Plus à l'amont, dans le secteur médian, le comportement des blocs est à nouveau homogène. Par contre, l'évolution interannuelle des vitesses est différente de celle du secteur frontal. Un ralentissement très net s'est produit entre 2006 et 2007, les vitesses moyennes passant de 2,3 m/an à 1 m/an. Le ralentissement s'est poursuivi jusqu'en 2008, mais de façon atténuée (0,7 m/an), avant que les vitesses n'augmentent jusqu'en 2010, pour atteindre 1,9 m/an. Aux racines du glacier rocheux, les vitesses sont moindres (0,5 à 1 m/an), mais le comportement interannuel s'apparente à celui du secteur précédent.

Les vitesses estivales et hivernales sont également très contrastées entre les différents secteurs du glacier rocheux (Fig. 6B). Dans le secteur aval, les vitesses enregistrées lors de l'été 2006 (6 m/an) n'ont été que légèrement supérieures aux vitesses des hivers précédent (4,8 m/an) et suivant (5,4 m/an). En revanche, ce secteur a connu des vitesses extrêmement élevées lors des trois étés suivants, avec une moyenne de 15,5 m/an en été 2008. Les vitesses hivernales ont également augmenté jusqu'en 2009 (8,3 m/an pour l'hiver 2008-2009). Le dernier hiver a par contre été marqué par un important ralentissement (4,8 m/an), qui s'est poursuivi l'été suivant (9,5 m/an). A l'amont de ce secteur, le contraste entre les vitesses estivales et hivernales est beaucoup moins marqué. Le secteur médian a même connu lors de certains épisodes des vitesses hivernales plus importantes que les vitesses estivales. Dans le secteur amont par contre, les vitesses estivales sont systématiquement plus élevées que les vitesses hivernales. L'évolution interannuelle y est cependant différente de celle du secteur aval. Les différents secteurs du glacier rocheux présentent donc des comportements contrastés. Les variations de vitesses inter-saisonnières ne sont en effet pas uniformes à l'échelle de la formation sédimentaire.

## 4. Discussion

Afin de comprendre les mécanismes de déformation du glacier rocheux, une analyse croisée des vitesses avec des données sur l'évolution des températures de surface, l'enneigement et les quantités de précipitations estivales a été effectuée.

La température de la surface du sol est enregistrée en différents endroits du glacier rocheux depuis 2006. La température moyenne annuelle de surface (*Mean Annual Ground Surface Temperature – MAGST*) y est globalement supérieure à 0°C, ce qui

témoigne d'un pergélisol probablement au point de fusion, en déséquilibre avec les conditions climatiques actuelles (Fig. 6C, Mo-11). En l'absence de longues séries de données sur le site de Moiry, des températures enregistrées sur les glaciers rocheux du Mont Dolin (Arolla, 12 km au sud-ouest; 2760 m, exposition ouest) et des Yettes Condjà (Mont Gelé – Verbier, 20 km à l'ouest, 2'650 m, exposition nord-est) ont été utilisées pour visualiser l'évolution de MAGST au cours de la période d'étude (Fig. 6C, YC-3 et MDW-1).

Les données d'enneigement utilisées proviennent de la station nivologique automatique IMIS de Bréona, située à 2'610 m d'altitude, 2 km au sud du glacier rocheux de Tsaté-Moiry (Fig. 6D). La hauteur maximale des chutes de neige atteinte vers la fin de l'hiver (entre début mars et fin avril, selon les années) a été convertie en équivalent eau en prenant une densité du manteau neigeux de 0,35 (350 litres d'eau par m<sup>3</sup>), cette valeur correspondant à une densité moyenne valable pour un versant nord en début de printemps (comm. pers. de R. Bolognesi, Meteorisk). Un équivalent en eau a également été calculé sur la base du total des chutes de neige accumulées durant l'hiver (1<sup>er</sup> novembre – 31 mai) en prenant une densité de 0,1 (densité de la neige poudreuse). Afin d'avoir une vue d'ensemble de la quantité d'eau qui peut potentiellement pénétrer dans le terrain, les précipitations relevées à la station MétéoSuisse d'Evolène-Villa (1'825 m, 3 km à l'ouest) entre mai et septembre ont également été prises en compte. Ces données montrent que les variations de l'enneigement au cours des 5 années d'étude ont été nettement moins marquées que les variations des précipitations estivales et que les précipitations estivales correspondent en moyenne à 80-90 % de l'enneigement hivernal.

Dans les Alpes Valaisannes, les températures moyennes annuelles de surface (MAGST) les plus basses de la dernière décennie ont été enregistrées au cours de l'été 2006 (PERMOS, 2010, Fig. 6C). Les températures ont ensuite fortement augmenté jusqu'à l'été 2007, avant de baisser légèrement jusqu'au printemps 2008, pour augmenter à nouveau jusqu'à l'été 2009, marquant alors le niveau de températures les plus chaudes de la période d'étude. MAGST est ensuite restée constante. L'augmentation des vitesses du secteur aval du glacier rocheux jusqu'en 2009 s'inscrit dans ce contexte de réchauffement des températures de surface. En particulier, les vitesses estivales 2006 réduites peuvent être mises en relation avec les températures de surface très basses. Ce phénomène a été observé sur l'ensemble des glaciers rocheux étudiés dans les Alpes Valaisannes (cf. Delaloye et al., 2010). En revanche, le ralentissement marqué survenu entre 2009 et 2010 semble ne pas pouvoir être rattaché aux variations de MAGST, puisque cette dernière est restée stable.

La cause de ce ralentissement pourrait s'expliquer par les précipitations très faibles de l'été 2009. Comme l'ont montré Ikeda et al. (2008), les circulations d'eau dans le terrain peuvent avoir une importance considérable sur la dynamique de fluage des glaciers rocheux. Dans le cas présent, le déficit d'eau dans le terrain aurait pu provoquer un ralentissement du glissement, peut-être déjà durant la deuxième moitié de l'été 2009 (les vitesses ont été légèrement inférieures à celles de l'été 2008, alors que MAGST s'est élevée), mais surtout durant l'hiver suivant. Les vitesses relativement

faibles de l'été 2010 demeurent par contre difficilement explicables en l'état. Si l'on remonte à l'été 2007, on constate que l'augmentation spectaculaire des vitesses, si elle suit un réchauffement marqué du terrain, coïncide avec l'été le plus humide de la période d'étude (juillet et août particulièrement ont été très humides). Il n'est donc pas exclu que l'eau d'infiltration estivale ait pu jouer un rôle important dans l'accélération du glacier rocheux.

Ces observations suggèrent que la dynamique de fluage du glacier rocheux est contrôlée tant thermiquement qu'hydrologiquement. En effet, les variations de MAGST ne permettent pas à elles seules d'expliquer les variations saisonnières et annuelles des vitesses. Le contrôle partiel de la dynamique du glacier rocheux par les eaux d'infiltration est également attesté par le comportement des parties médianes et amont du glacier rocheux, où les variations de vitesses n'ont pas suivi le réchauffement du terrain qui caractérise la période d'étude jusqu'en 2009. L'importance respective des eaux d'infiltration printanières (fusion nivale) et estivales (précipitations pluvieuses) est par contre difficile à distinguer sur la base de la période d'étude, notamment par le fait que les différences d'enneigement ont été peu marquées (Fig. 6D). On note cependant que certaines variations saisonnières marquées (été 2007, hiver 2009-2010) coïncident avec des pluviométries estivales très contrastées. Ces observations semblent donc témoigner du rôle non négligeable des précipitations estivales dans la dynamique du glacier rocheux.

Au vu de l'influence conjointe des paramètres thermiques et hydriques sur les vitesses de déplacement du glacier rocheux et des caractéristiques morphologiques de la formation, on peut conclure que le glacier rocheux de Tsaté-Moiry avance tant par glissement que par déformation interne. Pour autant, sans mesures inclinométriques, il n'est pas possible de quantifier la part de chacune des deux composantes. Tout au plus, peut-on penser que la composante *glissement* est dominante, tant les signatures morphologiques de ce phénomène sont manifestes (crêtes latérales stables, niches d'arrachement, etc.).

Si des signes de déstabilisation semblent se dessiner déjà en 1988 (cassure apparaissant dans la partie amont), c'est vraisemblablement au début de la décennie 1990 que la crise a véritablement commencé. Ce changement dans la dynamique du glacier rocheux coïncide avec le réchauffement des températures atmosphériques et du pergélisol qui s'est produit durant cette période (PERMOS, 2010). Le glacier rocheux du Petit Vêlan (Val d'Entremont), qui a eu un comportement similaire à celui du glacier rocheux de Tsaté-Moiry entre 2005 et 2010, semble avoir débuté sa crise au cours de la même période (Delaloye et Morard, 2011), tout comme plusieurs glaciers rocheux du Turtmanntal (Roer et al., 2005).

## 5. Conclusion

L'analyse croisée de la morphologie, des vitesses et des paramètres thermiques et hydriques a permis d'explicitier partiellement le fonctionnement global du glacier rocheux de Tsaté-Moiry. Les vitesses exceptionnellement élevées qu'on y mesure trouvent vraisemblablement leur explication dans le glissement qui affecte le corps

sédimentaire, favorisé par la pente relativement forte et la lithologie constituée de calcschistes. L'analyse a également montré que les variations annuelles et saisonnières des vitesses s'expliquent partiellement par les variations de MAGST et de la quantité d'eau d'infiltration pénétrant dans le terrain. De nombreux comportements demeurent toutefois inexpliqués, comme par exemple le net ralentissement qu'a subi le glacier rocheux au cours de l'été 2010. Cela nous encourage à poursuivre le monitoring bi-annuel des vitesses. Grâce à l'installation en automne 2010 d'une webcam sur le site de Moiry, un suivi des vitesses en continu pourra être effectué, ce qui devrait permettre d'identifier d'éventuelles variations de vitesse sur de courtes périodes. À terme, on pourrait s'attendre un ralentissement des vitesses dans la partie frontale, du fait de la diminution de la déclivité du versant au front du glacier rocheux. La distinction des rôles respectifs des précipitations hivernales et estivales sur la dynamique de fluage du glacier rocheux mérite également des investigations plus approfondies. Enfin, dans le but de mieux comprendre les mouvements mesurés, la caractérisation de la structure interne de la formation sédimentaire par des mesures de tomographie électrique s'avère indispensable. Plus généralement, une meilleure connaissance du phénomène de déstabilisation affectant certains glaciers rocheux et une meilleure discrimination des différents facteurs contrôlant la dynamique de ces formations particulières passe en premier lieu par la poursuite du monitoring des vitesses saisonnières et annuelles initié sur des glaciers rocheux tels que ceux de Tsaté-Moiry et du Petit Vélan.

## Remerciements

Mes remerciements vont à toutes les personnes, collègues et étudiants, qui ont œuvré à la réalisation des mesures de mouvement depuis le début de l'investigation du site. Merci également à Reynald Delaloye pour ses commentaires avisés.

## Bibliographie

- Arenson, L., Hoelzle, M. et Springman, S. (2002). Borehole deformation measurements and internal structure of some rock glaciers in Switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13 : 117-135.
- Delaloye, R. et Morard, S. (2011). Le glacier rocheux déstabilisé du Petit-Vélan (Val d'Entremont, Valais) : morphologie de surface, vitesses de déplacement et structure interne. *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3-5 septembre 2009, Olivone (Géovisions n°36)*. Institut de géographie, Université Lausanne : 195-210.
- Delaloye, R., Perruchoud, E., Avian, M., Kaufmann, V., Bodin, X., Hausmann, H., Ikeda, A., Kääh, A., Kellerer-Pirklbauer, A., Krainer, K., Lambiel, C., Mihajlovic, D., Staub, B., Roer, I. et Thibert, E. (2008a). Recent interannual variations of rockglaciers creep in the European Alps. *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, June 2008*, 343-348.
- Delaloye, R., Strozzi, T., Lambiel, C. et Perruchoud, E. (2008b). Landslide-like development of rockglaciers detected with ERS-1/2 SAR interferometry. *Proceedings ESA FRINGE Symposium 2007*.

- Delaloye, R., Lambiel, C. et Roer, I. (2010). Overview of rock glacier kinematics research in the Swiss Alps: seasonal rhythm, interannual variations and trends over several decades. *Geographica Helvetica*, 65 (2) : 135-145.
- Frauenfelder, R., Haeberli, W. et Hoelzle, M. (2003). Rock glacier occurrence and related terrain parameters in a study of the Eastern Swiss Alps. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich, Switzerland, July 2003*, 1, 253-258.
- Haeberli, W., Hallet, B., Arenson, L., Elconin, R., Humlum, O., Kääh, A., Kaufmann, V., Ladanyi, B., Matusoka, N., Springman, S. et Vonder Mühll, D. (2006). Permafrost creep and rock glacier dynamics. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17 : 189-214.
- Ikeda, A., Matsuoka, N. et Kääh, A. (2008). Fast deformation of perennially frozen debris in a warm rock-glacier in the Swiss Alps: an effect of liquid water. *Journal of Geophysical Research*, 113 : F01021.
- Kääh, A., Frauenfelder, R. et Roer I. (2007). On the response of rockglacier creep to surface temperature increase. *Global and Planetary Change*, 56 : 172-187.
- Lambiel, C. et Delaloye, R. (2004). Contribution of real-time kinematic GPS in the study of creeping mountain permafrost: examples from the Western Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15 : 229-241.
- Lambiel, C., Delaloye, R., Strozzi, T., Lugon, R. et Raetzo, H. (2008). ERS InSAR for detecting the rock glacier activity, *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, June 2008*, 1019-1025.
- PERMOS (2010). *Permafrost in Switzerland 2006/2007 and 2007/2008*. J. Noetzi et D. Vonder Muehll (Eds.), Glaciological Report (Permafrost) N° 8/9 of the Cryospheric Commission of the Swiss Academy of Sciences, 68 pp.
- Roer, I., Kääh, A. et Dikau, R. (2005). Rockglacier acceleration in the Turtmann valley (Swiss Alps): Probable controls. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 59: 157-163.
- Roer, I., Haeberli, W., Avian, M., Kaufmann, V., Delaloye, R., Lambiel, C. et Kääh, A. (2008). Observations and considerations on destabilizing active rockglaciers in the European Alps. *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, June 2008*, 1505-1510.

# Les écroulements rocheux dans le massif du Mont Blanc pendant l'été caniculaire de 2003

Ludovic Ravanel <sup>1</sup>  
Françoise Allignol <sup>1</sup>  
Philip Deline <sup>1</sup>  
Gilles Bruno <sup>2</sup>

<sup>1</sup> Laboratoire EDYTEM  
Université de Savoie/CNRS  
F - 73376 Le Bourget du Lac cedex

E-mail :  
ludovic.ravanel@univ-savoie.fr

<sup>2</sup> Météo-France  
134 av. de Courmayeur  
BP 124  
F - 74403 Chamonix Cedex

In Lambiel C., Reynard E. et Scapozza C. (Eds) (2011). *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie*, 3-5 septembre 2009, Olivone (Géovisions n° 36). Institut de géographie, Université de Lausanne.



## Résumé

Les écoulements rocheux occupent une place prépondérante dans la morphodynamique des parois de haute montagne et représentent des risques pour les hommes et les infrastructures. Ces risques sont aujourd'hui probablement accrus du fait de la dégradation accélérée du permafrost, conséquence du réchauffement climatique actuel. Durant l'été caniculaire de 2003, un très grand nombre d'écroulements rocheux ont affecté les parois de la haute montagne alpine, ce qui a stimulé les recherches sur le permafrost alpin et sur les effets de sa dégradation, mais le peu de données acquises durant cette période est dommageable pour la compréhension de ces processus et de leur relation. Fondé sur l'étude exhaustive des dépôts d'écroulements présents sur une image satellite SPOT-5, le présent article se propose de combler cette carence pour le massif du Mont Blanc. En utilisant pour certains secteurs des observations, des mesures de terrain et des photographies terrestres, cette étude a permis de recenser 182 écoulements d'un volume compris entre 100 et 30'000 m<sup>3</sup> (volume total écroulé : 340'000 ± 100'000 m<sup>3</sup>). L'analyse de cet inventaire suggère que la dégradation du permafrost est le principal facteur déclenchant des écoulements de l'été 2003 en haute montagne.

## Abstract

Rockfall is one of the main processes that affect rockwalls. Because of the existing permafrost, rockfall magnitude and frequency are partly climatically-driven in high mountain areas. Thus, the related risks for people and infrastructures could increase with the degradation of the permafrost due to the present global warming. During the heatwave of the summer 2003 in Europe, a large number of rockfalls affected high-alpine steep rockwalls in the whole Alps. But there is a lack of systematic observations about these rockfalls, which are necessary to improve our understanding of this process and its relation with the permafrost degradation. Using data extracted from a SPOT-5 satellite image, we surveyed the deposits of the summer 2003 rockfalls at the surface of glaciers in the Mont Blanc massif. With additional data (terrestrial observations, photos, field measurements), we documented 182 rockfalls, ranging in volume from 100 m<sup>3</sup> to 30'000 m<sup>3</sup> (total volume: 340'000 ± 100'000 m<sup>3</sup>). Analysis of this rockfall inventory supports the hypothesis of the permafrost degradation as a major present rockfall trigger in high mountain areas.

## 1. Introduction

Le massif du Mont Blanc présente les altitudes moyennes et maximales les plus élevées des Alpes, avec une forte emprise spatiale de l'englacement et du permafrost (état du substrat ou d'une formation superficielle caractérisé par une température négative pendant au moins 2 années consécutives). Si la présence de glace interstitielle dans les parois à permafrost est un facteur de stabilité, sa dégradation probable constitue un facteur prépondérant de l'augmentation de la fréquence et de l'intensité des écoulements (volume supérieur à 100 m<sup>3</sup>) en haute montagne. Même s'ils interviennent dans des secteurs reculés, ils ne doivent pas être sous-estimés par les gestionnaires des risques en montagne dans une période où la vulnérabilité (refuges,

remontées mécaniques, flux d'alpinistes) s'accroît généralement, d'autant que leur propagation peut se faire sur une distance plurikilométrique.

L'exceptionnelle activité gravitaire dans le massif du Mont Blanc durant l'été caniculaire de 2003 s'explique très probablement par cette sensibilité des parois rocheuses à l'évolution climatique. A Chamonix, les températures de l'été 2003 ont été de 3.25°C supérieures à la température moyenne estivale de la période 1936-2003, avec une relative sécheresse. Ni les précipitations ni la sismicité ne peuvent expliquer la fréquence des écroulements de cet été-là, alors que plusieurs travaux ont montré un approfondissement remarquable de la couche active (partie superficielle du permafrost dégelant chaque été) en 2003 dans les Alpes (Gruber et al., 2004a; Vonder Mühl et al., 2007).

L'été 2003, qui illustre l'un des effets majeurs du réchauffement climatique sur le milieu de haute montagne, en a favorisé la prise de conscience collective, et l'étude de la dégradation du permafrost et de ses conséquences a débuté à cette date dans les Alpes françaises ou italiennes, les chercheurs suisses ayant commencé leurs travaux une dizaine d'années auparavant. Toutefois, très peu de données concernant les écroulements ont été acquises en 2003, ce qui est dommageable pour la compréhension de ce processus. Cette étude propose un inventaire des dépôts d'écroulements de 2003 pour le massif du Mont Blanc, établi à partir de données extraites d'une image satellite. L'analyse des caractéristiques des écroulements liés aux différents dépôts permet d'évaluer le rôle de la dégradation du permafrost dans leur déclenchement.

## 2. Le massif du Mont Blanc et l'été 2003

### 2.1. Cadre géologique

Le massif du Mont Blanc (Fig. 1) est l'un des massifs cristallins externes des Alpes occidentales. Situé à la frontière entre la France, l'Italie et la Suisse, c'est le plus haut massif d'Europe avec le Mont Blanc culminant à 4'810 m d'altitude. De forme lenticulaire convexe, le massif s'étend sur environ 55 km de long (direction NE-SW) et sur une dizaine de kilomètres de large pour une superficie d'environ 350 km<sup>2</sup>. Bordé par la profonde vallée de Chamonix au NW, et par le Val Veny italien et le Val Ferret suisse au SE, il est caractérisé par une extraordinaire combinaison de sommets et d'arêtes, avec des glaciers qui couvrent environ 40 % de sa surface. Un grand nombre des sommets et faces granitiques se dressent bien au-delà de 3'000 m : le partage des eaux entre les bassins du Rhône et du Pô forme une crête de 35 km de long constamment située au-dessus 3'300 m, dépassant localement 4'000 m d'altitude.

Le massif est constitué de deux unités lithologiques principales : (i) un ensemble de roches métamorphiques hercyniennes (paragneiss, orthogneiss, migmatites et schistes cristallins) constitue la bordure occidentale et la pointe sud du massif; (ii) le granite tardi-hercynien du Mont Blanc, intrusif dans la série métamorphique (Corbin et Oulianoff, 1926), constitue la majeure partie du massif. Hormis dans le quart NE,

où il présente un faciès à grains fins, ce granite se présente sous forme d'un granite porphyrique légèrement orienté.

L'ensemble du massif est recoupé par un réseau de zones de cisaillement subverticales (Ayrton et al., 1987) fortement fracturées en surface, de direction N40-N60 (composante généralement dextre) et N-S (composante généralement senestre), qui isole des piliers de granite non déformés (Rossi et al., 2005). Du fait de la structure cassante du massif et de la raideur des versants, le massif est habituellement propice aux mouvements de masse.

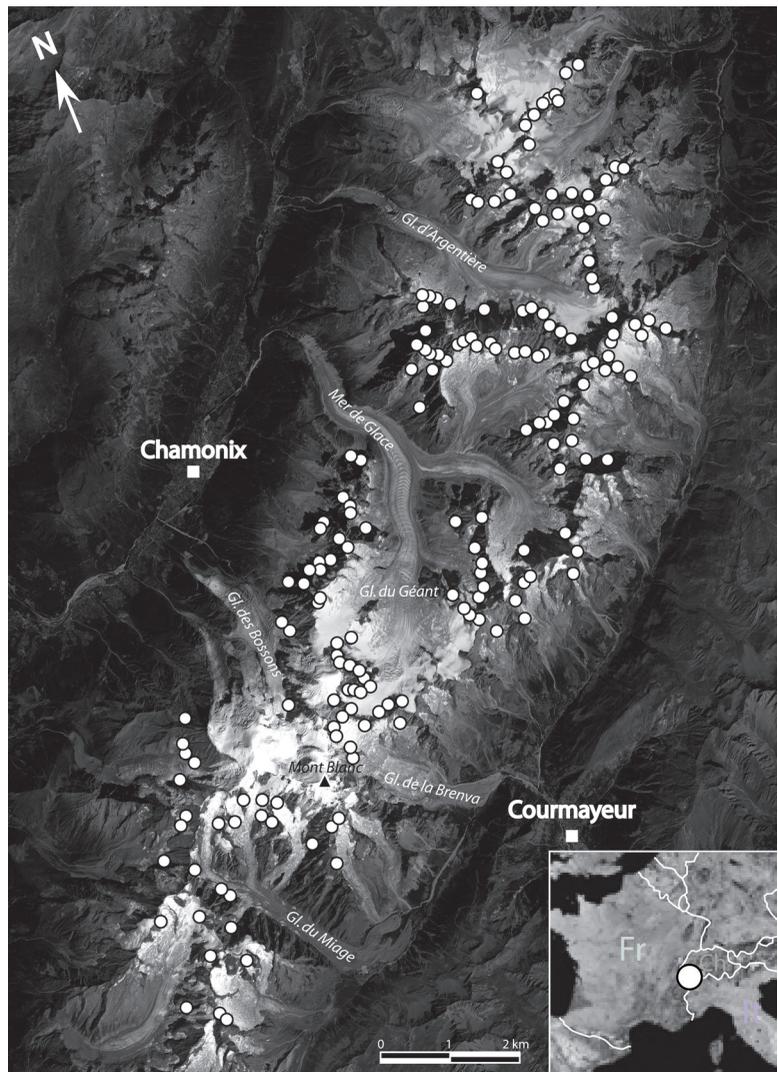


Fig. 1 : Le massif du Mont Blanc, détail de l'image satellite SPOT-5 panchromatique 051/257 du 23 août 2003 (10h50 TU). Les points correspondent à la position des 182 écoulements recensés.

## 2.2. Contexte météo-climatique de l'été 2003

Dans la région du Mont Blanc, après un enneigement précoce et abondant en haute montagne dès le début de l'automne 2002, les mois de janvier et février 2003 ont été classiques, avec des chutes de neige parfois abondantes et des températures froides. Toutefois, l'année avait débuté sous le signe d'une grande douceur : le 2 janvier 2003, un record de température maximale a été enregistré par de nombreuses stations haut-savoyardes. En mars, c'est un temps très ensoleillé qui a dominé dans une ambiance très douce, permettant une diminution très rapide du manteau neigeux aux altitudes les plus basses. Si le début du mois d'avril 2003 a davantage été perturbé et froid, la seconde quinzaine a vu par contre le printemps arriver brutalement, avec des températures chaudes pour la saison. Durant le mois de mai, les températures ont continué à augmenter vers des valeurs élevées. En juin, le soleil et une température élevée ont largement dominé, avec des records de durée d'ensoleillement et de chaleur. En juillet, après un court répit en début de mois, la canicule s'est imposée de nouveau, avec des valeurs sans précédent durant la deuxième décennie de juillet. La fin de mois est restée très chaude, ponctuée d'orages. En août, la canicule s'est poursuivie jusqu'à l'épisode orageux du 28 au 31 août. L'automne est arrivé en avance, avec de la neige dès 2'300 m d'altitude à la fin du mois de septembre, puis dès 800 m au début du mois d'octobre.

Finalement, l'été 2003 fut le plus chaud jamais enregistré par les stations météorologiques à Chamonix (Fig. 2), dans les Alpes et en Europe (Beniston, 2004; Schär et al., 2004) et l'année 2003 a été la plus chaude depuis au moins 1500 AD en Europe (Casty et al., 2005). Dans le massif du Mont Blanc, entre le 1<sup>er</sup> juin et le 31 août, 83 journées ont vu l'isotherme 0°C monter au-dessus de 3'500 m d'altitude, dépassant même parfois les 4'800 m (le 2 août). Début août, pendant 16 jours, les températures sont restées positives (y compris la nuit) à l'Aiguille du Midi (3'842 m). La durée d'insolation annuelle a été largement supérieure à la moyenne, 2003 étant l'année la plus ensoleillée de la période 1989-2003. Malgré le très beau temps qui a perduré tout au long de la saison, l'été 2003 est resté dans les mémoires comme très défavorable à la pratique de l'alpinisme. En effet, les températures élevées ont empêché le regel nocturne de la neige, les rimayes sont devenues infranchissables et les écroulements rocheux se sont multipliés, rendant également les itinéraires rocheux dangereux.

## 2.3 Inventaire des écroulements à partir d'une image SPOT-5

Couvrant un champ d'observation de 60 × 60 km, le satellite SPOT-5 acquiert en particulier des images de 2,5 m de résolution en super-mode panchromatique, bien adaptées à cette étude. Afin de reconnaître les dépôts d'écroulements sur les glaciers du massif du Mont Blanc, plusieurs conditions étaient nécessaires, déterminant le choix de l'image : (i) ensemble du massif présent sur l'image, (ii) absence de couvert nuageux, (iii) image enregistrée le plus tard possible dans l'été mais avant les chutes de neige de la seconde moitié de septembre. Compte-tenu du cycle orbital du satellite (26 jours), c'est l'image SPOT-5 panchromatique 051/257 du 23/08/2003 (© CNES-Spot Image,

programme ISIS 0412-725) qui a été retenue, acquise par LGGE/LEGOS/IRD dans le cadre du programme Great-Ice.

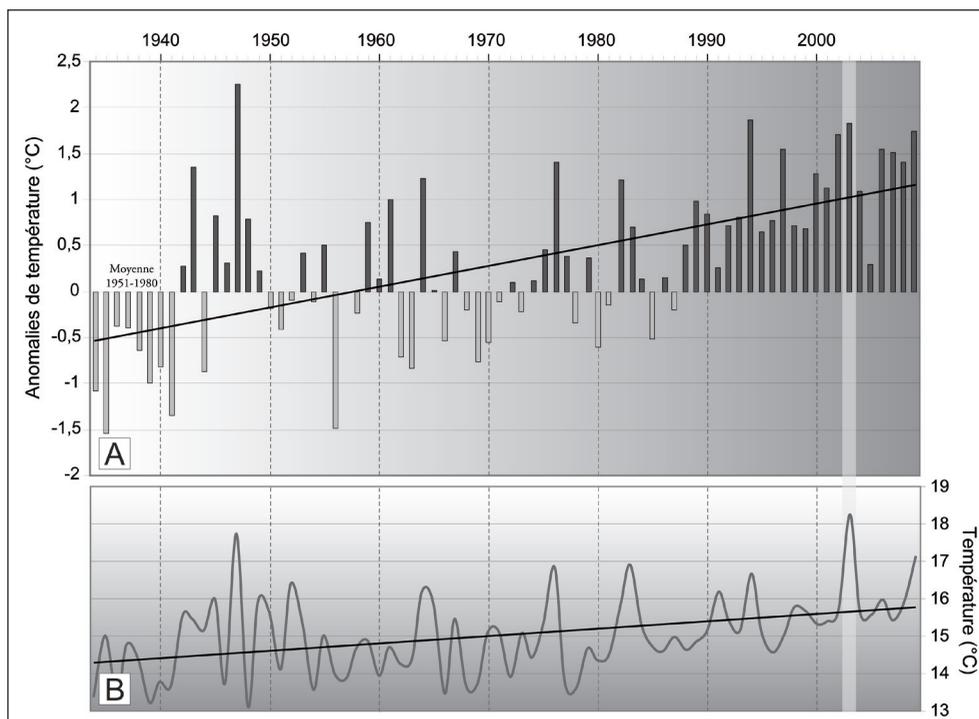


Fig. 2 : A : Evolution de l'anomalie des températures moyennes annuelles de l'air à Chamonix par rapport à la moyenne 1951-1980 ; B : Evolution de la température moyenne de l'air des trois mois les plus chauds (juin-juillet-août ou juillet-août-septembre) à Chamonix (données: station Météo France de Chamonix-Le Bouchet, alt. : 1'040 m). Traits noirs : tendances (régressions linéaires).

Pour aider la détection visuelle des dépôts et réduire la taille du fichier, le travail a été réalisé sur une fenêtre d'environ 20 × 35 km, correspondant au secteur d'étude élargi (Fig. 1). La luminosité et les contrastes de l'image ont été réglés pour faciliter l'observation des dépôts (Fig. 3), numérotés ( $E_n$ ) grosso modo du nord au sud du massif.

Les paramètres de chaque dépôt et écoulement ont été extraits en recourant à plusieurs méthodes. L'altitude des cicatrices d'écroulement (repérées sur le terrain, sur des photographies ou sur l'image satellite elle-même), la déclivité et l'orientation micro-topographique des parois affectées ont été calculés dans un SIG (ArcGIS 9.2) à partir d'un modèle numérique de terrain (MNT) dont la résolution varie de 10 à 50 m selon le pays concerné. Si l'orientation a été vérifiée et corrigée à l'aide de cartes et d'orthophotos, les valeurs de déclivité doivent en revanche être considérées avec prudence en raison de la microtopographie des parois. La détermination de la superficie des dépôts sur Bayo-IGN *PhotoExplorer*, combinée à une estimation de leur épaisseur fondée sur l'expérience de terrain, a permis d'en évaluer le volume. Si certains de ces volumes ont été vérifiés par des mesures directes des cicatrices d'écroulement, en

particulier de leur profondeur maximale, la méthode mise en œuvre explique que l'incertitude puisse atteindre 40 %. La nature de la roche et l'éventuelle proximité (distance maximale pluri-métrique) d'une faille importante ont été relevées sur les trois cartes géologiques au 1:50'000 qui couvrent le massif du Mont Blanc (Antoine et al., 1978; Ayrton et al., 1987; Mennessier et al., 1977).

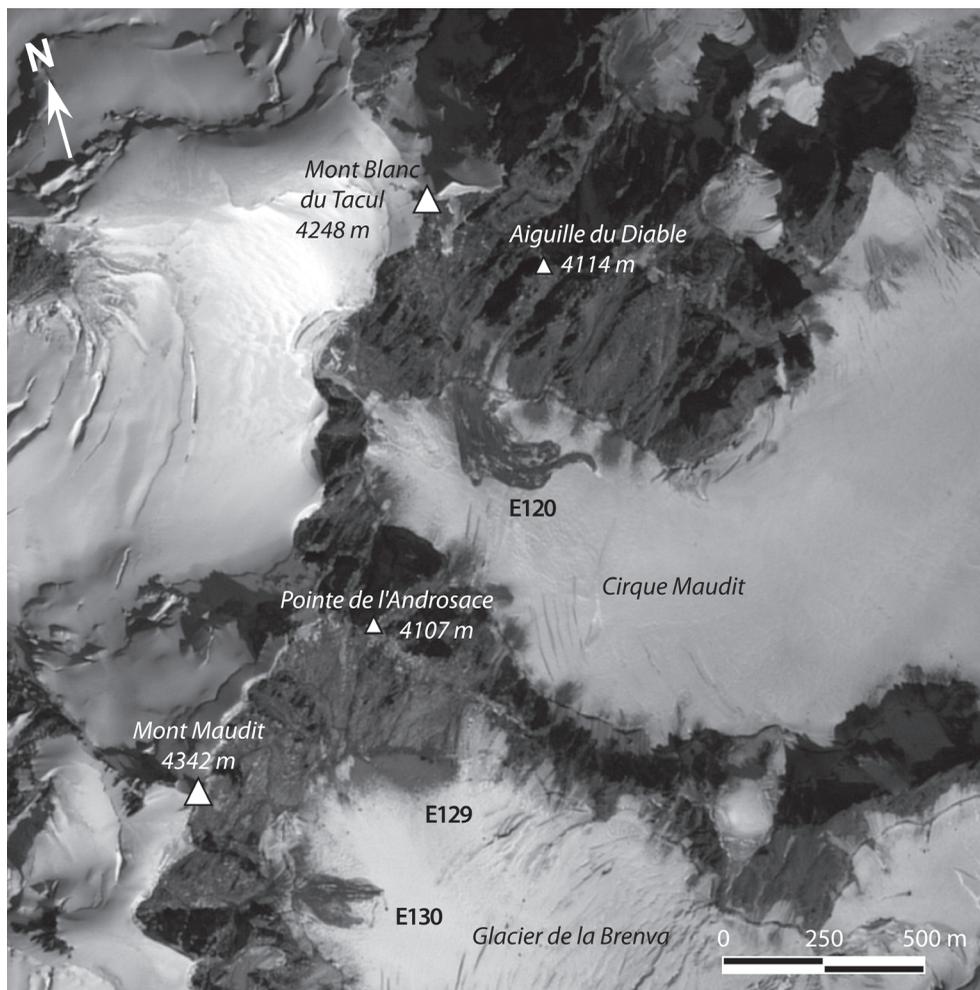


Fig. 3 : Détail de l'image satellite SPOT-5 051/257 : Cirque Maudit et bassin supérieure du Glacier de la Brenva. Trois dépôts importants (E120, E129 et E130) y sont visibles.

Enfin, la présence éventuelle de permafrost a été déterminée à partir d'un modèle de distribution de la température annuelle moyenne à la surface du sol (TAMSS), établi à partir de données météorologiques suisses de la période 1982-2002 (Gruber et al., 2004b). Du fait des biais de ce modèle, seul un indice de probabilité d'occurrence du permafrost dans les secteurs affectés est proposé : le permafrost est jugé improbable, possible et probable lorsque la TAMSS est, respectivement,  $> 0^{\circ}\text{C}$ , comprise entre  $0^{\circ}\text{C}$  et  $-1^{\circ}\text{C}$ , et  $< -1^{\circ}\text{C}$  (Ravanel et al., 2010).

Deux limites ont contraint la réalisation de l'inventaire : (i) l'extension importante des glaciers noirs, sur lesquels il est difficile de distinguer d'éventuels dépôts d'éroulement récents du reste de la couverture détritique supraglaciaire; (ii) l'heure d'acquisition de l'image (10h50 TU), qui favorise les ombres portées, en particulier au pied des faces nord. Ces deux limites peuvent se combiner localement sur le revers NW du massif (Fig. 1), d'où le recours à des travaux complémentaires pour ces secteurs. Ainsi, nous avons utilisé les travaux de Ravanel et Deline (soumis) pour le versant nord des Aiguilles de Chamonix (E166 à E177), Ravanel et Deline (2008) pour la face ouest des Drus (E180, Fig. 4), et des observations directes pour la face nord des Grands Charmoz (E178 et E179).



Fig. 4 : Éroulement dans la face ouest du Petit Dru (E180) le 08 août 2003 (photo : J.F. Hagenmuller). A noter l'aspect très sec de la face nord de l'Aiguille Verte (à gauche), qui présente d'ordinaire une large couverture glacio-nivale.

### 3. Résultats et discussion

#### 3.1. 182 éroulements documentés

Les données sur les 182 éroulements documentés (ou séries d'éroulements, car un seul dépôt peut résulter de plusieurs éroulements) peuvent être consultées à l'adresse : <http://edytem.univ-savoie.fr/ecroulements-montblanc-2003.pdf>.

Les écoulements sont répartis de manière homogène sur tout le massif (Fig. 1), avec un nombre un peu plus faible au sud du Mont Blanc (extrémité SW du massif). Le secteur le plus affecté est celui du Mont Blanc du Tacul (4'248 m), dans la partie centrale du massif. Deux autres secteurs sont également très affectés : les Aiguilles de Chamonix et l'ensemble Aiguille Verte – Droites – Courtes.

L'altitude moyenne des cicatrices d'écroulement est relativement élevée (3'430 m). La distribution des écoulements en fonction de l'altitude de la cicatrice est assez régulière (Fig. 5) : elle croît de 2'900 m jusqu'à 3'400 m d'altitude, la tranche altitudinale la plus affectée étant celle de 3'400-3'500 m, avec 37 écoulements (20 %). La courbe décroît ensuite régulièrement jusqu'à 4'000 m. Elle remonte entre 4'100 et 4'200 m, avec les deux écoulements les plus élevés : E134 (face sud du Mont Blanc de Courmayeur) et E135 (face SE de la Pointe Louis Amédée). Un seul écoulement (E120) a été déclenché entre 4'000 et 4'100 m. Enfin, hormis E173 (2'645 m), aucun écoulement n'a été recensé en dessous de 2'950 m d'altitude.

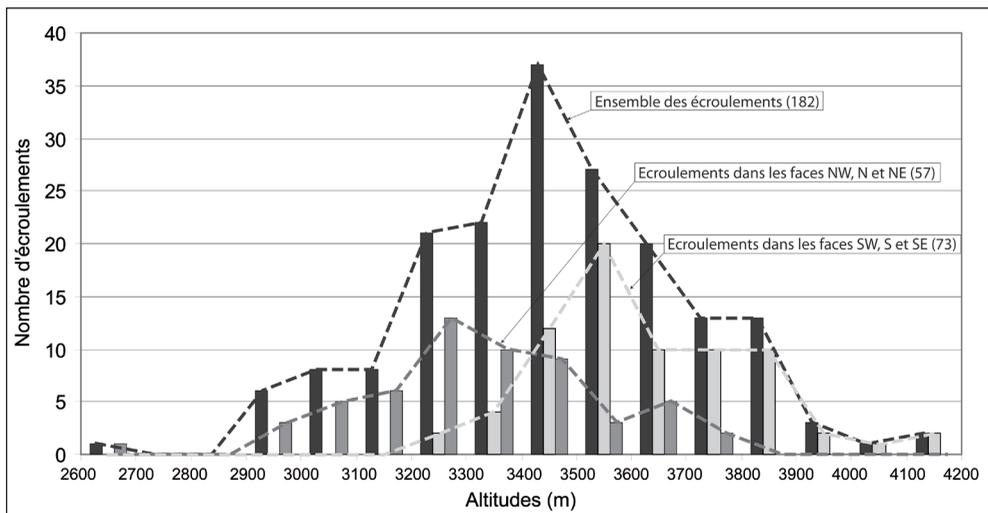


Fig. 5 : Distribution des écoulements de 2003 dans le massif du Mont Blanc en fonction de l'altitude de leur niche d'arrachement. Les trois nuances de gris permettent de distinguer cette distribution pour les 182 écoulements inventoriés, pour les 57 écoulements qui ont affecté des parois d'orientation NW à NE, et pour les 73 écoulements qui ont affecté des parois d'orientation SW à SE. 45 % des parois affectées ont une déclivité comprise entre 50 et 60° (cette classe correspondant à 33 % des parois étudiées, c'est-à-dire dont la déclivité est > 37°, dont l'altitude est > 2000 m et hors glaciers) et 28 % entre 60 et 70° (classe correspondant à 17 % des parois étudiées) (Fig. 6). Ces parois sont très majoritairement granitiques, mais les gneiss et micaschistes de la partie SW du massif sont aussi affectés, tandis que la proximité avec une faille majeure n'est pas déterminante.

Les 182 écoulements recensés sont très généralement d'un faible volume (Fig. 7). Le volume moyen est en effet de 1'800 m<sup>3</sup>, pour un volume rocheux total de 340'000 ± 100'000 m<sup>3</sup>. 65 % des écoulements ont un volume compris entre 100 et 1'000 m<sup>3</sup> (27 % entre 500 et 1'000 m<sup>3</sup>), 13 % entre 1'000 et 2'000 m<sup>3</sup>, et 18 % entre

2'000 et 10'000 m<sup>3</sup>. Seuls 6 écoulements ont un volume supérieur à 10'000 m<sup>3</sup> : E52 (face sud de l'Aiguille Verte, 13'000 m<sup>3</sup>), E170 (face nord de l'Aiguille du Midi, 13'000 m<sup>3</sup>), E39 (face nord des Courtes, 13'500 m<sup>3</sup>), E120 (face SW de l'Aiguille du Diable, 20'000 m<sup>3</sup>), E67 (face sud de la Pointe du Domino, 25'000 m<sup>3</sup>), et E172 (face ouest de l'Aiguille du Plan, 30'000 m<sup>3</sup>). La profondeur maximale des cicatrices d'arrachement, corrélée avec le volume écroulé, montre que les 182 écoulements sont pour la plupart superficiels (quelques mètres d'épaisseur).

Tous les écoulements sauf deux (E146 et E147) ont eu lieu au niveau de parois à permafrost, selon le modèle de distribution de la TAMSS.

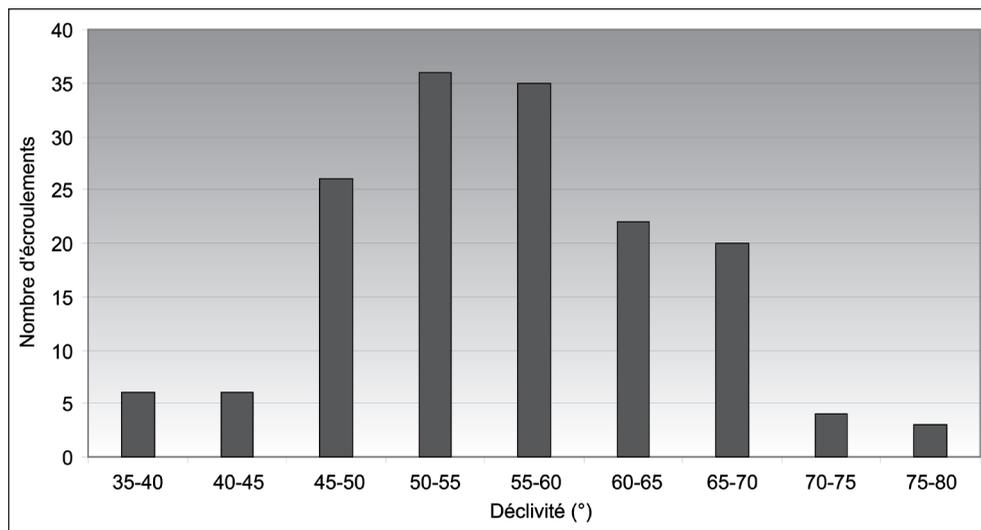


Fig. 6 : Distribution des écoulements de 2003 dans le massif du Mont Blanc en fonction de la déclivité des parois affectées.

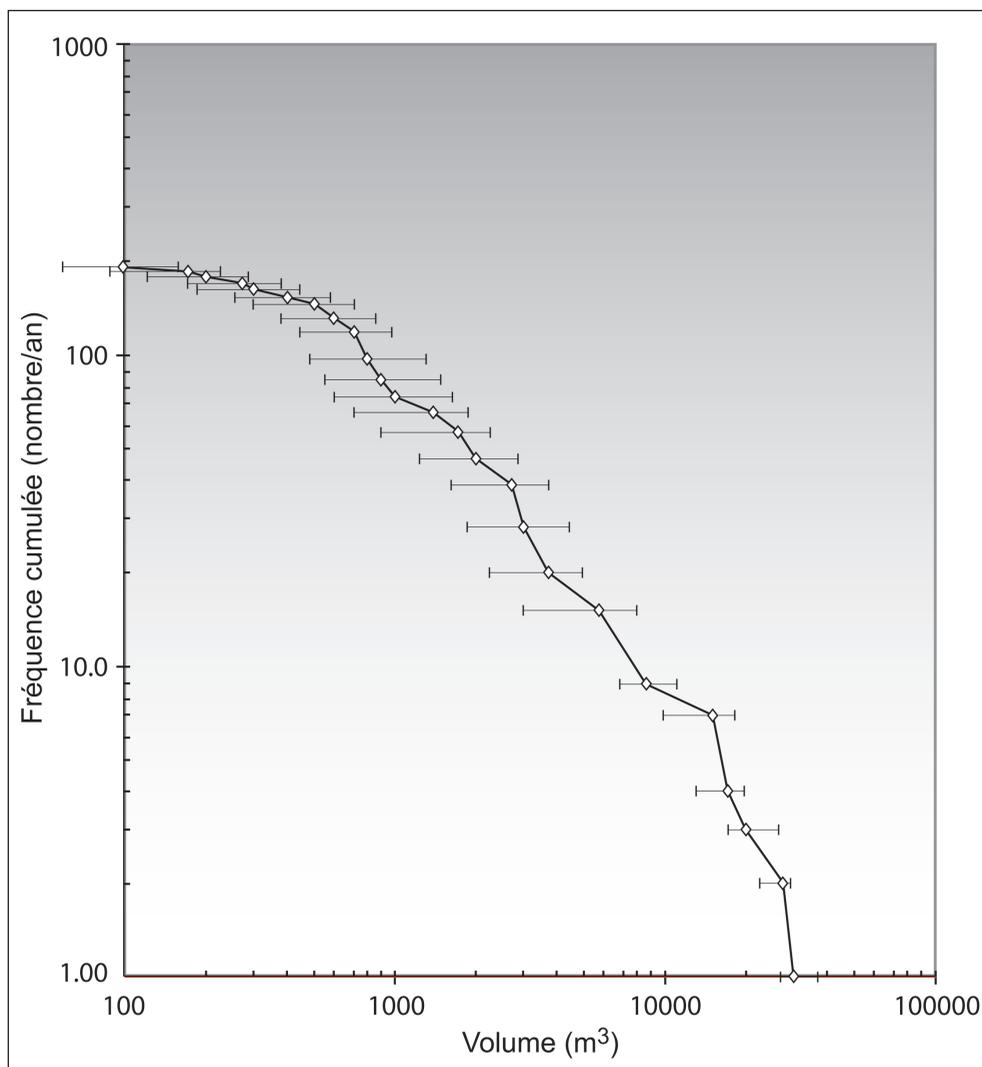


Fig. 7 : Fréquences cumulées des écoulements de 2003 dans le massif du Mont Blanc. Les volumes sont accompagnés de leur incertitude. Tous les écoulements sauf deux (E146 et E147) ont eu lieu au niveau de parois à permafrost, selon le modèle de distribution de la TAMSS.

### 3.2. Origine(s) plausible(s) du déclenchement des écoulements

Depuis 2007, un réseau d'observation des écoulements est opérationnel dans le massif du Mont Blanc, à l'exception de ses extrémités NE et SW (Ravanel et al., 2010). 45 écoulements ont été recensés en 2007, 21 en 2008 et 72 en 2009. Dans la partie du massif couverte par le réseau d'observation, 152 écoulements se sont produits en 2003 (sur le total des 182 recensés). 2003 a donc bien été exceptionnelle quant aux écoulements, ce qui est confirmé par les témoignages de guides de haute montagne dans toutes les Alpes et par plusieurs études

(Keller, 2003; Schiermeier, 2003; Gruber et al., 2004a; Vonder Mühll et al., 2007).

Aucune secousse sismique n'ayant été ressentie à Chamonix entre le 23 février 2001 et le 8 septembre 2005, la sismicité comme facteur déclenchant peut être exclue. Les précipitations, qui peuvent déclencher des écroulements par augmentation de la pression interstitielle (Chapeau et Durville, 2005), n'ont pas atteint des valeurs exceptionnelles durant l'été 2003 à Chamonix mais n'ont pas été réduites pour autant (106,7 mm en juin, 103,8 mm en juillet, 1'39,6 mm en août, tandis que les moyennes de la période 1974-2003 pour les mêmes mois sont respectivement de 133,8 mm, 112,0 mm et 112,4 mm). Par contre, elles ont été concentrées lors d'orages, tandis que la pluviométrie n'est mesurée qu'en fond de vallée (station de Chamonix-Le Bouchet, 1'040 m d'alt.). Si l'occurrence des précipitations orageuses ne peut expliquer qu'incomplètement la grande fréquence des écroulements de 2003, la pression interstitielle dans la roche a néanmoins été accrue dans un grand nombre de secteurs, comme le suggèrent les très nombreux écoulements d'eau sortant de fissures et observés jusque très haut en altitude (galeries sommitales de l'Aiguille du Midi et surplombs de son pilastre SE, face ouest des Drus, piliers est du Mont Blanc du Tacul, piliers du Brouillard, etc.). Compte tenu des secteurs où ils ont été observés (faces et aiguilles rocheuses), ces écoulements ne provenaient ni des précipitations – ils ont été observés y compris pendant des périodes sans précipitations, alors que la raideur des secteurs limitait le stockage d'eau précipitée – ni de la fusion d'une couverture glacio-nivale, quasi-absente. Ces écoulements ne pouvaient donc résulter que de la fusion de la glace présente dans les fractures de la roche, ce que d'autres observations ont confirmé (Gruber et Haeberli, 2007). De plus, de la glace ou de l'eau ruisselante a pu être observée dans de nombreuses cicatrices d'arrachement du massif (par exemple : E30, E67, E82, E105, E114, E120, E163). Ces éléments confortent des observations antérieures (Dramis et al., 1995; Deline, 2001; Haeberli et al., 2003; Noetzli et al., 2003), qui suggèrent que la dégradation du permafrost induite par le réchauffement climatique est un important facteur d'instabilité des parois de haute montagne.

L'année 2003 fut très défavorable au permafrost dans le massif du Mont Blanc, avec la combinaison (i) d'un hiver 2002-2003 rapidement et assez fortement enneigé (effet d'isolation du manteau neigeux sur les pentes les moins raides, cf. Fig. 6), (ii) d'une fusion nivale très précoce et intense, et (iii) d'un été caniculaire avec des températures durablement positives jusque très haut en altitude. Au regard de ces conditions et du caractère superficiel des écroulements, ces derniers ont probablement été déclenchés par un approfondissement de la couche active par conduction de chaleur. Cet approfondissement a également dû être favorisé par l'apport de chaleur par advection associé à la circulation d'eau dans les fractures permise par la fusion de glace interstitielle et, secondairement, par les précipitations orageuses. Cet approfondissement, modélisé et mesuré, est supérieur à celui de la période 1982-2002 (Gruber et al., 2004a; Fig. 8). D'autres éléments fondent l'hypothèse de la dégradation du permafrost comme principal facteur déclencheur des écroulements de 2003 : (i) si les précipitations – par ailleurs non exceptionnelles – avaient été le principal facteur déclencheur, de nombreux écroulements auraient dû se produire en dessous de

3000 m d'altitude, ce qui n'a pas été le cas; (ii) les écroulements ont affecté des secteurs à permafrost; (iii) certains se sont produits au-dessus de 4'000 m d'altitude, ce qui n'avait jamais été observé auparavant; (iv) une dissymétrie altitudinale de 300 m apparaît entre les faces nord et sud affectées (Fig. 5), ce qui est conforme avec les modèles de distribution du permafrost (Noetzli et al., 2007). Toutefois, contrairement à d'autres études (Gruber et al., 2004a; Vonder Mühl et al., 2007), les écroulements en face nord n'ont pas été prédominants dans le massif.

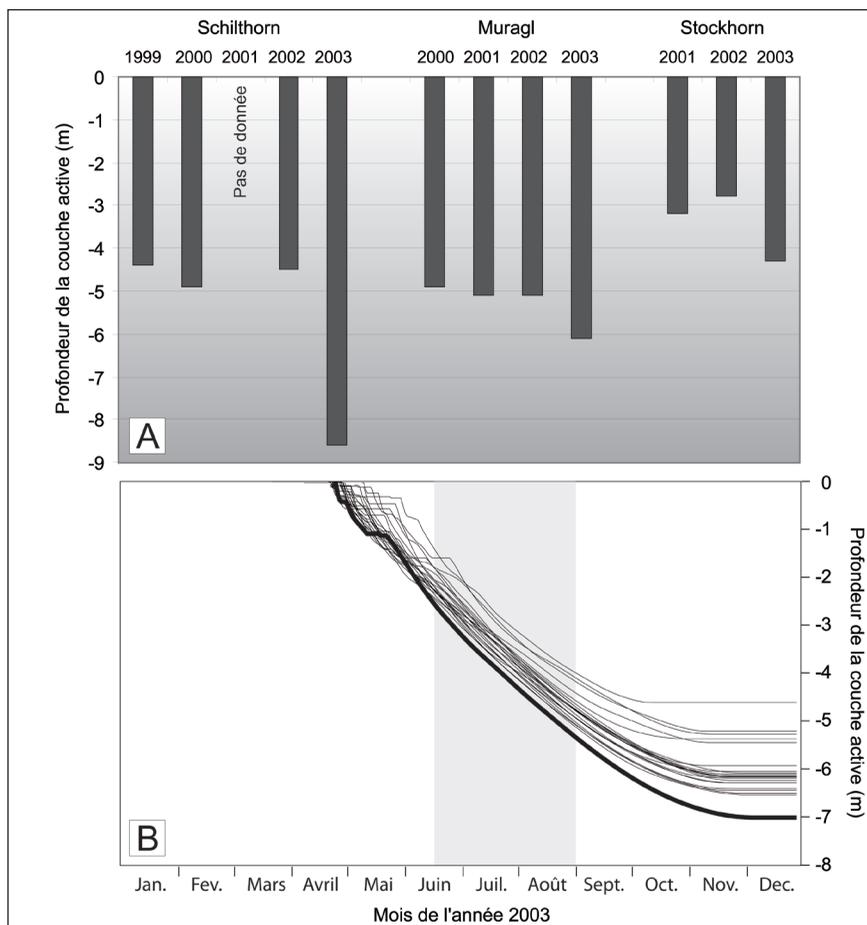


Fig. 8 : Épaisseur de la couche active du permafrost en 2003. A : Evolution de l'épaisseur maximale de la couche active dans trois forages des Alpes suisses du réseau PERMOS (Vonder Mühl et al., 2007). Schilthorn (Oberland bernois) : crête rocheuse, 2'940 m (date d'enregistrement en 2003 : 05/11) ; Muragl (Haute Engadine) : glacier rocheux, 2'539 m (29/08/2003) ; Stockhorn (Mattertal) : 3'410 m, crête rocheuse (03/10/2003). B : Modèle d'approfondissement de la couche active du permafrost pour une paroi rocheuse située à 3'000 m d'altitude en exposition nord (traits fins : 1982 à 2002 ; trait épais : 2003 ; Gruber et al., 2004a).

Cet approfondissement de la couche active s'est accompagné en 2003 d'une forte régression de la couverture glacio-nivale sur de très nombreuses parois (Ravanel et

Deline, soumis; Fig. 4), à l'image de la plupart des glaciers (Zemp et al., 2006). Outre le fait qu'elle a favorisé le détachement mécanique de blocs rocheux enchâssés dans la glace de certains secteurs (par exemple dans les couloirs), cette régression s'est probablement accompagnée d'un dégel de la roche à proximité de la surface (formation d'une couche active), avec déclenchement de petits écroulements.

## 4. Conclusion

182 écroulements d'un volume compris entre 100 et 30'000 m<sup>3</sup> (volume total écroulé : 340'000 ± 100'000 m<sup>3</sup>) ont pu être recensés dans le massif du Mont Blanc en 2003. Leur analyse suggère que :

- la morphodynamique des parois de haute montagne pendant l'été 2003 a été sans précédent dans la période récente ;
- la plupart des écroulements de 2003 sont probablement liés à la dégradation du permafrost par approfondissement de sa couche active ;
- l'eau provenant de la fusion de glace interstitielle ou des précipitations orageuses a probablement concouru à cette dégradation (apport de chaleur par advection) et au déclenchement d'une partie des écroulements recensés (augmentation de la pression interstitielle) ;
- la régression de la couverture glacio-nivale sur de nombreuses parois a probablement été à l'origine de petits écroulements (détachement mécanique, dégel de la roche à proximité de la surface).

Le risque élevé qui résulte de la combinaison de la forte vulnérabilité qui caractérise la haute montagne alpine (flux d'alpinistes, refuges, remontées mécaniques) et de l'évolution actuelle de l'aléa écroulement doit être pris en compte. Dans le massif du Mont Blanc, l'un des plus fréquentés au monde, une douzaine d'infrastructures sont ainsi exposées au risque d'écroulement rocheux, tandis que les vallées y sont exposées par les événements exceptionnels. Dans le contexte d'un réchauffement climatique dont l'impact dans les Alpes devrait continuer à être plus marqué qu'à l'échelle planétaire (Haerberli et Beniston, 1998), l'été 2003 et son impact sur la haute montagne alpine doivent être perçus comme la première manifestation d'une relation dont les effets sont appelés à devenir plus fréquents et plus intenses ces prochaines décennies, à des altitudes de plus en plus élevées.

## Bibliographie

- Antoine, P., Féraud, J. et Poulain, P.-A. (1978). *Carte géologique de la France à 1/50000 et notice explicative, feuille du Mont Blanc, n° 704*. Orléans : BRGM.
- Ayrton, S., Barféty, J.-C., Bellière, J., Gubler, Y. et Jemelin, L. (1987). *Carte géologique de la France à 1/50000 et notice explicative, feuille de Chamonix, n° 680*. Orléans : BRGM.
- Beniston, M. (2004). The 2003 heat wave in Europe. A shape of things to come? *Geophysical Research Letters*, 31 : 2022-2026.

- Casty, C., Wanner, H., Luterbacher, J., Esper, J. et Böhm, R. (2005). Temperature and precipitation variability in the European Alps since 1500. *International Journal of Climatology*, 25 : 1855-1880.
- Chapeau, C. et Durville, J.-L. (2005). L'eau et les risques de glissements de terrain. *Géosciences*, 2 : 72-79.
- Corbin, P. et Oulianoff, N. (1926). Recherches tectoniques dans la partie centrale du massif du Mont Blanc. *Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles*, 217 : 101-114.
- Deline, P. (2001). Recent Brenva rock avalanches (Valley of Aosta): new chapter in an old story ?, *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, supplemento 5 : 55-63.
- Dramis, F., Govi, M., Guglielmin, M. et Mortara, G. (1995). Mountain permafrost and slope instability in the Italian Alps: the Val Pola landslide. *Permafrost and Periglacial Processes*, 6(1) : 73-82.
- Gruber, S. et Haeberli, W. (2007). Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical Research*, 112 : F02S18.
- Gruber, S., Hoelzle, M. et Haeberli, W. (2004a). Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003. *Geophysical Research Letter*, 31 : L13504.
- Gruber, S., Hoelze, M. et Haeberli, W. (2004b). **Rock wall temperatures in the Alps: modeling their topographic distribution and regional differences.** *Permafrost and Periglacial Processes*, 15(3) : 299-307.
- Haeberli, W. et Beniston, M. (1998). Climate change and its impacts on glaciers and permafrost in the Alps. *Ambio*, 27(4) : 258-265.
- Haeberli, W., Huggel, C., Käab, A., Polkvoj, A., Zotikov, I. et Osokin, N. (2003). Permafrost conditions in the starting zone of the Kolka-Karmadon rock/ice slide of 20 September 2002 in North Osetia (Russian Caucasus). In: *8<sup>th</sup> International Conference on Permafrost, Zurich, Switzerland, Extended abstracts*, 49-50.
- Keller, F. (2003). Kurzbericht ueber die Steinschlagereignisse im heissen Sommer 2003 im Bergell (project report on rock fall 2003 to the Kanton Graubunden). *Report, Institute für Tourismus, und Landschaft, Academia Engiadina, Samedan*, 332-336.
- Mennessier, G., Carne, F., Bellière, J., Dhellemes, R., Antoine, P., Dabrowski, H. et Meloux, J. (1977). *Carte géologique de la France à 1/50000 et notice explicative, feuille de St-Gervais-les-Bains, n° 703*. Orléans : BRGM.
- Noetzli, J., Hoelzle, M. et Haeberli, W. (2003). Mountain permafrost and recent Alpine rock-fall events: a GIS-based approach to determine critical factors. In: *Proceedings of the 8<sup>th</sup> International Conference on Permafrost 2003, Zurich, Switzerland*, 827-832.
- Noetzli, J., Gruber, S., Kohl, T., Salzmann, N., Haeberli, W. (2007). **Three-dimensional distribution and evolution of permafrost temperatures in idealized high-mountain topography.** *Journal of Geophysical Research*, 112 : F02S13.
- Ravanel, L. et Deline, P. (2008). La face ouest des Drus (massif du Mont Blanc) : évolution de l'instabilité d'une paroi rocheuse dans la haute montagne alpine depuis la fin du Petit Age Glaciaire. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4 : 261-272.

- Ravanel, L. et Deline, P. (soumis). Climatically-driven rockfalls in high-Alpine steep rockwalls: the North side of the Aiguilles de Chamonix (Mont Blanc massif) since the end of the Little Ice Age. *The Holocene*.
- Ravanel, L., Allignol, F., Deline, P. et Ravello, M. (2010). Rock falls in the Mont Blanc massif in 2007 and 2008. *Landslides*, 7 : 493-501.
- Rossi, M., Roland, Y., Vidal, O., et Cox, F. (2005). Geochemical variations and element transfer during shear-zone development and related episyenites at middle crust depths: insights from the Mont Blanc granite (French-Italian Alps). In : D. Bruhn et L. Burlini (Eds.). *High strain zones: structure and physical properties* (pp. 373-396). Geol. Soc. Lond. Spec. Pub., 245.
- Schär, C., Vidale, P.L., Luthi, D., Frei, C., Haberli, C., Liniger, M.A., Appenzeller, C. (2004). The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. *Nature*, 427 : 332-336.
- Schiermeier, Q. (2003). Alpine thaw breaks ice over permafrost's role. *Nature*, 424 : 712.
- Vonder Mühl, D., Noetzli, J., Roer, I., Makowski, K. et Delaloye, R. (2007). *Permafrost in Switzerland 2002/2003 and 2003/2004*. Glaciological Report Permafrost n° 4/5 of the Cryospheric Commission of the Swiss Academy of Sciences, University of Zurich. 106 pp.
- Zemp, M., Haeberli, W., Hoelzle, M., Paul, F. (2006). Alpine glaciers to disappear within decades? *Geophysical Research Letters*, 33(13) : L13504.



# Debris-flow monitoring and debris-flow runout modelling before and after construction of mitigation measures : an example from an instable zone in the Southern Swiss Alps

Christoph Graf  
Brian W. McArdell

WSL Swiss Federal Research Institute  
Zürcherstrasse 111  
CH - Birmensdorf

E-mail:  
[christoph.graf@wsl.ch](mailto:christoph.graf@wsl.ch)

In Lambiel C., Reynard E. et Scapozza C. (Eds) (2011). *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie*, 3-5 septembre 2009, Olivone (Géovisions n° 36). Institut de géographie, Université de Lausanne.



## Abstract

Recent changes in the source area of an active rock avalanche catchment near Preonzo, Switzerland, resulted in an unanticipated change in the flow path of the debris flow torrent which bypassed existing mitigation structures, including a large retention basin. Two new debris flow deflection dams were built in 2007 in the transit area to re-direct future debris flows back into the old channel and the existing debris flow retention basin. The torrent is monitored by an automated debris-flow observation station providing information on velocities and flow depths of the flow processes. Due to the recent changes, the station was moved to the new channel and successfully recorded several debris-flow events. Using the RAMMS (Rapid Mass Movements) simulation software, which describes the flow of debris using the 2D shallow water equations and a Voellmy relationship for the flow friction, we describe simulations where we evaluate the effectiveness of the new deflection dams. First the model was calibrated using data from an event in 2004, then the dams were incorporated into the topography using the RAMMS model, and finally the model was run over the new topography using data from an event that occurred in 2007. Results indicate that the new deflection dams will function as intended for debris flows of up to about the same size as the event in 2004. This was confirmed by recent events of similar magnitude.

## 1. Introduction

Debris flows are destructive and fast flowing mass movements in mountain regions. For their formation, steep terrain, loose rock material and abundant water are needed. They happen infrequently and often unanticipated. Even small events can endanger people and damage infrastructure (Sidle and Ochiai, 2006). Debris flows show a wide variability in their flow properties depending on, for example, the triggering mechanism, available material and water input. The debris flows considered in this paper are of granular type (Pierson, 1986). The catchment is monitored by an automated debris-flow observation station by the Swiss Federal Research Institute WSL since 2002.

Debris flow monitoring provides important information for both modelling and warning (Itakura et al., 2005). Many systems have been developed worldwide and are in use for scientific or practical applications. Debris flow warning systems typically announce the detection of an event based on the exceedance of threshold values such as flow stage or discharge, or ground vibration (e.g. Badoux et al., 2009 ; Graf et al., 2007). Many sensors and methods have been developed and are in operation. Comparative studies lead to improvements in the reliability of debris-flow detection, which can then be used in an integrated system, which also ideally would incorporate preventative measures. One important goal is to develop a reliable and robust system, which can be adapted to any torrent to supplement preventative and other countermeasures (e.g. Itakura et al., 2005). The main parameters measured are the characteristics of the flow such as front velocity and flow depth. Out of this information timing and discharge of an event can be estimated. Imaging equipment is often used to independently evaluate and verify the data and differentiate among the

various types of debris-flow events. One other important aspect of debris-flow monitoring is temporally high resolution information on precipitation to assess the triggering mechanism. Finally, recording and observing the general geomorphological state of the catchment area and the torrential system helps to interpret the event history and detect new trends.

Real event data describing the flow behaviour and characteristics of the moving mass in a catchment are normally not available. Therefore automated measuring systems need to be installed which are triggered in case of an event. It makes sense to install monitoring systems only in debris-flow torrents where one can expect elevated debris-flow activity or where local information is absolutely needed. For other catchments analogy approaches may help to derive characteristic parameter sets.

Numerical runout simulation models provide valuable information on potential impacts of future events (e.g. scenarios) and help to optimize the design of planned or existing mitigation measures (Rickenmann et al., 2006). The parameters obtained from debris-flow measurements can be used to calibrate a numerical runout model to help creating a hazard map and designing various types of control structures to mitigate the hazards. They show potential flow paths, runout distances and expected values for flow depth, velocity and impact forces on structures. Because the debris flow process is complex and many details are not yet fully understood, many existing simulation models use a single-phase approach to describe the frictional behaviour of the flowing debris. They thereby simplify the real mixture of water and solid material consisting of a wide range of different grain sizes. The simulation results need to be carefully evaluated and should be compared with existing field data, taking into account the variety of flow types observed in nature.

In this paper we performed post-event simulations of a mid-size debris-flow event originating from an active rock avalanche zone in the southern part of Switzerland, taking into account structural measures realized after this event and interpretation of field data but without the use of extensive studies. Newer event data were used to evaluate if the new structures are capable of performing as designed. This example shows the wide range of applied debris-flow research from monitoring to the event evaluation and runout prediction.

## 2. Field site

The Frana di Roscero is located in the Riviera valley in the southern Swiss Alps near Preonzo, Canton of Ticino (Fig. 1). It is an active rock avalanche and rock fall catchment producing also debris flows. Recent events took place in the last two decades due to ongoing cracking and rock deformation in the upper area of the steep slope. Situated in the valley bottom is the industrial area Sgrussa. The village of Preonzo is not endangered by the recent developments.

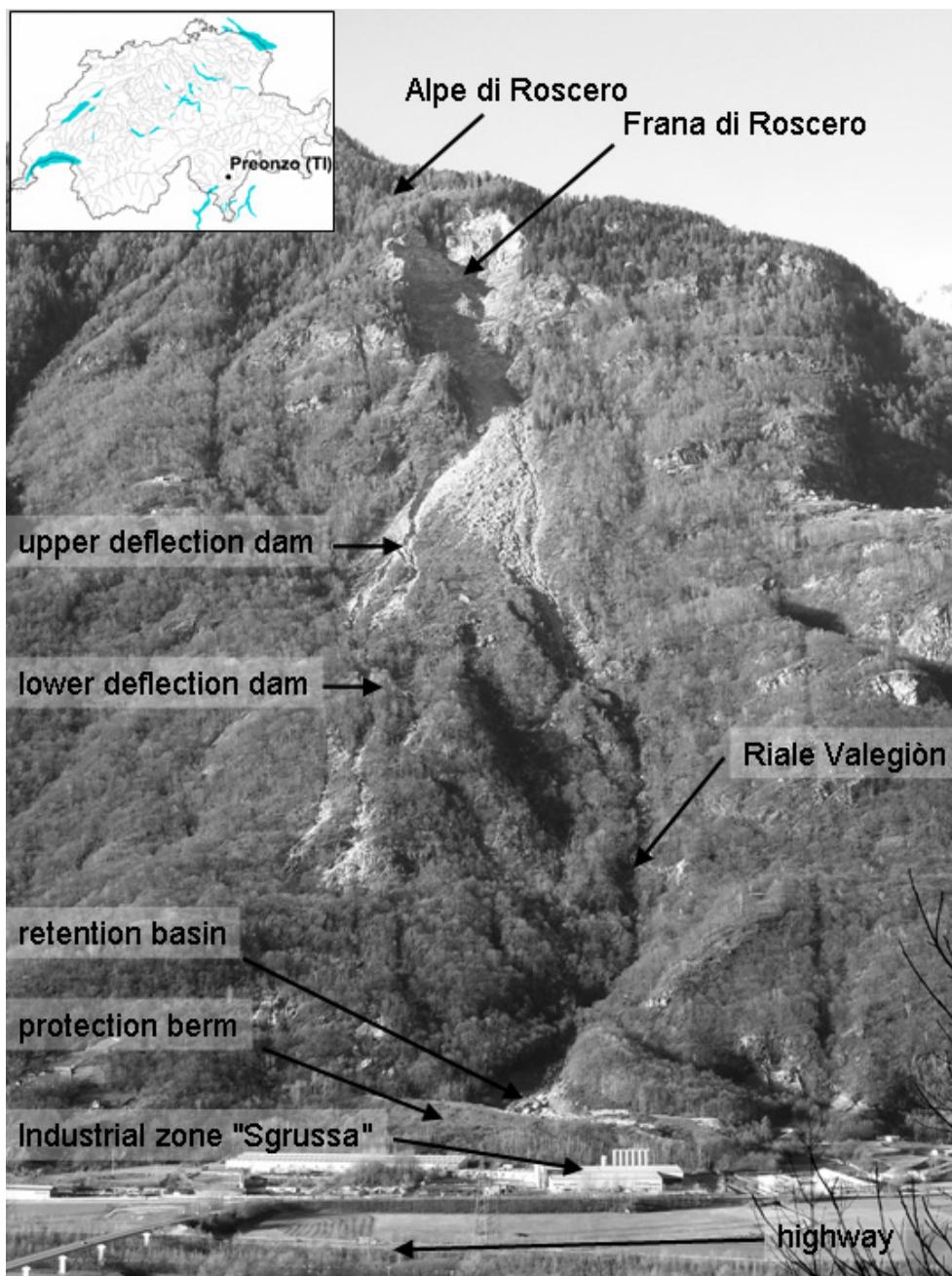


Fig. 1 : Study site (situation end of 2007) showing the Riale Valegion, Frana di Roscero with rock avalanche deposition cone and new channel system with the two deflection dams. In the valley bottom, the industrial zone "Sgrussa" is protected by a retention basin with a tall berm. Towards the middle of the valley bottom, the highway and the river Ticino is situated.

Alpe di Roscero above the active rock avalanche catchment is part of the Penninic Simano nappe. Lithologic units consist of upper amphibolite gneisses, augengneisses, banded gneisses and a lower schist unit with foliation and contacts striking WSW and dipping  $\sim 25^\circ$  into the slope (Fig. 2). Three steeply dipping fracture sets are present in the rock mass, two striking parallel to slope while the remaining cuts these perpendicularly (see Willenberg et al., 2009 for illustrations and more details). All observed discontinuities are kinematically in favour of stability. Although ongoing slope monitoring shows displacement at the toe of slope and tension crack at the head of the slope opening at a constant rate. The presence of active springs at the contact with the low permeability schist layer suggests hydraulic connectivity between upper and lower units through permeability in the fracture network.

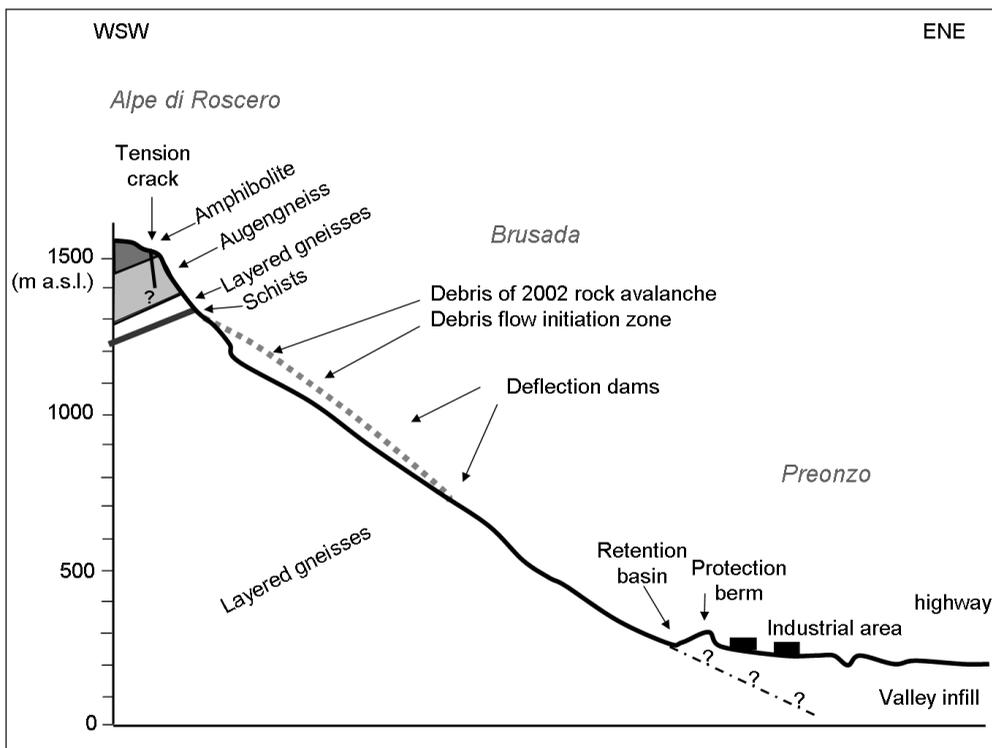


Fig. 2 : Geological cross-section slope along the Valegion channel (adapted from Willenberg et al., 2009).

An analysis of the unstable rock mass in the uppermost part of the slope (roughly between 1'200 and 1'500 m a.s.l.) based on these observations was conducted (Willenberg et al., 2009). They postulate that failure is initiated along the weak schist layer at the toe of the rock slope. This leads to progressive yielding in shear in the upper units, which eventually localises strain to form a rupture surface. Slope movements then result in extensional strain and tension failure in the head of the slope. Based on this model, with rupture plane extending down to the basal schist layer, an unstable volume between 260'000 m<sup>3</sup> and 680'000 m<sup>3</sup> was estimated and used as input volumes for a rock-avalanche runout analysis.

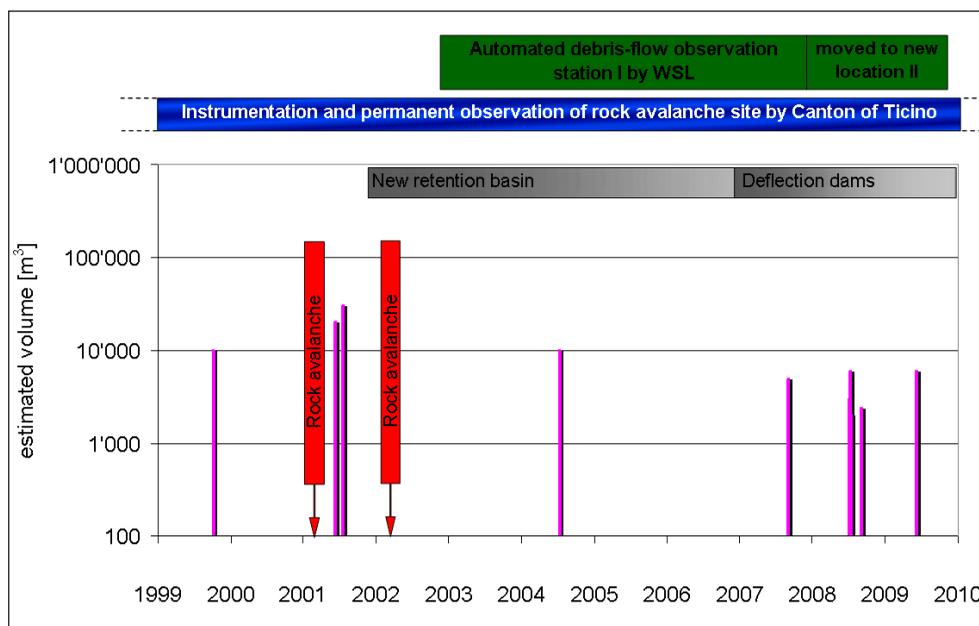


Fig. 3 : Debris flow and rock avalanche events in the last decade in the Frana di Roscero site. Construction times of the retention basin with a tall berm and the two deflection dams is indicated. The time period of observation of rock avalanche site (by the Canton of Ticino) and debris flow torrent (WSL) is also mentioned.

The Frana (= slide or rock avalanche) di Roscero drains into the Riale (= creek) Valegion south of the village Preonzo (Fig. 1, Fig. 4). The site has a long history of rock slope failures. In 1760, a large rock slide from the area of the Alpe di Roscero is believed to have destroyed parts of the village Preonzo (Loew et al., 2006). Sgrussa, the name of the locality of the industrial zone means "cairn" or "accumulation of boulders and stones". During the construction of the highway located in the middle of the valley 400 m from the foot of the slope (Fig. 2), boulders have been encountered, and are inferred to have originated from this rockslide. Since 1991, ongoing slope activity has been monitored across a large open tension crack at the top of Alpe di Roscero. The mobilization of this unstable zone in the upper catchment caused several debris flows. After the disastrous debris-flow events in 2001 (Fig. 3) a protection berm and a new retention basin with a capacity of 70'000 m<sup>3</sup> was constructed in 2002, replacing the older and smaller one from the 1990's. In May 2002 a new rock avalanche of about 150'000 m<sup>3</sup> occurred after a heavy rainfall and deposited new loose material, consisting of large blocks in the debris flow source area in the upper catchment. This intermediate cone is expected to move down to the valley bottom in the form of small to mid-size debris flows, as has been observed previously. However the large addition of new debris flow activity in the source area modified the channel network, resulting in a re-direction of the channel into an adjacent channel, located south of the main torrent channel, which bypasses the existing mitigation structures (Fig. 4). The former creek has been reported to be mostly dry since 2003. From summer 2004 on, rock fall activity and debris flows mostly follow

the new channel network resulting in affected areas south of the retention basin. To anticipate similar or perhaps larger damages than caused by that flow, two additional deflection dams were constructed near the debris flow initiation area in spring 2007. These deflection dams control the water runoff and force the channel to return to the Riale Valegion and the existing retention basin (Fig. 1, Fig. 4).

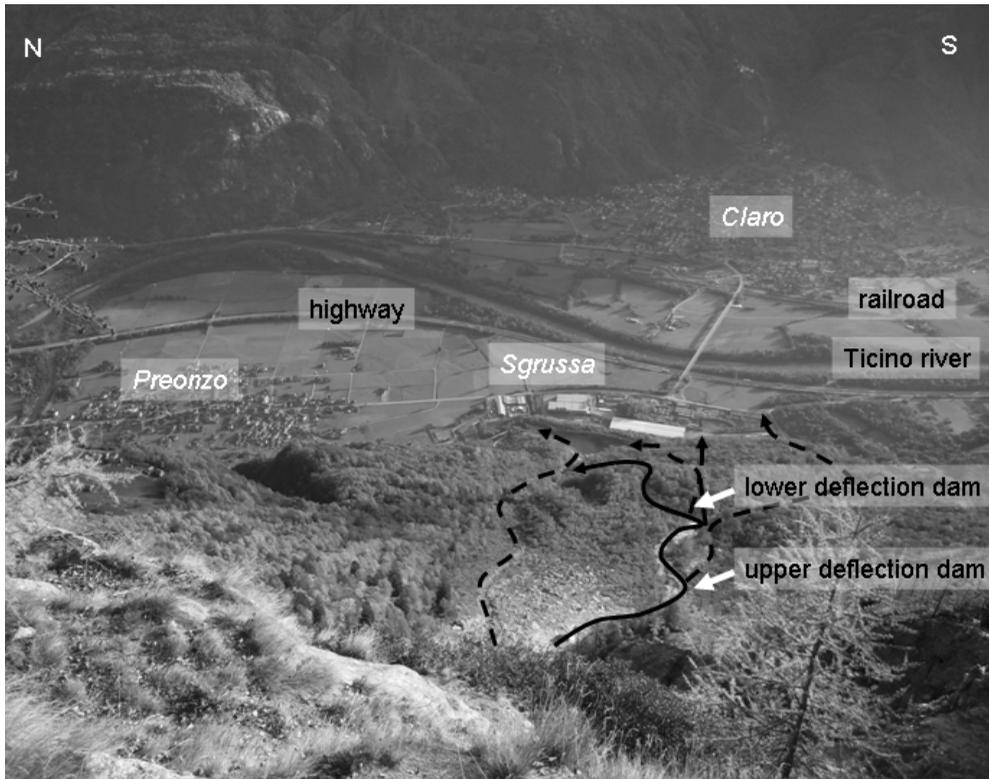


Fig. 4 : View from the Alpe di Roscero into the valley bottom. The industrial zone "Sgrussa" is located in the deposition zone of mass movements. The two villages Preonzo and Claro are not endangered by these processes. In the North, the dashed line indicates the Valegion channel. In the South, the dashed line indicates the flow path from 2004 - 2007 (without mitigation measures). The solid line shows the actual debris-flow channel.

Another 700'000 m<sup>3</sup> of potential debris is present in the rock-avalanche initiation zone, and because this mass is actively moving, it must be accounted for in the future. The rock avalanche site is instrumented and has been continuously observed by the forestry service of the Canton of Ticino since 1997. The first system was destroyed during the 2002 event and was replaced by a new one based on geodetic survey and completed with extensometers and geophones serving now as a warning system.

The debris-flow triggering mechanism in Preonzo is mainly linked to rainfall. Mean annual rainfall reaches 1'600–1'800 mm/a in the upper catchment (Cotti et al, 1990).

Rainfall events with high intensities but short duration happen frequently (Pedrozzi, 2004). Highest precipitation rates on the order of 220 mm/d originate from typical weather conditions with wind direction southwest in spring and autumn. During summer local thunderstorms are predominant. Winter is normally the driest season. Debris flows can occur from May to the end of October.

### 3. Monitoring

Monitoring debris-flow torrents is essential to prevent and mitigate the related hazards. A number of monitoring devices and methods have been developed (Itakura et al., 2005). Since 2002 the WSL has maintained an automated debris-flow observation station in the Riale Valediòn using geophones for estimating front velocity, a radar sensor to measure flow depth and two video cameras for visual control. Geophones are normally mounted on bedrock or large boulders. They are always in contact with the flow and the arrival of a debris flow can be accurately determined as the boulders at the front of a debris flow roll or slide over and activate the geophones. The analog signal from the geophones is digitized at the geophone itself for filtering and to reduce the data volume. The number of impulses per second and their duration is extracted from the analog signal, with an impulse defined here as the output voltage exceeding an empirically determined threshold. A debris flow is detected if the geophone signal indicates more than a predefined number of impulses in each second for more than several seconds. The radar sensor has a built-in smoothing algorithm that provides a stable signal under conditions of rapidly changing flow depth or splashing on the surface of the flow. The signal is delayed by a few seconds and changes in surface elevation are smoothed in comparison with laser sensors but still accurate (radar sensors also measure a larger area of the bed in comparison with laser sensors, typically resulting in more stable signals). The device is located at a cross section where the bed elevation does not change significantly during an event. Communication and data collection uses the public GSM network. Data are locally stored on a data logger and transferred daily or immediately after an event. Additionally, rainfall is measured with a time interval of one hour at the top of the catchment.

The debris-flow monitoring station in Preonzo also serves as an extension of the cantonal monitoring system for the rockslide as well as providing data for debris flow research. The location on the south side of the Alps in a different geological and meteorological environment and in a small but very active catchment provides an opportunity to evaluate debris-flow behaviour under different conditions than the other stations in Switzerland (Huerlimann et al., 2003).

Because of the new conditions, described earlier, the observation station was moved to the active channel system after construction of the two deflection dams, using the same instrument setup as for the first station in spring 2008. A trigger geophone was mounted at a large boulder close to the active channel at the lower end of the intermediate deposition zone, below the upper deflection dam (Fig. 4). The main part of the monitoring station was installed at the lower deflection dam with one geophone at the upper end and one at the lower end of the dam to derive informa-

tion of the local front velocity. The flow depth measuring takes place in the central part of the 60 m long lateral dam where a video camera is also installed with a view of the channel along the dam (Fig. 5).



Fig. 5 : Main part of the automated debris-flow monitoring station (2008 - 2009) at the lower 60 m long deflection dam. Two geophones at the upper and lower end of the dam provide information on local front velocities, a radar sensor measures the local flow depth and a video camera in uphill direction captures images of the flow. Data are stored locally and daily transferred by GSM to WSL.

Data on debris-flow volumes of former events (estimated by a local geologist) are summarized in Table 1. These events reached the old (small) retention basin and caused damage in the industrial zone. Magnitude is indicated using S (small), M (mid-size), L (large). A magnitude-frequency relationship for debris flows could not be established due to changes in the supply of sediment and the relatively small number of debris flows. The limiting factor for debris-flow formation in Preonzo is the catchment size and the resulting limited availability of water while there is no limitation in available loose material.

date	total volume	size
04.10.1999	10'000 m <sup>3</sup>	S
09.06.2001	20'000 m <sup>3</sup>	M
15.07.2001	30'000 m <sup>3</sup>	L

Tab. 1 : Debris-flow events in Preonzo not measured by automated monitoring station. Magnitude is characterised by indication of size using S for small event to L for large event. The volumes may be overestimated (source: local geologist).

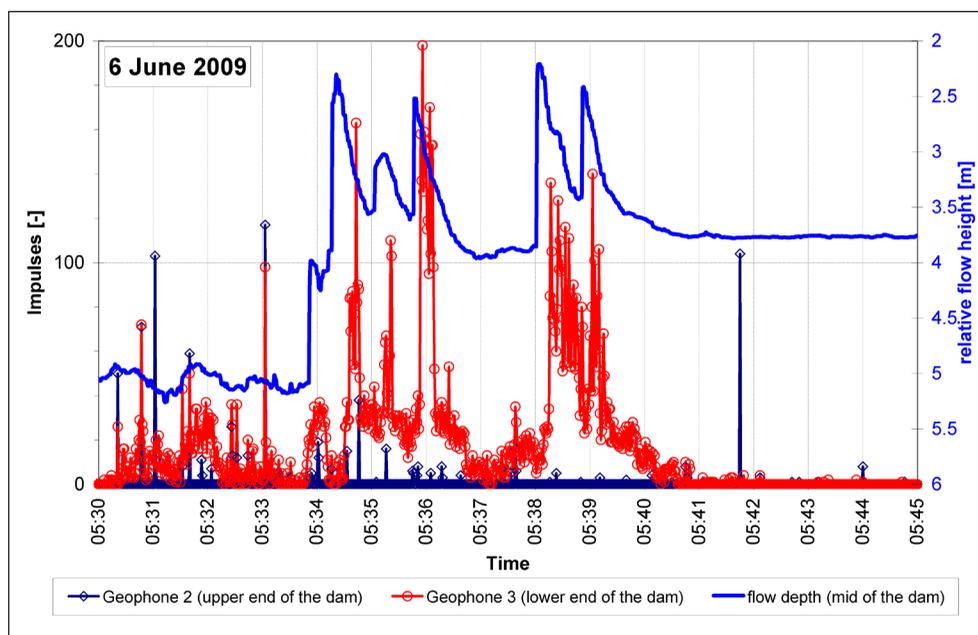


Fig. 6 : Debris flow event on 6 June 2009. The graph shows the first of three debris-flow events with several surges. The geophone on the top of the dam is less sensitive than the one at the end of the dam. Local velocities can be estimated by the travel time of the individual peaks and distance in between the sensors. Local velocities are on the order of 1.4 - 1.7 m/s and flow heights up to 2.8 m. This corresponds to a maximum discharge of 44 m<sup>3</sup>/s.

During 2008 and 2009 ten small debris-flow events were recorded (Table 2) by the automated monitoring station. They show low local front velocities in the range of 2–4 m/s at the lower deflection dam. Volumes range from a few hundred m<sup>3</sup> up to 7'000 m<sup>3</sup>, which is still small compared to the events from 1999 to 2001 and compared to the amount of available loose material in the rock avalanche deposit. Flow heights are on the order of 1 to 3 m. These heights can be controlled by the existing two deflection dams without any overtopping. Larger events with a few ten thousand m<sup>3</sup> could have flow depths over 5 m, which is a critical value for the structures.

The debris flows on June 6, 2009 are the last ones recorded by the automated monitoring station. The first of these events is also the largest one recorded in the new

channel system, showing that the two deflection dams work for smaller debris flows. Similar flow behaviour could be observed like the events in summer 2007, with different events of multiple surges during several hours within the same rainfall event. The first series of surges (Fig. 6) occurred briefly after a first increase of rainfall intensity at a cumulative rainfall of more than 60 mm (Fig. 7). The second and third event occurred at the beginning of another increase in rainfall intensity with values up to 55 mm/h. The short response time in such a small catchment seems to be typical.

date	total volume	size	remarks
01.07.2008	3'000 m <sup>3</sup>	S	5 surges
03.07.2008	600 m <sup>3</sup>	XS	4 surges
06.07.2008	1'800 m <sup>3</sup>	XS	5 surges
07.07.2008	6'000 m <sup>3</sup>	S	2 events, several surges
13.07.2008	2'000 m <sup>3</sup>	S	4 surges
03.09.2008	2'500 m <sup>3</sup>	S	4 surges
06.06.2009	7'000 m <sup>3</sup>	S	3 events, several surges

Tab. 2 : Debris-flow events in Preonzo recorded by the automated monitoring station by WSL located at the new channel system. All events are small (S) or very small (XS) compared to the ones listed in Table 1. On two dates more than one event occurred.

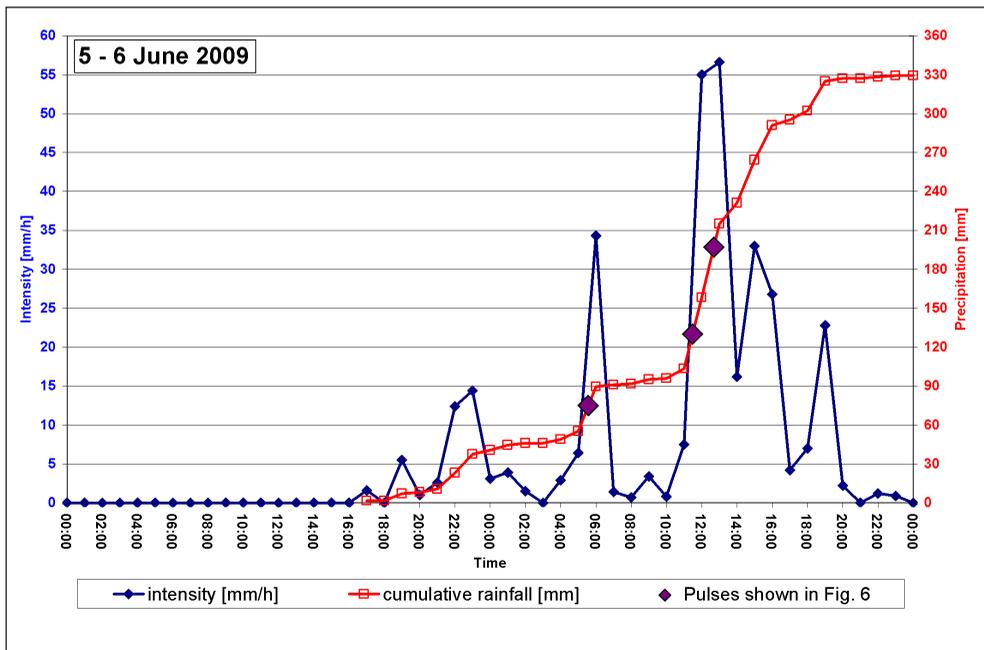


Fig. 7 : Rainfall event of 5 - 6 June 2009 with indication of debris-flow events. The first event with a series of surges (Fig. 6) with a volume of 6'000 m<sup>3</sup> was the largest, the total volume of the three events is 7'000 m<sup>3</sup> (Table 2).

## 4. Simulation

### 4.1. Runout modelling tool

RAMMS is a runout modelling system for natural hazards research and practice developed by the avalanche, debris flows and rock fall unit of WSL, Switzerland (Christen et al., 2005, Christen et al., 2008). A depth-averaged friction relation is used which describes the flow resistance as the sum of a dry Coulomb-type friction ( $\mu$ ) and a viscous resistance ( $\xi$ ) that varies with the square of the flow velocity. A finite volume scheme is used to solve the 2D shallow water equations in general three-dimensional terrain (Christen et al., 2010; WSL/SLF, 2010). In the field of natural hazards there is a strong need for process models or tools where both the process and its interaction with proposed mitigation measures can be evaluated. RAMMS allows simulation of snow avalanches, debris flows and rock falls in one tool and thus permits evaluation of the performance of mitigation structures designed also for other processes (e.g. the influence of avalanche protection dams on debris flows). The graphical user interface incorporates GIS functions to define the boundaries of the computational grid and the definition of the initiation area for debris flows.

### 4.2. Simulation parameters

The debris flow event in July 2004 was simulated using parameters estimated during a field survey one day after the event. Unfortunately the debris flow did not occur in the instrumented channel Valegion and therefore no flow parameters could be collected. The total volume was estimated at about 10'000 m<sup>3</sup>, maximal front velocities in the range of 6 to 10 m/s and maximal flow depths in the order of 2 m. Calculations were made using a high-resolution terrain model (Swisstopo, 2010), with a starting volume estimated from the field data. The digital terrain model (DTM) shows the topography after the 2004 event and contains all active channels, including those formed by the event. Accurate representation of the topography in the grid is essential to obtain a reasonable reproduction of the observed flow paths and deposition patterns (e.g. Rickenmann et al., 2006). For the two friction parameters in the Voellmy relation, no universally valid combination has been found which allow accurate simulation of all debris flows. For simulations of debris flows with RAMMS, we propose a  $\xi$ -value of 200 [m/s<sup>2</sup>] and 0.1 for  $\mu$  [-]. The coefficient  $\xi$  may be varied from 100 to 400 m/s<sup>2</sup>, and  $\mu$  from 0.1 up to 0.3 to match observations. In the areas of the two dams, the DTM was locally corresponding to the heights of the structures. Newer small debris-flow events in 2007 took place after construction of the two dams and followed the new channel, as anticipated. These events confirm that the physical design of the deflection dams is adequate; the events have also been parameterized and are used herein.

### 4.3. Results

Simulated flow paths, without taking into account structural measures, resemble the observed tracks in the field (Fig. 8a). The different deposition zones could be reproduced. Flow heights as well as frontal speed reached the values as assessed in the field. After adding the two dams to the DTM, results show the deflection to the north and to the Valegion channel which includes the retention basin. Some residual discharge to the south could be observed (Fig. 8b) and indicates that the structures could be further optimized. The small debris-flow events in 2007 did not show any flow out of the channel to the south due to their small volume. To re-direct larger flows, a third deflection dam in between or other measures at the initiation zone would be necessary.

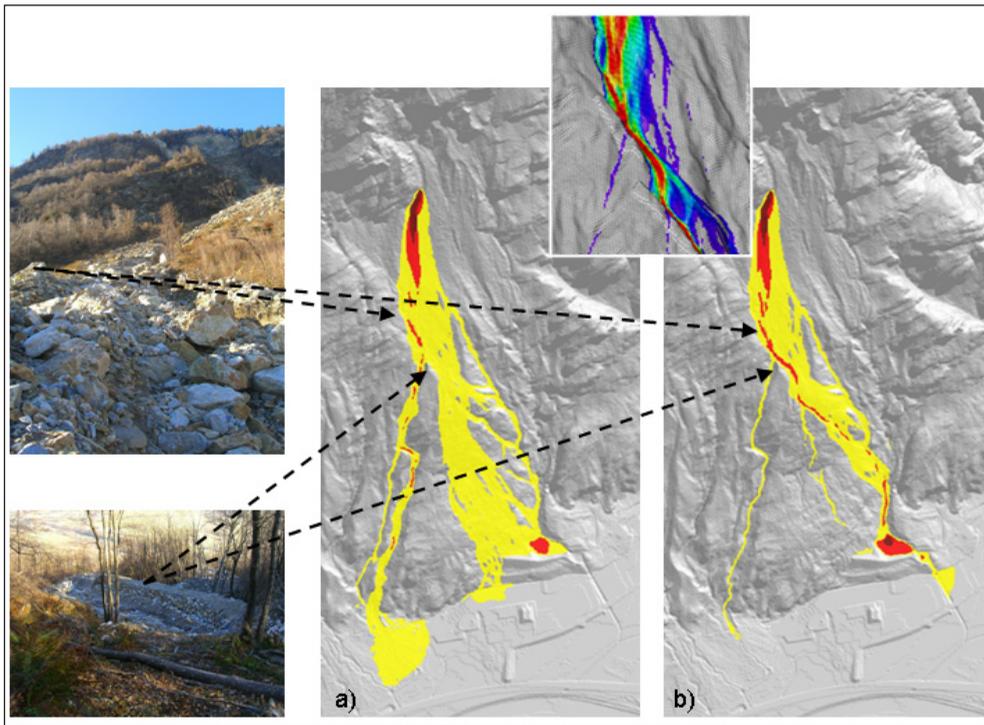


Fig. 8 : Simulated flow paths, without taking into account structural measures (left) and with the effect of the two new deflection dams (right). Note some residual discharge to the south in between the two deflection dams indicating the potentially needed third dam for larger event sizes. DTM data: DTM-AV DOM-AV © 2010 swisstopo (5704 000 000).

## 5. Discussion

After calibration, RAMMS is able to reproduce the observed flow paths and deposition patterns of the 2004 event. The estimated parameters derived from the field work after the event are confirmed by the more recent events and appear to be adequate. The location and geometry of the initiation zone is not exactly known and

had to be iteratively optimized to generate the proper flow path in the upper catchment. Ideally a DTM from before an event should be used, however for back-calculation such information is typically unavailable. High resolution topographic data, on the order of one measurement point every few meters or higher resolution are necessary to achieve reasonable results, especially for smaller event sizes. Potential location of structural measures could be easily derived from the flow paths simulated for the 2004 debris-flow event. Exact dimensioning of new construction measures would be more difficult and indicates the need for a detailed study at the corresponding locations. New structural measures for hazard mitigation, such as deflection dams or retention basins, are easy to integrate in the DTM with the GIS tools in the user interface, providing a tool that can help to optimize the design of such structures. It is more difficult to define dimensions and exact position of modification of these measures from simulation results, especially because the debris flow process is only approximated by the use of single-phase friction relations such as the Voellmy relation used herein. Depending on the resolution of the simulation grid, structural measures have to be implemented at a somewhat larger aerial extent than they are in nature to effect the desired behaviour, because smaller structures such as deflection walls are often narrower than the typical point spacing in the model grid. Typically, structures are drawn in the user interface as somewhat wider than designed, however the side of the structure in contact with the flow is positioned as accurately as possible. In any case, care must be taken to ensure that the structures (especially the height) are adequately depicted on the model grid.

## Acknowledgements

The authors thank Giorgio Valenti and collaborators (Sezione Forestale Cantonale, Ticino, Bellinzona) for their support, valuable discussions, and for providing access to all helpful data. We are grateful to the BAFU for financial support of the observation station, which was designed and maintained by WSL staff including Bruno Fritschi and Daniel Näf. Dieter Rickenmann supported the initial stages of this project. Melissa Swartz assisted in the data collection and analysis of the 2004 debris flow. This paper is an update of Graf & McArdell, 2008. Gian Reto Bezzola provided helpful comments on an earlier version of this manuscript.

## Literature

- Badoux, A., Graf, C., Rhyner, J., Kuntner, R. et McArdell, B.W. (2009). A debris-flow alarm system for the Alpine Illgraben catchment: design and performance. *Natural Hazards*, 49 : 517-539.
- Christen, M., Bartelt, P. et Gruber, U. (2005). Numerical calculation of snow avalanche runout distances. In *Computing in Civil Engineering*. Proceedings of the 2005 International Conference, July 12–15 2005, Cancun Mexico, Mexico.
- Christen, M., Bartelt, P., Kowalski, J. et Stoffel, L. (2008). Calculation of dense snow avalanches in three-dimensional terrain with the numerical simulation program RAMMS. In : *International Snow Science Workshop 2008* (pp. 709-716). Proceedings. September 21-27, 2008. Whistler, BC.

- Christen, M., Bartelt, P. et Kowalski, J. (2010). Back calculation of the In den Arelen avalanche with RAMMS: interpretation of model results. *Annals of Glaciology*, 51(54) : 161–168.
- Cotti, G., Felber, M., Fossati, A., Lucchini, G., Steiger, E. et Zanon, P. L. (1990). *Introduzione al paesaggio naturale del Canton Ticino*, vol. 1, Le componenti naturali. Lugano : Museo Cantonale di Storia Naturale.
- Graf, C., Badoux, A., Dufour, F., Fritschi, B., McArdell, B.M., Rhyner, J., Kuntner, R., Teyssiere, P. et Nigg, U. (2007). Alarmsystem für murgangfähige Wildbäche – Beispiel Illgraben. *Wasser Energie Luft*, 99(2) : 119–128.
- Graf, C. et McArdell, B.W. (2008). Simulation of debris flow runout before and after construction of mitigation measures: an example from the Swiss Alps. In : S. S. Chernomorets, (Ed), *Debris Flows: Disasters, Risk, Forecast, Protection* (pp. 233–236). Proceedings of the International Conference. Pyatigorsk, Russia, 22-29 September 2008. Pyatigorsk, Sevkavgirovodkhoz Institute.
- Huerlimann, M., Rickenmann, D. et Graf, C. (2003). Field monitoring data of debris-flow events in the Swiss Alps. *Canadian Geotechnical Journal*, 40 : 161-175.
- Itakura, Y., Inaba, H. et Sawada, T. (2005). A debris-flow monitoring devices and methods bibliography. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 5 : 971-977.
- Loew, S., Willenberg, H., Eberhardt, E. et Hungr, O. (2006). Slope stability evaluation and runout simulation for an unstable rock mass above the industrial area of Preonzo, Switzerland. In G. Barla et M. Barla (Eds.), *MIR2006 – Instabilità di Versante: Interazioni con le infrastrutture, i centri abitati e l'ambiente* (pp. 297-304). Bologna.
- Pedrozi, G. (2004). Triggering of landslides in Canton Ticino (Switzerland) and prediction by the rainfall intensity and duration method. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 43 : 281-291.
- Pierson, TC. (1986). Flow behaviour of channelized debris flows, Mount St. Helens, Washington. In: A. D. Abrahams (Ed), *Hillslope processes* (pp. 269-296). Boston : Allen & Unwin.
- Rickenmann, D., Laigle, D., McArdell, B.W. et Huebl, J. (2006). Comparison of 2D debris-flow simulation models with field events. *Computational Geosciences*, 10(2) : 241-264.
- Sidle, RC. et Ochiai, H. (2006). *Landslides (processes, prediction and land use)*. Water resources monographseries, vol. 18. American Geophysical Union, Washington, DC.
- Swisstopo (2010). DOM/ DTM-AV - Two Height Models for Highest Demands [online]. Swisstopo. Available from: [http://www.swisstopo.admin.ch/internet/swisstopo/en/home/products/height/dom\\_dtm-av.html](http://www.swisstopo.admin.ch/internet/swisstopo/en/home/products/height/dom_dtm-av.html) (website access: 20.1.2010).
- Willenberg, H., Eberhardt, E., Loew, S., McDougall, S. et Hungr, O. (2009). Hazard assessment and runout analysis for an unstable rock slope above an industrial site in the Riviera valley, Switzerland. *Landslides*, 6 : 111–116.
- WSL/SLF (2010). Rapid Mass Movements (RAMMS) - A modelling system for natural hazards research and practice. <http://www.wsl.ch/hazards/ramms/> (website access: 20.01.2010).

# Cartographie morphodynamique des petits systèmes torrentiels

David Theler<sup>1</sup>  
Emmanuel Reynard<sup>1</sup>  
Valentina Garavaglia<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Institut de Géographie  
Université de Lausanne  
Anthropole  
CH - 1015 Lausanne

E-mails :  
dtheler@hotmail.com  
emmanuel.reynard@unil.ch

<sup>2</sup> Dipartimento di Scienze della Terra  
"Ardito Desio"  
Università degli Studi di Milano

E-mail :  
valentina.garavaglia@unimi.it

In Lambiel C., Reynard E. et Scapozza C. (Eds) (2011). *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie*, 3-5 septembre 2009, Olivone (Géovisions n° 36). Institut de géographie, Université de Lausanne.



## Résumé

L'estimation des volumes de matériaux mobilisables par les laves torrentielles est à la base du diagnostic préliminaire menant à une analyse des dangers dans les systèmes torrentiels. En milieu alpin, la cartographie géomorphologique des petits systèmes torrentiels aide à comprendre les processus en jeu et se révèle utile dans la prévention et la protection des dangers. Une méthode originale de cartographie géomorphologique, focalisée sur les processus de transferts sédimentaires à l'échelle du système torrentiel et combinant des analyses réalisées sur des modèles numériques de terrain à haute résolution et des investigations de terrain, est proposée, appliquée et discutée sur deux systèmes torrentiels.

## 1. Introduction

La définition des zones de danger est un processus en constante évolution, chaque nouvel événement fournissant des informations utiles dont découle une meilleure compréhension du phénomène. Si l'élaboration des cartes des dangers liés aux avalanches – débutée il y a plus d'un demi-siècle après l'hiver 1950-1951 – a démontré depuis une fiabilité certaine, les zones de dangers hydrologiques cartographiées se sont révélées exactes dans environ 80 % des cas durant les intempéries du mois d'août 2005 (Loat, 2007) qui ont frappé le versant nord des Alpes suisses. L'estimation des volumes sédimentaires et l'identification des processus générant leur transfert sont nécessaires pour comprendre le comportement hydro-géomorphologique des petits systèmes torrentiels et aboutir à un diagnostic préliminaire menant à une analyse plus fine des dangers liés à l'eau. Si les paramètres et facteurs agissant sur le déclenchement des laves torrentielles sont nombreux et complexes (Fig. 1), il a cependant été démontré que l'occurrence de laves torrentielles était souvent étroitement liée à la quantité de matériaux disponibles dans le chenal principal. Les géomorphologues distinguent ainsi deux types de systèmes (Sterling et Slaymaker, 2007; Brayshaw et Hassan, 2009) :

- *supply unlimited* ou *transport-limited* systems, où l'occurrence de laves torrentielles ou coulées de débris est directement liée aux événements hydrométéorologiques les plus importants puisque le stock de sédiment est « illimité ». 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;
- *supply limited* systems, où une coïncidence entre le degré de remplissage et un événement météorologique d'une certaine importance est nécessaire pour qu'une lave torrentielle se déclenche.

Nous présentons ici une méthode originale de cartographie géomorphologique focalisée sur les processus de transferts sédimentaires à l'échelle du système torrentiel et utilisant le concept de cascade sédimentaire. L'approche globale du versant par l'établissement de cascades sédimentaires consiste à conceptualiser le versant avec des boîtes en cascade reliées par des tuyaux ou des éviers 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; Warburton, 2007). Il s'agit de l'une des orientations les plus récentes et courantes de la recherche en géomorphologie, qui permet l'établissement de bilans sédimentaires à l'échelle d'une vallée (p. ex. Schrott et Adams 2002; Otto, 2006), d'un versant, d'un bassin versant ou d'un système torrentiel.

La méthode combine des analyses réalisées sur des modèles numériques de terrain à haute résolution et des investigations de terrain. Dans cette contribution, elle est appliquée sur deux torrents valaisans puis discutée.



Fig. 1 : Aperçu de quelques contextes géomorphologiques (A, C et D) et de formes de dépôt associées aux laves torrentielles (B) A- Lave torrentielle du Ritzibach (versant sud du col du Simplon) dont l'occurrence est à lier à la percolation des eaux d'un lac proglaciaire au travers d'un bastion morainique (en médaillon, niche d'arrachement); B- lave torrentielle du Durnand (juillet 2006); C- Niche d'arrachement de la lave torrentielle du Dolent de juin 1990 dans le bastion morainique du glacier du même nom (août 2006); D- Lave torrentielle du Torrent du Marais (Grimentz, mai 1999) résultant de la fluidification d'un glissement de terrain (© www.immoblog.ch).

## 2. Méthode de cartographie morphodynamique

Notre méthode 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 de réception ou la(es) zone(s) considérée(s) comme fournissant l'essentiel de la charge sédimentaire du torrent. La méthodologie proposée est divisée en 6 ou 7 étapes (Fig. 2) et se base sur des données directement dérivées d'analyses spatiales sur SIG à l'aide de MNT à haute résolution, de mesures de terrain et de photographies aériennes. L'identification précise et correcte des zones sources est l'*étape préliminaire (1)* à l'exercice cartographique. Cette approche peut être classiquement réalisée sur la base de différents documents tels que les photographies aériennes, les cartes topographiques et/ou géologiques ou des documents d'archives. 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).

*La deuxième étape* consiste à simuler le réseau hydrographique à l'aide d'outils hydrologiques disponibles sous forme d'extension dans le logiciel ArcGIS (Theler et Reynard, 2008; Theler et al. 2010) et à déterminer ensuite les (sous-) bassins versants correspondant aux différents exutoires confluant avec le cours d'eau principal. 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). L'analyse de la connectivité permet d'identifier et de sélectionner des unités géomorphologiques contribuant directement à la recharge sédimentaire du chenal. 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, laquelle est présentée ultérieurement.

A partir de la sélection des différentes zones sources, une délimitation automatique des sous-bassins versants correspondant à leur exutoire est réalisée (3). 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 quatrième étape* consiste en une cartographie morphogénétique des stocks sédimentaires à l'intérieur de ces différentes unités géomorphologiques (sous-bassins versants). Notre typologie, calquée sur les principes de la légende de cartographie géomorphologique de l'IGUL (Schoeneich, 1992; Schoeneich et al., 1998), 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. Le caractère morphogénétique des stocks sédimentaires est représenté à l'aide d'une trame de couleurs classiquement utilisée et préconisée par Joly (1962), soit : le rouge pour les processus et formes de type structural, le vert pour le fluvial, le beige pour le gravitaire, le rose pour le périglaciaire et le violet pour le glaciaire. Cette manière de procéder permet de mettre en évidence le rôle du stock dans la dynamique sédimentaire du torrent en trois classes : faible, moyenne et élevée.

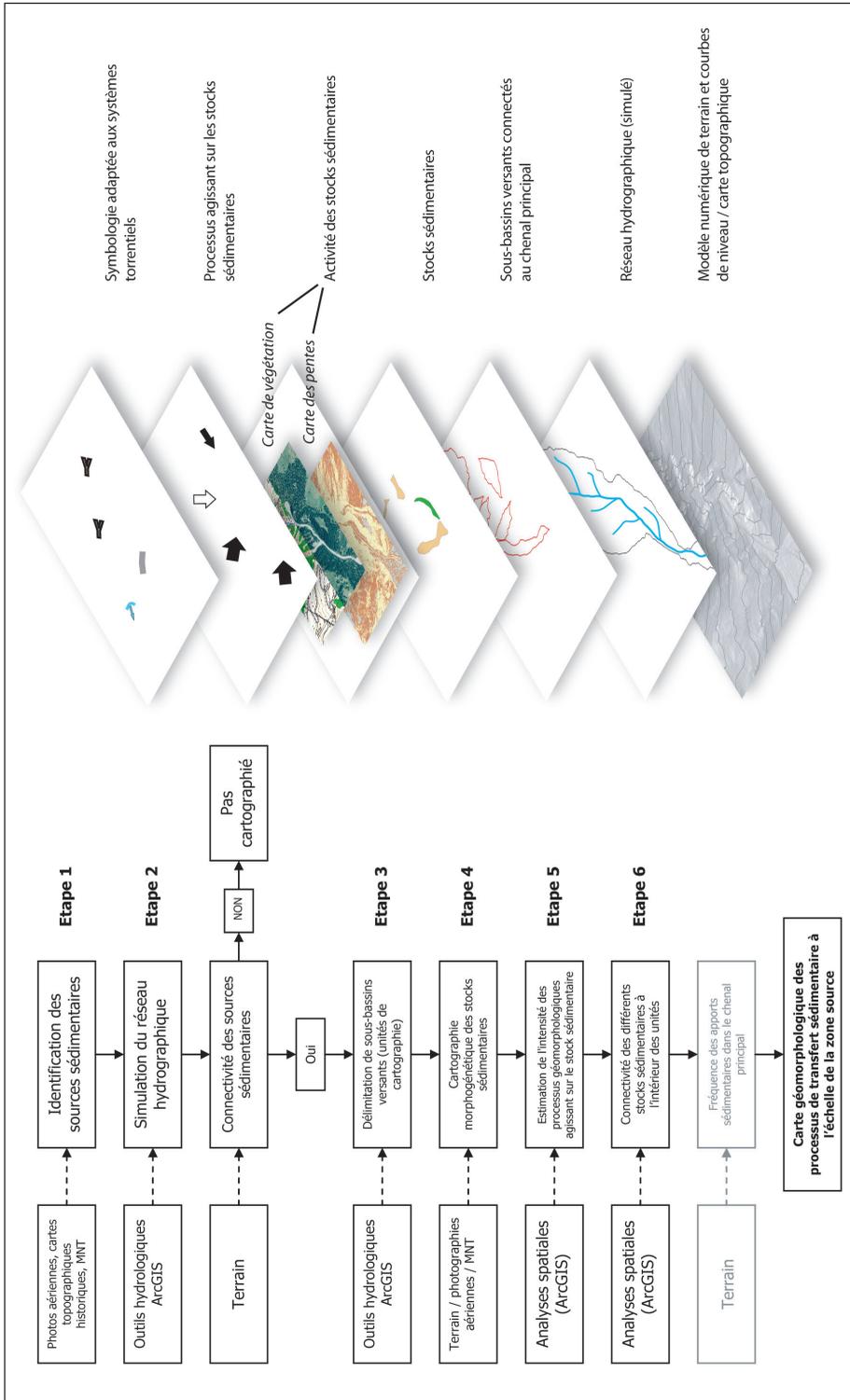


Fig. 2 : Flow-chart de la méthode proposée (à gauche) et produit cartographique final (à droite).

Puis, des analyses spatiales réalisées au sein de chaque sous-bassin versant croisent des informations de pente, de couverture végétale et le degré de connexion entre les différentes zones. 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°). Ces valeurs correspondent à la pente générale d'un cône (<15°), à l'angle de friction interne (>30°) et peuvent dès lors être appliquées de manière générale en environnement alpin. La pente est calculée par analyse spatiale effectuée sur le modèle numérique d'altitude. La végétation stabilise les matériaux meubles par le biais du système racinaire 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 ont été retenues (>70%, 30-70%, <30%), basées en partie sur des valeurs recueillies et synthétisées par Veyrat-Charvillon (2005) et Veyrat-Charvillon et Mémier (2006). Ionesco (1964) montre par exemple que l'eau ruisselle en grande partie jusqu'à une densité de couverture végétale de 70%. En-dessous de cette valeur et 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, un taux de couverture végétale de 15% apparaissant comme une valeur seuil minimale pour que la végétation joue un rôle significatif contre l'érosion. Le type de végétation et sa physiologie, bien qu'étant des paramètres importants, ne sont pas pris en compte dans ces classes de couverture de la végétation.

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 unités de cartographie (6) 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 : a) élevée ou directe, b) partielle, c) potentielle et d) 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 phénomène géomorphologique modifiant la topographie actuelle (glissement, éboulement ou phénomènes d'érosion). La connectivité est évaluée de manière qualitative sur le terrain, sur la base d'indices géomorphologiques et des pentes notamment.

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 des ponts ou des infrastructures hydroélectriques, ainsi que des débris ligneux pouvant être présents dans le chenal. 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.

### 3. Application de la méthode sur deux systèmes torrentiels

Le choix des sites analysés a été effectué sur la base a) des attentes en matière de gestion et prévention des dangers naturels de l'Etat du Valais; b) du fonctionnement géomorphologique complexe des systèmes torrentiels étudiés et c) de l'absence de données précises sur leur fonctionnement. En outre, les sites devaient se différencier du point de vue des attributs morphométriques des bassins versants (distribution altimétrique, orientations, surface, accessibilité) et de l'évolution morphogénétique récente du bassin versant et de son fonctionnement géomorphologique (fréquence et intensité des laves torrentielles et facteurs de déclenchement). Sur la base de cette double série de critères, deux sites situés en Valais ont été sélectionnés : le Bruchi (Blatten bei Naters) et le Meretschibach (Agarn).

#### 3.1. Application au Bruchi

Le Bruchi est un cours d'eau à écoulement pérenne qui conflue avec le Kelchbach à la hauteur du hameau de Geimen. Le cours d'eau prend sa source à près de 2'800 m d'altitude dans une combe située sous la pointe du Hohstock (3'226 m), avant de méandrer dans des pâturages parsemés sur des affleurements de granites et gneiss moutonnés. A la différence d'un système torrentiel typique, le bassin de réception correspond à une zone ravinée à mi-longueur du torrent, s'inscrivant dans un versant caractérisé par un important tassement. C'est à partir de cette zone instable située entre 1'600 et 2'000 m d'altitude que se déclenchent les laves torrentielles.

La carte des phénomènes levée sur le Bruchi (Teyssie 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 (1 et 4, Fig. 3) 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 y sont en effet représentés comme deux escarpements rocheux actifs prolongés respectivement par deux couloirs d'éboulis. Dans le cas 1 (Fig. 3), notre travail 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 sédimen-

taire dans le chenal est bien plus important que la cartographie des phénomènes le laisse supposer. Par ailleurs, le couloir d'éboulis cartographié de manière semblable plus au nord (4) ne revêt aucune importance en termes d'apports en matériaux dans le chenal, comme l'ont montré les différents traçages de peinture réalisés sur ce site.

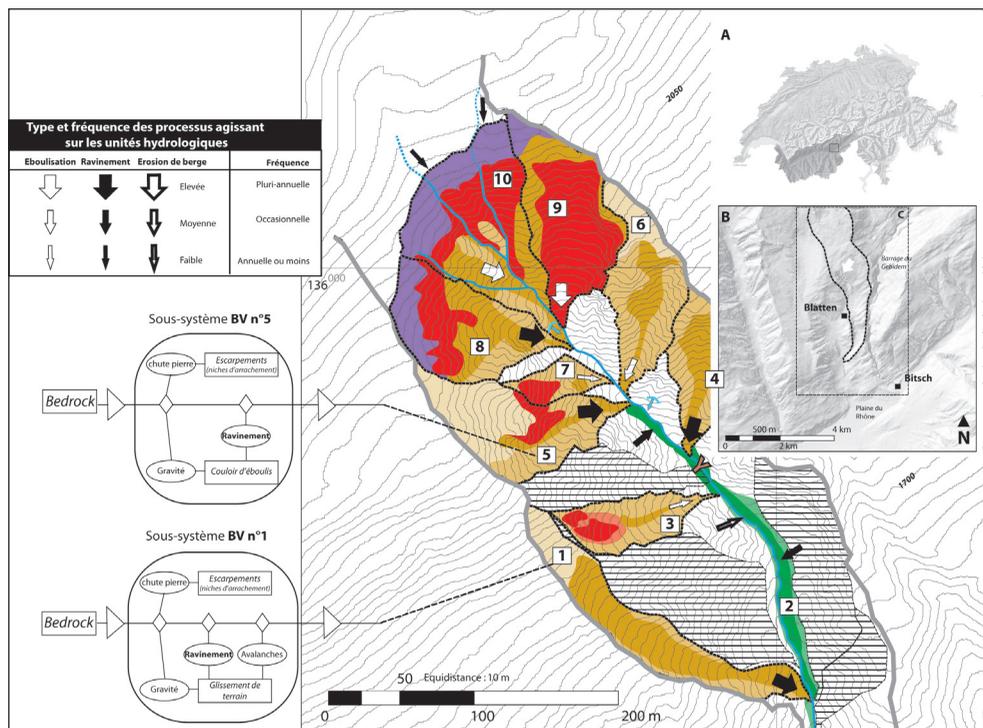


Fig. 3 : Extrait de la carte morphodynamique du Bruchi (à droite) et transposition des unités de cartographie au concept de cascade sédimentaire (à gauche). Les couleurs représentées dans les différents sous-bassins versants caractérisent la morphogenèse des différents stocks sédimentaires : structurale (rouge), gravitaire (beige), fluviale (vert), glaciaire (violet). Les zones hachurées correspondent à des sous-bassins versants non cartographiés puisque non connectés d'un point de vue sédimentaire au chenal principal.

### 3.2. Application au Meretschibach

Délimité grossièrement à l'ouest par le cirque d'érosion de l'Ilgraben et à l'est par l'Emsbach, le bassin versant torrentiel drainé par le Meretschibach est difficile à définir autant d'un point de vue hydrologique que géomorphologique (Fig. 4). Du point de vue hydrologique, les écoulements superficiels du torrent, dont la source est située à l'altitude 1'880 m, apparaissent déconnectés de la partie supérieure du bassin versant en raison de la présence de captages hydroélectriques aux émissaires des deux principaux lacs d'ombilic sis dans le vallon glaciaire suspendu. Le bassin de réception, dans lequel se prépare la charge sédimentaire, correspond à une zone d'érosion nommée « Bochtür ». D'une superficie d'environ 240'000 m<sup>2</sup>, cette zone

s'étend entre 1'600 et 2'100 m et l'augmentation annuelle de sa surface est de l'ordre de 2'000 m<sup>2</sup> depuis 1945. Cette zone correspond à la partie sommitale et aux niches d'arrachement d'un glissement de terrain très ancien et peu actif au front duquel se prolonge jusqu'en pied de versant un cône de débris coalescent avec celui de l'Iligraben. En amont, ce glissement revêt plutôt les apparences d'un tassement avec dislocation dont les vitesses de déplacement moyennes annuelles atteignent une vingtaine de centimètres environ et où dominent les processus d'ébouilisation sur des assises lithologiques calcaires et quartzitiques. La surface de cette zone d'érosion est entaillée par des rigoles d'érosion fluviales et nivales qui se prolongent dans la zone forestière du site. Périodiquement, des coulées de débris atteignent le chenal du Meretschibach, dont les débordements, en octobre 2000, ont provoqué des dégâts à la localité d'Agarn.

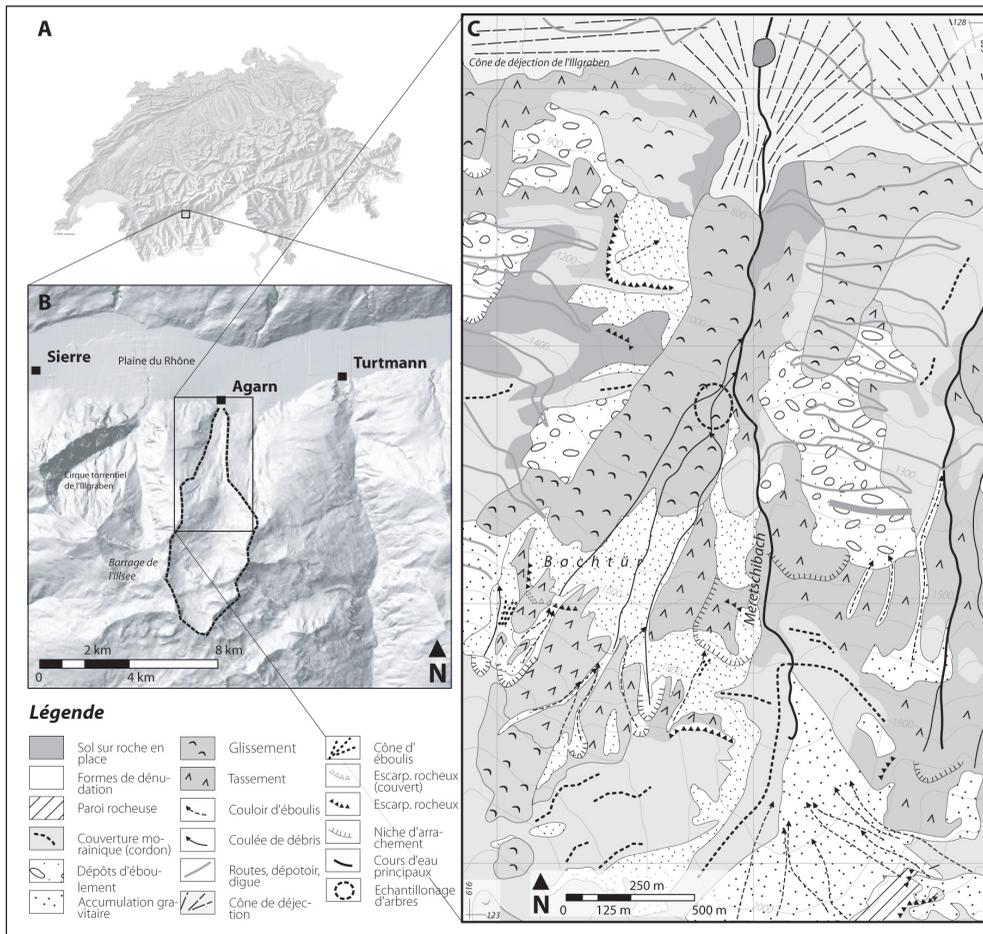


Fig. 4 : Localisation (A et B) et extrait de la carte géomorphologique (C) du Meretschibach. Reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA110019).

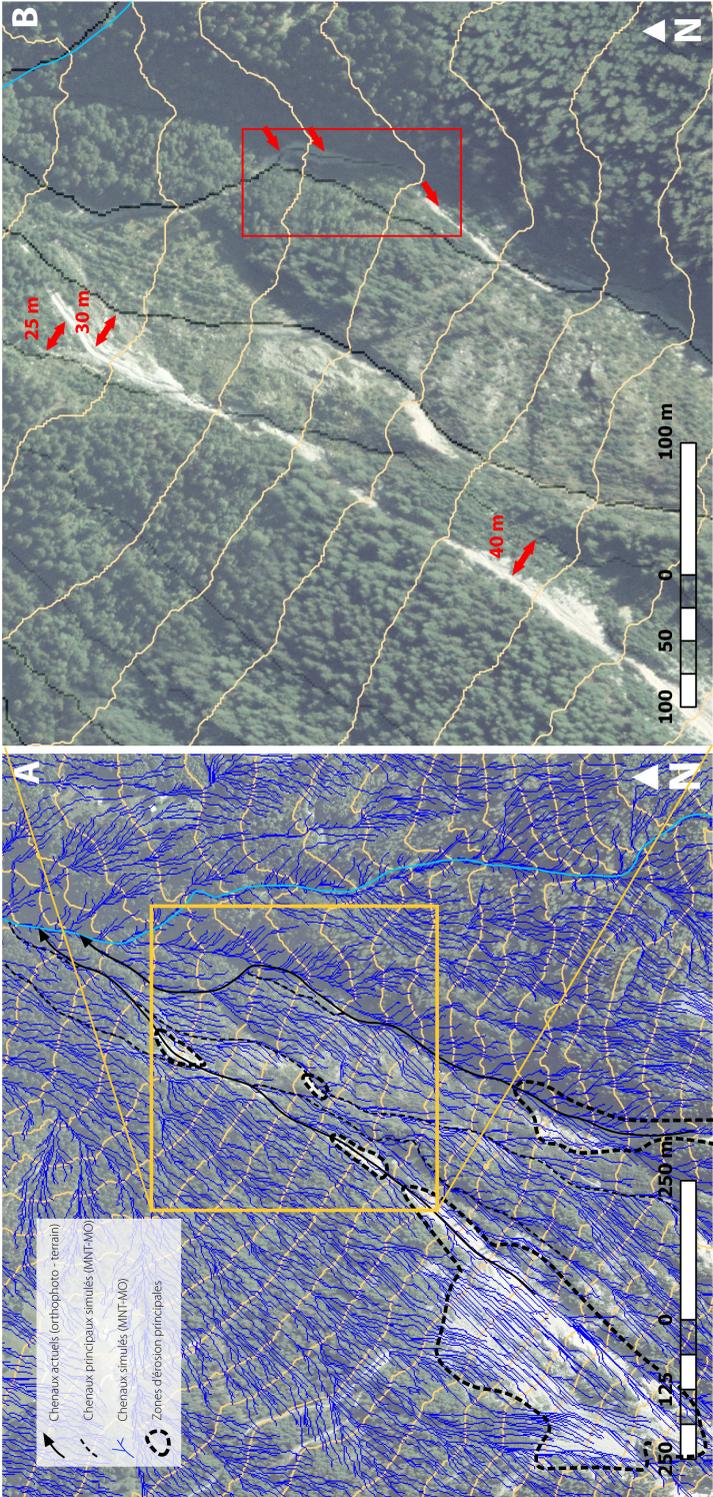


Fig. 5 : Simulation du réseau hydrographique et cartographie des chenaux torrentiels. Reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA110019).

Le comportement hydrogéomorphologique du Meretschibach, à classer dans le type *supply-unlimited*, a compliqué l'application de la méthode et mis en évidence certaines de ses limites. 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 de plus difficile d'individualiser différents stocks de matériaux et de délimiter différents chenaux de transport et leurs bassins versants sur la base de la génération du réseau hydrographique. La morphologie parallèle de ce dernier a pour conséquence de délimiter des sous-bassins versants de taille très réduite et longiligne. La délimitation-même des sous-bassins versants peut se révéler 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 de terrain, les chenaux observables sur les photographies aériennes et les relevés de terrain (Fig. 5).

## 4. Discussion

Une cartographie de ce type est quelque peu novatrice, la tendance générale étant de cartographier la totalité d'un secteur choisi ou la totalité de la carte, à l'image de la légende des phénomènes utilisée en Suisse (Kienholz et Krummenacher, 1995). La méthodologie développée et son produit final fournissent une bonne 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, le produit final réalisé permet d'obtenir une évaluation des volumes sédimentaires en transposant cette carte au concept de cascade sédimentaire, 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. Notre démarche se distingue également de l'approche généralement adoptée dans le cadre d'un diagnostic du danger lié aux laves torrentielles, où un potentiel d'érosion linéaire d'un chenal est estimé sur la base des formations géologiques affleurantes ou des volumes de dépôts stockés temporairement dans le chenal. Si, dans le cas du Meretschibach, les valeurs indiquées par Geotest et Teyssiere et Candolfi (1998) semblent cohérentes (Fig. 6), 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 sous-estimée. 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 à résolution inférieure à ceux employés actuellement a conduit à une approximation de ces limites. Les investigations de terrain ont montré que le sous-bassin versant drainant la zone d'érosion de Bochtür pouvait fournir des apports en matériaux beaucoup plus élevés que ceux estimés lors de l'élaboration de la carte des dangers.

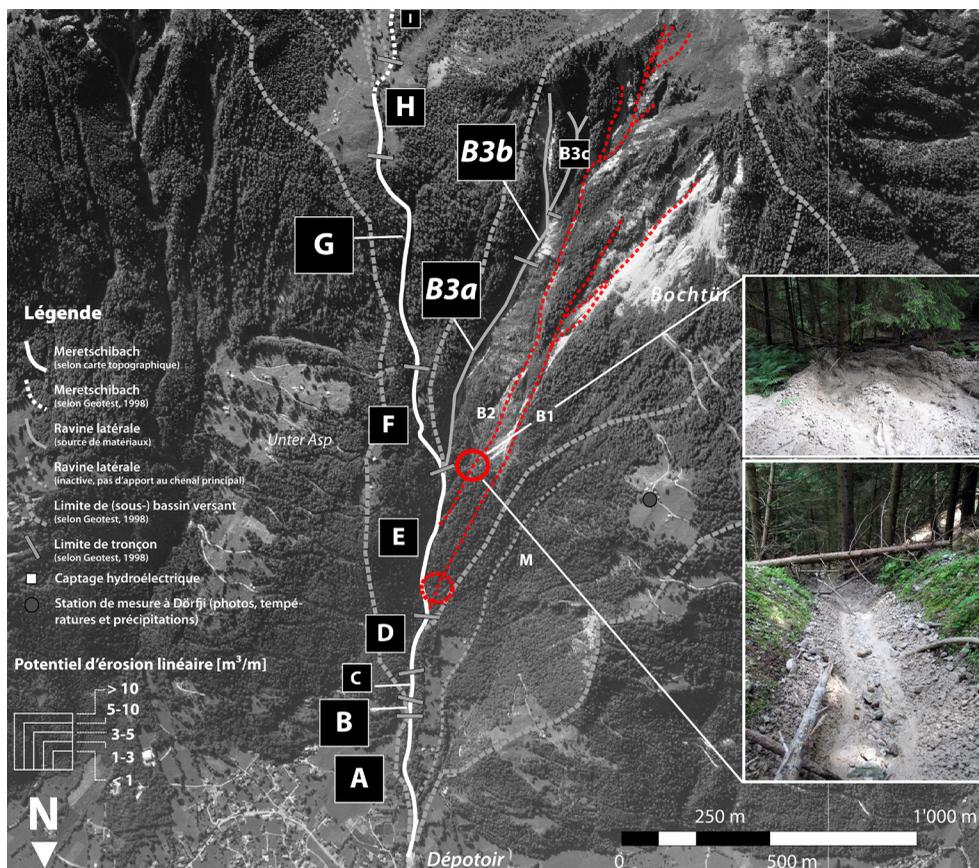


Fig. 6 : Extrait de la carte du potentiel de productivité en matériaux déterminé le long du chenal du Meretschibach et du sous-bassin versant drainant la zone d'érosion de Bochtür (d'après Geotest et T&C, 1998). Les ronds mettent en évidence la différence d'interprétation entre ce document de 1998 (absence de connectivité entre les différentes ravines drainant la zone de Bochtür et le Meretschibach, représentées par des traitillés) et les observations de terrain (deux photos de droite (juin 2008, © V. Garavaglia)). Reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA110019).

## 5. Conclusion

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. 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 quasiment 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'éboulement de certains escarpements rocheux sous l'effet de la cryoclastie, dans différents contextes lithologiques.

## Bibliographie

- Bardou, E. (2000). *Cartographie diagnostique des laves torrentielles*. Travail de diplôme de certificat en risques hydrologiques, Lausanne : EPFL, 24 pp. (non publié).
- 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. et Torri, D. (2008). Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: A GIS and field numerical assessment. *Catena*, 75 : 268-277.
- Bravard, J.-P. et Petit, F. (2000). *Les cours d'eau. Dynamique du système fluvial*. Paris: Armand Colin, 221 pp.
- Brayshaw, D. et Hassan, M. A. (2009). Debris flow initiation and sediment recharge in gullies. *Geomorphology*, 109 : 122-131
- Croke, J., Mockler, S., Fogarty, P. et 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.
- GEOTEST et Teysseire & Candolfi AG (1998). *Agarn, Meretschibach Gefahrenanalyse*. Bericht v9210.2, 27 pp. (non publié).
- Ionesco, T. (1964). Considérations générales concernant les relations entre l'érosion et la végétation au Maroc. *Rev. Géogr. Maroc*, 6 : 17-28.
- Joly, F.M. (1962). Principes pour une méthode de cartographie géomorphologique. *Bull. Ass. Géogr. Franç.*, 309/310 : 271-277.
- Kienholz, H. et Krummenacher, B. (1995). *Légende modulable pour la cartographie des phénomènes. Recommandations*. Berne : OFEFP et OFEE, 19 pp.
- Loat, R. (2007). Le recensement des régions vulnérables. *Environnement*, 2 : 14-17.
- Otto, J.-C. (2006). *Paraglacial sediment storage quantification in the Turtmann Valley, Swiss Alps*. PhD Thesis, Bonn : Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität, 195 pp.
- Reid, L.M. et Dunne, T. (1996). *Rapid evaluation of sediment budgets*. Reiskirchen: Catena Verlag, 164 pp.
- Rey, F., Ballais, J.-L., Marre, A. et Rovéra, G. (2004). Rôle de la végétation dans la protection contre l'érosion hydrique de surface. *Comptes Rendus Géoscience*, 336 (1) : 991-998.
- Schoeneich, P. (1992). 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* (pp. 15-24). Lausanne : Institut de Géographie, Travaux et Recherches 9.
- Schoeneich, P., Reynard, E. et Pierrhumbert, G. (1998). Geomorphological mapping in the Swiss Alps and Prealps. *Wiener Schriften zur Geographie und Kartographie*, 11 : 145-153.

- Schrott, L. et Adams, T. (2002). Quantifying sediment storage and Holocene denudation. *Z. Geomorph. N.F.*, 128 : 129-145.
- Sterling, S. et Slaymaker, O. (2007). Lithologic control of debris torrent occurrence. *Geomorphology*, 86 : 307-319.
- Teyssie & Candolfi (2006). *Auflageprojekt Schutzkonzept Bruchji*. Technischer Bericht Nr. 1762a - 8b. Kanton Wallis, Gemeinde Naters, 27 pp. (non publié).
- Theler, D. et Reynard, E. (2008). Assessing sediment dynamics from geomorphological maps: Bruchi torrential system, Swiss Alps. *Journal of maps*, v2008 : 277-289.
- Theler, D., Reynard, E., Lambiel, C. et Bardou, E. (2010). The contribution of geomorphological mapping to sediment transfer evaluation in small alpine catchments. *Geomorphology*, 124 : 113-123.
- Veyrat-Charvillon, S. (2005). *Elaboration d'une méthode de prédiction 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. et 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.
- Warburton, J. (2007). Sediment budgets and rates of sediment transfer across cold environments in Europe: a commentary. *Geogr. Ann.*, 89 A (1) : 95-100.
- Zimmermann, M., Mani, P. et Romang, H. (1997). Magnitude-frequency aspects of alpine debris flows. *Eclogae geol. Helv.*, 90 : 415-420.



- N° 35** Géraldine REGOLINI-BISSIG, Emmanuel REYNARD, (eds) (2010) : Mapping Geoheritage (Géovision n°35). Institut de géographie, Université de Lausanne, 127 pages.
- N° 34** Lawali DAMBO, (2007) : Usages de l'eau à Gaya (Niger) : entres fortes potentialités et contraintes majeures. Thèse de doctorat, 354 pages. Version couleur sur CD-ROM annexé.
- N° 33** Christophe LAMBIEL, (2006) : Le pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité : distribution, régime thermique et instabilités. Thèse de doctorat, 260 pages.
- N° 32** Jean-Pierre PRALONG, (2006) : Géotourisme et utilisation des sites naturels d'intérêt pour les sciences de la Terre : les régions de Crans-Montana-Sierre (Valais, Alpes suisses) et Chamonix-Mont-Blanc (Haute-Savoie, Alpes françaises). Thèse de doctorat, 224 pages.
- N° 31** Lawali DAMBO, Emmanuel REYNARD, (eds) (2005) : Vivre dans les milieux fragiles : Alpes et Sahel. Hommage au Professeur Jorg WInistorfer. 348 pages.
- N° 30** Marina MARENGO et Jean-Bernard RACINE, (avec la collaboration de C.-A. BLANC) (2005) : De l'Etat Providence à la solidarité communautaire : le monde associatif à Lausanne. (Agenda 21). Vers un nouveau projet de société locale. 242 pages.
- N° 29** Veronica NOSEDA, (2005) : "Violences urbaines". Une exploration au-delà des interprétations reçues. 142 pages.
- N° 28** Caterina GENTIZON, (2004) : Méthode d'évaluation des réserves naturelles en suisse. Le cas de la Pierreuse et des Grangettes. Thèse de doctorat, 222 pages.
- N° 27** Emmanuel REYNARD, Jean-Pierre PRALONG, (eds) (2004) : Paysages géomorphologiques. Actes de colloque. 258 pages.
- N° 26** Patrick GILLARD, (2003) : Mendier ou mourir ? Dynamiques spatiales de l'extrême pauvreté au Niger. Thèse de doctorat, 328 pages.
- N° 25** Micheline COSINSCHI-MEUNIER, (2003) : Entre transparence et miroitement, la transfiguration cartographique. Pour une épistémologie ternaire de la cartographie. Thèse de doctorat, 425 pages.



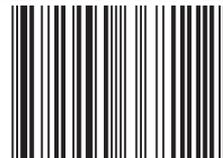
UNIL | Université de Lausanne

Institut de géographie

Quartier - Dorigny  
Anthropole  
CH-1015 Lausanne

[www.unil.ch/igul](http://www.unil.ch/igul)

ISBN 978-2-940368-11-2



9 782940 368112 >