

## Solifluxion dans les environnements alpins : définition, processus et morphologie

---

Stephan Utz

Sous la direction du Dr. Christophe Lambiel  
Expert: Dr. Philippe Schoeneich





## RESUME

Les versants des reliefs alpins sont soumis à différents phénomènes de mouvements de masse qui participent tous au transfert sédimentaire. Parmi ceux-ci, les processus de solifluxion sont très répandus, même si les taux de transfert sont faibles en comparaison avec des phénomènes comme les laves torrentielles ou les glaciers rocheux. Pourtant, l'étude de ce processus dans les environnements alpins est encore marginale, et il règne une certaine confusion autour du terme *solifluxion* et des formes qui y sont associées.

Dans ce travail, une partie théorique retrace l'évolution des études dans ce domaine dans le but de clarifier la situation autour de la définition du terme *solifluxion*, mais aussi de celui de *gélifluxion* qui est souvent utilisé dans le domaine périglaciaire alpin.

Ce travail a été réalisé autour de la vallée du Rhône, entre les vallées d'Ormont et d'Anniviers dans des contextes géologiques, topographies et climatiques variables. Les observations effectuées ont permis la réalisation d'une typologie morphologique des processus de solifluxion qui facilite la distinction entre les différentes formes associées à ce processus dans les environnements alpins. Ce travail traite également du processus de solifluxion, et de l'influence de différents paramètres tels que l'exposition, la pente, la couverture végétale, l'apport en eau, ou encore du pergélisol sur la morphologie des formes observées. Il s'ensuit une discussion sur les liens qui peuvent être établis entre les observations réalisées et l'influence des paramètres environnementaux sur le processus et sa morphologie. La question du positionnement de la solifluxion dans les géosystèmes alpins, et plus particulièrement son influence sur le transfert sédimentaire y est discutée, tout comme la répartition spatiale et l'évolution temporelle de la dynamique solifluante.



# REMERCIEMENTS

J'aimerais remercier les personnes suivantes pour leur aide apportée dans la réalisation de ce travail de mémoire :

- Dr. Christophe Lambiel, mon directeur de mémoire, pour sa confiance et sa disponibilité que ce soit pour ce travail de mémoire, ou alors lors de mon engagement en tant qu'aide de terrain.
- Prof. Dr. Emmanuel Reynard, directeur de l'institut et responsable de nombreux enseignements du cursus, pour m'avoir transmis la fièvre géomorphologique.
- Mes parents et ma sœur, pour leur soutien inconditionnel dans la réalisation de ce travail et leur disponibilité quant à la relecture de manuscrits.
- Jean-Baptiste Bosson, futur docteur, pour sa disponibilité, et pour les bons moments passés ensemble au cours des nombreuses journées de terrain.
- Mes amis et collègues de l'UNIL, Corentin, Lucien, Mario, Benoit, Nicolas et tous ceux que j'ai pu rencontrer durant mon cursus universitaire.





# TABLE DES MATIERES

RESUME .....	3
REMERCIEMENTS .....	4
TABLE DES MATIERES.....	5
1. INTRODUCTION.....	7
2. ETAT DE LA RECHERCHE.....	9
2.1. INTRODUCTION.....	9
2.2. HISTORIQUE ET DEVELOPPEMENT DES RECHERCHES.....	12
2.3. ENVIRONNEMENTS ALPINS.....	15
2.4. RECHERCHES SPECIFIQUES .....	17
3. OBJECTIFS .....	21
4. NOTIONS THEORIQUES .....	25
4.1. PROCESSUS .....	25
4.1.1. Lois physiques	25
4.1.2. Mécanismes	28
4.2. DYNAMIQUE.....	32
4.2.1. Méthodes de mesures	32
4.2.2. Mouvements de solifluxion	36
4.3. FACTEURS DE CONTROLE .....	40
4.3.1. Topographie	40
4.3.2. Climat	41
4.3.3. Caractéristiques du substrat	44
4.4. MORPHOLOGIE.....	46
4.4.1. Multiplicité des formes	46
4.4.2. Confusions	48
4.4.3. Morphométrie	49
4.4.4. Classifications	51
4.5. SYNTHÈSE.....	55
5. ZONE D'ETUDE ET METHODES .....	57
5.1. ZONE D'ETUDE.....	57
5.1.1. Contexte géographique	57
5.1.2. Contexte géologique	59
5.1.3. Contexte climatique	63



5.2. METHODES.....	66
5.2.1. Observations personnelles.....	66
5.2.2. Typologie.....	68
<b>6. RESULTATS ET TYPOLOGIE .....</b>	<b>71</b>
6.1. OBSERVATIONS PERSONNELLES.....	71
6.1.1. Lithologie.....	72
6.1.2. Altitude.....	77
6.1.3. Exposition.....	79
6.1.4. Topographie.....	80
6.1.5. Morphométrie.....	83
6.1.6. Végétation.....	86
6.1.7. Degré d'activité.....	87
6.1.8. Apport hydrique.....	91
6.1.9. Pergélisol.....	93
6.1.10. Mouvements.....	97
6.2. SYNTHESE.....	102
6.3. TYPOLOGIE.....	104
6.3.1. Loupes.....	104
6.3.2. Coulées.....	107
6.3.3. Micro-loupes.....	109
6.3.4. Bourrelets.....	111
6.3.5. Cas limites.....	114
6.3.6. Synthèse.....	116
<b>7. DISCUSSION .....</b>	<b>119</b>
7.1. LE RAPPORT ENTRE SOLIFLUXION ET GELIFLUXION.....	119
7.2. DOMAINE MORPHOGENETIQUE .....	121
7.3. LA TYPOLOGIE COMME MOYEN D'ANALYSE MORPHOLOGIQUE .....	122
7.3.1. Limites.....	122
7.3.2. Application de la typologie.....	123
7.3.3. Comparaison avec d'autres typologies.....	124
7.3.4. Répartition spatiale du processus et des formes.....	125
7.4. LA SOLIFLUXION ET LE TRANSFERT SEDIMENTAIRE.....	127
7.4.1. Masses déplacées.....	127
7.4.2. Positionnement dans la chaîne de transfert sédimentaire.....	128
7.4.3. Interaction de la solifluxion avec les activités anthropiques.....	130
7.5. EVOLUTION TEMPORELLE DE LA DYNAMIQUE SOLIFLUANTE.....	132
<b>8. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES.....</b>	<b>135</b>
8.1. CONCLUSIONS .....	135
8.2. PERSPECTIVES .....	139
<b>9. REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES .....</b>	<b>143</b>



# 1. INTRODUCTION

Les versants des reliefs alpins sont soumis à de nombreux phénomènes de mouvements de terrain régis par des mécanismes variables et ayant des apparences diverses, mais qui participent tous à la chaîne de transfert sédimentaire. Dans les milieux alpins, les glissements de terrains, les éboulements, les laves torrentielles et les glaciers rocheux sont certainement les phénomènes les plus importants et ceux qui occupent le plus les chercheurs. Les problématiques concernant les instabilités des versants et le transfert sédimentaire font l'objet de plus en plus de travaux surtout dans le contexte du changement climatique.

Actuellement, les conséquences de cette évolution climatique se traduisent déjà par un important recul des systèmes glaciaires et un réchauffement du pergélisol<sup>1</sup> tant dans les milieux alpins qu'arctiques (IUGG (CCS)-UNEP-UNESCO, 2005). Le rôle stabilisateur du pergélisol dans les parois rocheux et les matériaux non consolidés est essentiel, et sa dégradation pourrait donc être à l'origine d'une augmentation de la fréquence et de l'intensité des mouvements de terrain (Harris et al., 2003). Malgré un intérêt croissant de la communauté scientifique pour l'étude de la chaîne de transfert sédimentaire afin de déterminer l'influence des changements climatiques actuels sur celle-ci, certains processus sont considérés de façon plus marginale même s'ils sont relativement fréquents. La solifluxion est souvent étudiée hors contexte, et elle est rarement prise en compte dans les études plus globales portant sur le transfert sédimentaire ou sur la dynamique périglaciaire.

La solifluxion se définit comme un mouvement de masse superficiel se produisant sur un versant par la saturation du matériel en eau. Lorsque ce phénomène se développe sous l'influence de conditions climatiques froides, le terme *gélifluxion* est parfois évoqué (Washburn, 1973 ; French, 1976 ; Harris, 1977). Même si les volumes de matériaux déplacés sont moins importants que dans le cas des glaciers rocheux ou des laves torrentielles, on retrouve un grand nombre de formes qui résultent de la solifluxion sur les versants affectés, et ce phénomène est ainsi à l'origine du déplacement de masses non négligeables vers l'aval. Il semblerait que les chercheurs aient une certaine réticence à étudier ce processus de façon plus intégrée en raison des faibles mouvements engendrés et de son impact limité sur le transfert sédimentaire. De plus, un certain flou règne autour de sa définition, des mécanismes et des

---

<sup>1</sup> Le pergélisol, ou *permafrost*, se définit comme un horizon de subsurface d'épaisseur variable (mètres à centaines de mètres), gelé en permanence ou qui ne dégèle pas pendant au moins une année entière (Morard et al., 2009).



facteurs dont elle dépend, mais aussi des formes qui en résultent. De nombreuses études (p. ex. Benedict, 1970 ; Gamper 1981 ; Matsumoto et Ishikawa, 2002 ; Harris et Kern-Luetsch, 2008 ; Matsuoka, 2010) ont par exemple été menées sur le processus de solifluxion et sa dynamique, mais les travaux portant sur la morphologie des formes qui en résultent sont plus rares. Ceci est certainement lié au fait que les formes résultant de la solifluxion peuvent facilement être confondues avec celles résultant d'autres processus (Hugenholtz et Lewkowicz, 2002) et dont les mécanismes sont très différents, comme par exemple les glaciers rocheux (Matsuoka, Ikeda et Date, 2005).

En conséquence, ce travail propose une étude morphologique de la solifluxion dans le contexte des Alpes centrales. Il veut contribuer à une meilleure compréhension du processus de solifluxion et à une différenciation plus précise des formes qui en résultent dans les environnements alpins.

Le travail se divisera en deux volets : un premier essentiellement théorique concernant la définition du phénomène de solifluxion, et un deuxième plus pratique portant sur les formes qui résultent de ce processus dans les environnements alpins, et plus particulièrement dans les Alpes centrales. Dans le volet théorique, l'idée générale est de clarifier la définition de la solifluxion, mais également de présenter une explication détaillée du processus, de la dynamique et des facteurs qui le régissent. L'étude de la distribution spatiale et de l'évolution temporelle du processus de solifluxion dans les Alpes centrales font également partie de ce volet. Le second volet traite quant à lui des formes liées au processus de solifluxion dans les environnements alpins, ainsi qu'à leur distinction. L'idée est de développer, grâce aux observations de terrain réalisées, une typologie permettant une meilleure différenciation des formes en se basant sur leurs caractéristiques morphologiques.



## 2. ETAT DE LA RECHERCHE

### 2.1. INTRODUCTION

Les processus de solifluxion sont très présents à l'échelle planétaire ; ils se développent dans des milieux aux conditions très variables et sur de nombreux types de substrats. Quel que soit le milieu, la solifluxion résulte de la saturation en eau d'une masse minérale ou organique qui flue le long d'une pente. Les déplacements observés sont généralement inférieurs à un mètre par année (Matsuoka, 2001). Les différences d'un milieu à l'autre dépendent de l'origine de l'eau et des conditions de saturation de la masse (Dylik, 1967). On retrouve ainsi des études qui portent sur la solifluxion dans une multitude de pays, que ce soit dans les régions de montagne ou de plaine, dans les environnements froids ou tempérés, polaires ou alpins. Néanmoins, une part non négligeable des formes observables dans certains environnements sont en réalité inactives, voire fossiles, et elles se sont donc probablement développées dans des conditions climatiques passées (Jaesche, Bernd et Stingl, 2002 ; Veit, 1993 ; Oliva, Schulte et Ortiz, 2009). En revanche, dans les environnements périglaciaires la solifluxion est considérée comme l'un des processus de mouvement de masse les plus répandus (French, 2007). Les particularités de ces environnements en ce qui concerne la solifluxion sont les conditions froides qui y règnent et la présence possible de pergélisol. Si l'importance de ce dernier dans les mouvements de solifluxion reste encore à déterminer plus précisément, plusieurs chercheurs ont déjà apporté des éléments de réponse (Harris, Gallop et Coutard, 1993 ; Harris et Smith, 2003 ; Matsumoto, Yamada et Ishikawa, 2010).

Les formes qui résultent des mouvements de solifluxion sont de morphologies très variables et elles ne se distinguent pas toujours facilement. Elles peuvent se développer tant sur des versants à forte pente que dans des zones presque plates, et sont présentes sur des substrats allant du matériel meuble grossier à la couverture végétale continue. Lorsque l'on traite des formes qui résultent de ce processus, on considère souvent que la forme la plus fréquente est le lobe de solifluxion (Hugenholtz et Lewkowicz, 2002). La masse de matériel prend généralement la forme d'un lobe lorsqu'elle flue le long de la pente, et elle présente alors un bombement frontal. On retrouve également des dépôts à la morphologie plus allongée, ne présentant pas nécessairement de bombement frontal. Ces différentes formes peuvent aussi bien avoir un aspect minéral ou végétal selon la nature du substrat sur lequel elles se développent, leur degré d'activité, ainsi qu'en fonction des autres conditions topoclimatiques





présentes. Ainsi, il existe un certain désordre concernant les formes qui sont attribuables à la solifluxion et leur distinction ; certains chercheurs n'y attribuent que les formes lobées résultant du fluage superficiel, alors que d'autres considèrent que tous les mouvements de masse résultant de la saturation en eau y sont assimilables.

Les dimensions des formes peuvent varier de l'échelle décimétrique à l'échelle plurimétrique. On peut dès lors facilement les confondre avec des formes d'origines différentes, comme les protalus (Hamelin et Cook, 1967) ou les glaciers rocheux (Matsuoka et al., 2005 ; Scapozza, 2008). D'autres formes comme les blocs fluants, qui à la différence des blocs laboureux ne creusent pas de sillons, semblent également dépendre des processus de solifluxion (Avenard, 1989 ; Oliva et al., 2009). Lorsque la pente est très faible ou même absente, la solifluxion est parfois considérée comme étant à l'origine de formes géomorphologiques tels que les sols striés ou polygonaux. La nomenclature utilisée pour distinguer les différentes formes qui peuvent résulter des processus de solifluxion est très variable selon les auteurs, et la confusion avec des formes résultant d'autres processus est relativement fréquente (Hugenholtz et Lewkowicz, 2002 ; Matsuoka et al., 2005).

De plus, une certaine confusion règne autour du terme même de solifluxion vraisemblablement due aux définitions nombreuses et variées de ce phénomène. Par exemple, la solifluxion est parfois définie de façon simpliste comme étant : « un mouvement de glissement élémentaire d'une couverture meuble sur une pente. Elle peut-être provoquée par une forte imprégnation d'eau (solifluxion) ou par le dégel partiel du sol (gélifluxion) » (Amat, 2008). Cet auteur présente ces deux termes comme étant distincts, mais d'autres considèrent la gélifluxion comme étant l'un des mécanismes composant la solifluxion (French, 1976) ou encore comme le glissement d'une masse sur du pergélisol (Hamelin, 1963 ; Washburn, 1965).

Depuis les premières études menées sur les phénomènes de solifluxion, au début du siècle passé, les études se sont multipliées et sont devenues de plus en plus détaillées et spécifiques. D'une part, l'évolution technique a permis de passer de simples observations géomorphologiques de terrain à des mesures de déplacements très précises ou encore à des datations relatives des différents horizons pédologiques composant les formes liées à la solifluxion. D'autre part, les progrès résultent également de l'intérêt croissant de la société pour une meilleure compréhension des phénomènes naturels, liée à la volonté d'une gestion intégrée des risques inhérents au transfert sédimentaire. On ne cherche donc plus simplement à savoir quel est le fonctionnement du phénomène, comme aux prémices des études sur la solifluxion,



mais on essaie désormais surtout de quantifier les mouvements et de comprendre les interactions possibles avec d'autres processus de transferts sédimentaires.

L'état de la recherche qui suit a pour objectif de présenter un ensemble de travaux sur la solifluxion portant sur la compréhension générale du processus, mais aussi sur des éléments plus spécifiques, traitant par exemple des facteurs de contrôle ou de la distribution spatiale. Il devrait permettre de retenir une définition de la solifluxion parmi les nombreuses existantes, ainsi que de proposer une explication du processus de solifluxion, sur laquelle se basera le travail. Cet état de la recherche sert donc principalement de base au chapitre théorique, mais il présente également quelques études utiles à l'élaboration de la typologie, ainsi qu'aux discussions finales sur le phénomène. Je ferai la distinction entre les travaux généraux portant sur le processus de solifluxion et les études se rapportant spécifiquement aux milieux alpins et plus précisément aux Alpes Suisses.



## 2.2. HISTORIQUE ET DEVELOPPEMENT DES RECHERCHES

Étymologiquement, le terme *solifluxion*, emprunté de l'anglais *solifluction*, est un mot composite d'origine latine : *sol* vient de *solum* qui signifie « sol », et *-fluction* vient de *flucto* ou *fluxis* qui signifie « écoulement » (Foucault et Raoult, 2010).

Le sens attribué aux termes *solifluxion* et *gélifluxion* a évolué depuis son apparition et n'est toujours pas défini de façon uniforme. Le « Dictionnaire de géomorphologie » (Genest, 2000), présente par exemple la solifluxion comme étant le « déplacement vers le bas sur un versant d'une formation à l'état plastique ou liquide et non à la manière d'un solide rigide » et la gélifluxion comme « la descente vers le pied du versant d'une formation devenue plastique ou liquide sous l'action du dégel ». Dans l'ouvrage « Geomorphologie » (Coque, 2006), la gélifluxion est présentée comme étant un phénomène faisant partie intégrante de la solifluxion, au même titre que la reptation.

De plus, l'orthographe de ces termes fait également souvent l'objet d'incertitudes<sup>2</sup>. Il règne donc un certain désordre dans la syntaxe et dans la définition de ces deux termes. Pour ma part, j'utiliserai l'orthographe française de ces termes (avec un « x ») dans ce travail, même si celle-ci n'est pas adoptée par l'ensemble des chercheurs d'origine francophone.

L'étude des phénomènes de solifluxion est relativement ancienne ; elle a débuté dans les environnements arctiques au début du 20<sup>ème</sup> siècle. C'est Andersson qui introduit pour la première fois la notion de solifluxion en 1906, dans son article « Solifluction, a component of subaerial denudation » concernant les mouvements de masse sur Bear Island au Svalbard (Andersson, 1906). D'après ses observations, il décrit le phénomène comme étant le lent glissement de l'amont vers l'aval de masses saturées en eau provenant soit de la fonte de la neige, soit de la pluie. King (1976) retrace brièvement les premières études faites dans ce domaine, et présente les articles fondamentaux d'auteurs comme Andersson ou Benedict.

Même si la définition d'Andersson se base sur des observations menées dans le milieu arctique, elle ne fixe aucune limitations climatiques pour les phénomènes de solifluxion. Selon Dylík (1967), la confusion concernant la définition de la solifluxion provient principalement du fait

---

<sup>2</sup> En anglais il s'écrit *solifluction* et en français *solifluxion*, selon le « Dictionnaire des sciences de la Terre » (Michel, Carpenter et Fairbridge, 2004). Cet ouvrage précise également que le terme *gelifluxion* se traduit du français à l'anglais par *periglacial solifluction* ou *gelifluction*. Dans l'autre sens, on retrouve le terme *gelisolifluction* correspondant à *solifluxion* en français.

qu'Andersson ne donne pas suffisamment de détails concernant les conditions climatiques et les mécanismes en action. De nombreux auteurs, comme par exemple Högbom (1914) ou Nichols (1932), cherchent donc à regrouper l'ensemble des mouvements de terrains ayant des propriétés plastiques sous le terme *solifluxion* (Dylik, 1967).

C'est Sharpe (1938) qui, en se basant sur les observations d'Andersson (1906) et Högbom (1914), fixe des premières limitations climatiques à la solifluxion, en affirmant qu'elle se confine généralement aux régions froides ou polaires. Il envisage néanmoins que la solifluxion soit également présente en dehors des régions polaires, dans des régions froides, comme par exemple à plus haute altitude, au dessus de la limite des arbres. Cette affirmation semble être une des premières références aux processus de solifluxion dans les environnements alpins. Par la suite, de nombreuses études (p. ex. Russell, 1964 ; Bigarella, Mousinho et Da Silva, 1965 ; Dylik, 1967) ont démontré que la solifluxion n'est pas confinée uniquement aux environnements froids, mais qu'on la retrouve également dans les régions de montagne des environnements tempérés et chauds. Dans ces régions, les mouvements de solifluxion sont très actifs, principalement en raison des précipitations plus importantes, et de la richesse de la couverture pédologique en comparaison avec les environnements froids (Francou, 1990).

Dès lors, de nombreux auteurs se sont attachés à proposer de nouveaux termes pour définir la solifluxion s'opérant sous l'influence de conditions climatiques froides. De telles conditions impliquent la présence d'alternances gel – dégel à l'origine des processus de reptation et l'existence d'importantes ressources en eau provenant de la fonte de la neige ou de la glace. Mais aussi l'influence possible d'un substrat gelé favorisant la saturation en eau et le glissement des couches superficielles (Dylik, 1951 ; Matsuoka, 2001). On retrouve alors différentes propositions comme *gélisolifluxion* (Baulig, 1956) ou *cryosolifluxion* (Kaplina, 1956). Dylik propose quant à lui le terme *congélifluxion* pour définir les processus de solifluxion en présence de permafrost (Dylik, 1951) ou du moins d'un sol gelé temporairement. Il définit ce processus comme étant le fluage lent d'une masse organique ou minérale saturée en eau par dessus une couche de subsurface gelée. Un mouvement de glissement intervient donc sur la couche gelée qui n'est pas nécessairement présent dans le processus de solifluxion. Les mouvements liés aux phénomènes de reptation (*creeping*) ne sont pas pris en compte dans le concept de *congélifluxion*.



Finalement, c'est le terme *gélifluxion* également introduit par Baulig (1956), repris par des auteurs comme Hamelin, (1963) ou Washburn (1965) qui a été retenu au sein de la communauté scientifique. Même si celui-ci ne semble pas forcément être le plus adéquat (Dylik, 1951), c'est certainement la simplicité du terme et la possibilité d'y rattacher différents phénomènes comme la solifluxion s'opérant sur un substrat gelé ou influencée par les cycles gel-dégel, qui a dicté ce choix.

L'article retraçant au mieux les discussions suscitées par la première définition de Andersson, est certainement celui de Dylik (1967) qui traite principalement de la question de la zonalité des phénomènes de solifluxion, mais décrit également l'évolution des propositions menant à l'utilisation générique et généraliste du terme *gélifluxion*.

Peu à peu, les progrès réalisés par les recherches sur ce sujet ont permis d'étudier en détails les mécanismes qui régissent ce processus et de déterminer leur importance dans les mouvements de solifluxion. Jahn (1967) est un des premiers à présenter l'hypothèse que la solifluxion se compose tant de phénomènes de reptation (*creeping*), que de fluage (*flowing*) (Embelton et King, 1975). On parle dès lors de *solifluxion* lorsque les phénomènes de reptation et de gélifluxion sont combinés en un seul mouvement (French, 1976). French décrit de manière détaillée le fonctionnement des différents mécanismes qui composent les mouvements de solifluxion. Cette explication détaillée du processus semble avoir été adoptée par l'ensemble de la communauté scientifique, même si on retrouve régulièrement des versions simplifiées dans d'autres contextes (p. ex. Service des routes et des cours d'eau du Valais, 1997<sup>3</sup> ; Foucault et Raoult, 2010).

---

<sup>3</sup> Dans son article « Solifluxion de la moraine du Dolent, Effondrement du 10 Juillet 1990 », le Service des routes et des cours d'eau du Valais évoque un « effondrement par solifluxion » qui correspond en fait à une importante lave torrentielle engendrée par l'accumulation d'eau à l'arrière de la moraine, entraînant l'effondrement d'une partie de celle-ci, avec formation d'une grande niche d'arrachement. Nous ne sommes donc clairement pas en présence du processus de solifluxion tel que défini dans ce travail.



### 2.3. ENVIRONNEMENTS ALPINS

A l'origine, la plupart des études portant sur le processus de solifluxion ont été menées dans les environnements arctiques, certainement en raison du fort intérêt scientifique mais aussi économique régissant la découverte de ces milieux. Dans les environnements alpins, qui se définissent comme étant l'ensemble des chaînes de montagne formées durant le cycle orogénique alpin, les recherches ont commencé plus tardivement. Je me focaliserai ici en priorité sur les études menées dans les Alpes centrales et qui portent sur le processus en général ; j'évoquerai toutefois aussi certaines études significatives menées dans d'autres chaînes alpines.

Dans les Alpes, le premier chercheur s'intéressant à la solifluxion est probablement Chaix dont les études sont résumées par Allix (1924). Il traite des « coulées de blocs du Parc National Suisse d'Engadine », et on peut y lire « la condition de ce mouvement est l'imbibition aqueuse, comme dans les laves torrentielles. [...]. D'ailleurs, il n'est pas impossible que le gel, gonflant l'eau d'infiltration, contribue au mouvement, [...] ». Néanmoins, certains éléments de cet article indiquent qu'il y a peut-être confusion entre les phénomènes de solifluxion et les glaciers rocheux. Dans la continuité de ces recherches, Furrer (1954) propose une étude générale sur le processus de solifluxion dans les Alpes grisonnes, qui traite principalement d'aspects théoriques. Gamper (1981, 1985) a effectué une étude complète sur la solifluxion dans la région de l'Albula (GR) et de la Furka (UR) ; elle porte principalement sur la dynamique, les facteurs de contrôle, et sur la datation des dépôts.

Matsuoka, qui est un des plus importants chercheurs du domaine de la solifluxion, a effectué une grande partie des recherches dans les Alpes helvétiques. Il propose un article retraçant l'évolution des études sur la solifluxion tant en ce qui concerne la terminologie que le processus et les formes qui en résultent (Matsuoka, 2001). Outre l'étude des variations temporelles et spatiales de ce processus dans les Alpes (Matsuoka, 2005), cet auteur a participé à la réalisation d'une étude essentielle sur la morphologie des dépôts (Matsuoka et al., 2005). Celle-ci propose une comparaison morphométrique entre les lobes liés à la solifluxion et ceux rattachables aux glaciers rocheux. Matsuoka a également réalisé une étude fondamentale à la compréhension des mouvements de solifluxion dans les Alpes, en mesurant des sites pendant 14 années dans le Parc National Suisse (Matsuoka, 2010).



Certaines études globales sur la solifluxion dans les environnements alpins sont également pertinentes pour ce travail. Par exemple dans les Alpes françaises, où le massif de la Grande Mortice (Coutard et Ozouf, 1996 ; Todisco, Bertran et Pech, 2000) et celui de la Grande Sassièrè (Rolin, 2001) a fait l'objet d'études approfondies. Rolin (2001) présente une étude d'ensemble du bassin versant en y incluant l'analyse de la dynamique solifluante et y effectue de nombreuses mesures de déplacement ainsi que des analyses pédologiques et rhéologiques des formes. Après un bref rappel théorique présentant les lois physiques régissant la solifluxion, l'auteur y détaille les résultats des mesures de déplacement et propose des relations potentielles entre les mouvements enregistrés et différents facteurs environnementaux.

En dehors des Alpes, les études les plus intéressantes pour ce travail sont celles menées par l'équipe de chercheurs de Matsuoka, qui ont également réalisé d'importantes campagnes dans les Alpes japonnaises (Matsuoka, 1994 ; Yamada, Matsumoto et Hirakawa, 2000 ; Matsumoto et al., 2010) portant sur les mouvements, sur la structure interne des dépôts et sur l'influence des conditions climatiques. Au Canada, Smith (1992) a réalisé des mesures de mouvement sur environ cinquante formes pendant près de dix ans dans les Montagnes Rocheuses. Les résultats sur la dynamique peuvent être comparés avec des informations relatives aux sites, mais aussi à la structure interne des formes. Différents chercheurs (Hugenholtz et Lewkowicz, 2002 ; Kinnard et Lewkowicz, 2005) ont également effectué des recherches très complètes dans le Yukon au Canada, se focalisant sur les mouvements, la morphologie et les caractéristiques environnementales. En Suède, les chercheurs se sont principalement concentrés sur les variations locales de la dynamique solifluante et de la morphologie des formes dans la vallée de Kärkevagg (Strömquist, 1983 ; Matsumoto et Ishikawa, 2002) et dans le Parc National d'Abisko (Ridelfelt et Boelhouwers, 2006 ; Ridelfelt, 2009 ; Ridelfelt, Boelhouwers et Etzemüller, 2011).

Ces quelques études globales semblent être les plus importantes pour la compréhension des processus de solifluxion dans les environnements alpins et plus précisément dans les Alpes helvétiques. Elles sont complémentaires aux études portant sur des thèmes spécifiques qui sont présentées dans le chapitre suivant.



## 2.4. RECHERCHES SPECIFIQUES

En complément aux études générales sur la solifluxion dans les milieux alpins, il est nécessaire de présenter brièvement différentes études plus spécifiques. Toutefois, je ne présenterai pas les résultats de ces différentes études, qui seront pour certaines détaillées dans les notions théoriques (cf. chap. 4.). Comme la solifluxion est un processus et pas uniquement une forme, une grande proportion des études portent spécifiquement sur les mouvements engendrés par celui-ci. Toutefois, certaines études se concentrent exclusivement sur d'autres sujets comme l'influence des conditions froides sur le processus, la structure interne des formes, ou encore leur morphologie.

De nombreux auteurs se sont attachés à la quantification des mouvements liés au processus de solifluxion (p. ex. Washburn, 1965 ; Benedict, 1970 ; Gamper, 1981 ; Mackay, 1981 ; Harris, Davies et Coutard, 1997 ; Rolin, 2001) en les mesurant grâce à des méthodes directes. L'utilisation de méthodes de mesures indirectes, de type géodésiques, comme par exemple la photogrammétrie ou encore la télédétection laser (LIDAR), semble moins fréquente dans ce domaine de recherche, ce qui est certainement lié au faible intérêt et financement accordé à l'étude de la solifluxion, mais aussi à la difficulté technique de mesurer des déplacements relativement faibles sur des formes de taille plutôt restreinte. On retrouve toutefois quelques études réalisées à l'aide de méthodes indirectes portant entre autre sur la dynamique solifluante (p. ex. Delaloye, Lambiel et Lugon, 2005 ; Delaloye et al., 2007). Certains auteurs se sont limités à la quantification des déplacements dans leur ensemble, alors que d'autres ont tenté de distinguer la part des différents mécanismes à l'œuvre dans le mouvement, grâce à certaines techniques de mesure permettant de différencier les déplacements liés au glissement de la masse sur le substrat et ceux d'origine rotationnelle. Par ailleurs, le développement technologique a permis de mettre en place des systèmes de mesures semi-automatiques accroissant la résolution temporelle des données et facilitant l'étude des variations saisonnières du processus de solifluxion (Matsuoka, 2001). Bon nombre d'articles relatent les variations temporelles et spatiales du processus (p. ex. Yamada et al., 2000 ; Jaesche et al., 2002 ; Matsuoka, 2005 ; Ridefelt et Boelhouwers, 2006 ; Ridefelt et al., 2011). Des modèles physiques ont également été testés pour simuler par centrifugation l'influence de différents paramètres sur les processus de solifluxion, comme la pente ou le pergélisol (Harris, Rea et Davies, 2001 ; Harris et Smith, 2003 ; Harris et Kern-Luetschg, 2008).



Plusieurs autres études ne cherchent pas à mesurer directement les déplacements présents, mais travaillent à une meilleure compréhension de la dynamique solifluante en analysant la composition des formes qui en résultent. Les analyses les plus fréquentes sont les études de la teneur en humidité de la masse (Matsumoto et Ishikawa, 2002 ; Jaesche, Veit et Huwe, 2003 ; Harris et al., 2008a, 2008b ; Matsuoka, 2010), de l'influence du gel et de la neige (Yamada et al., 2000 ; Jaesche et al., 2002 ; Hugenholtz et Lewkowicz, 2002 ; Matsuoka, 2005 ; Matsumoto et al., 2010), de la granulométrie et de la lithologie du matériel (Gamper, 1981 ; Anderson et Richards, 1987 ; Coutard et Ozouf, 1996 ; Hugenholtz et Lewkowicz, 2002) et de la pente (Akerman, 1996).

Des études en laboratoire ont également permis de définir plus précisément l'influence du gel et du permafrost sur les phénomènes de solifluxion (Higashi et Corte, 1971 ; Harris et Davies, 2000 ; Harris et al., 2008b). De même des études de l'influence des caractéristiques lithologiques et granulométriques sur les processus de gélifluxion et de reptation ont pu être réalisées (Harris et al., 1993). L'utilisation d'un réfrigérateur inclinable géant a permis d'analyser le comportement d'un lobe reconstitué avec plusieurs types de matériaux, exposée à des températures variables et sur différentes pentes.

Certains auteurs se sont penchés sur l'étude de la couverture pédologique et végétale (Harris, 1972 ; Price, 1991 ; Rolin, 2001 ; Ridefelt et al., 2011) des formes liées à la solifluxion, afin d'établir des relations de cause à effet avec la dynamique solifluante. Rolin (2001) a par exemple étudié les végétaux présents sur des loupes afin de déterminer leur degré d'activité : certaines plantes nécessitent un sol stable pour se développer, alors que d'autres réussissent à s'adapter dans un substrat instable.

Les dépôts résultant de la solifluxion sont de très bons indicateurs des conditions climatiques passées, puisque ce processus en dépend fortement (Benedict, 1976 ; Matsuoka, 2001 ; Matsuoka et al., 2005). Il est donc possible d'intégrer ces études à des projets de reconstitution de l'évolution des climats passés (Schneebeli et Roethlisberger, 1976 ; Steinmann, 1978 ; Gamper, 1985 ; Veit, 1988 ; Oliva et al., 2009).

La morphologie des formes liées à la solifluxion fait également l'objet de différentes recherches ; celles-ci sont principalement focalisées sur la morphométrie des formes ainsi que sur l'influence des paramètres environnementaux sur la morphologie (Hugenholtz et Lewkowicz, 2002 ; Matsuoka et al., 2005 ; Ridefelt et Boelhouwers, 2006 ; Olivia et al., 2009). L'étude de



l'interaction entre la morphologie et les mouvements mesurés est par contre plus rare (Rolin 2001).

Dans le domaine de la solifluxion, de nombreuses études ont été menées sur des sites spécifiques par combinaison de différentes méthodes permettant d'aboutir à une compréhension plus intégrée de la dynamique d'un versant. Toutefois, peu d'auteurs ont essayé de regrouper les processus liés à la solifluxion en différents groupes ou types, que ce soit sur la base de leur morphologie (p. ex. Matsuoka, 2001 ; Rolin, 2001 ; Ridefelt et Boelhouwers, 2006 ; Oliva et al., 2009) ou de leur dynamique (Wiese, 1983 ; Avenard, 1989), et d'en faire la comparaison à une échelle régionale ou globale. C'est certainement la très grande diversité des formes rattachables aux processus de solifluxion, la multiplicité des mécanismes qui participent à leur formation, ainsi que la forte variabilité spatio-temporelle du processus, qui rend l'élaboration d'une telle typologie particulièrement complexe.







### 3. OBJECTIFS

L'état de la recherche a permis de retracer l'évolution des études sur le processus de solifluxion et de démontrer les confusions liées aux différentes définitions proposées. Cela est dû aux apparences très diverses des formes en raison de la forte variabilité des paramètres influençant leur développement. Il est alors d'autant plus nécessaire de clarifier la question cadre présentée dans l'introduction : **qu'est-ce que la solifluxion dans les environnements alpins et quelles formes en résultent ?**

En me basant sur les notions théoriques que je vais présenter par la suite (cf. chap. 4.), ainsi que sur mes observations personnelles, je vais essayer de préciser différents aspects de cette question cadre. Ils peuvent être regroupés en deux aspects principaux, à savoir la question de la morphologie et celle du processus.

- La **morphologie** des formes qui résultent de la solifluxion est très variée, aussi bien à une échelle globale que locale, comme nous avons pu le constater grâce à l'état de la recherche. Il s'agira dans un premier temps de comprendre les raisons d'une telle diversité, et par la suite d'essayer de proposer des explications en lien avec les différents paramètres environnementaux. Les notions théoriques permettront de présenter certains éléments de réponse, comme des tentatives de différents auteurs, d'établir une corrélation entre la morphométrie des formes et les variables environnementales. Ils seront par la suite complétés par l'analyse de mes observations personnelles. Ces observations devraient également permettre de présenter les formes les plus fréquemment observées au sein de la zone d'étude de ce travail. A partir de là, on pourra essayer de mieux distinguer les formes issues de la solifluxion dans les environnements alpins. Une **typologie morphologique** devrait faciliter la différenciation des formes présentes au sein de la zone d'étude. Il s'agira de proposer un nombre restreint de types de formes, pour lesquels on devra par la suite formuler des hypothèses quant à leur développement ainsi qu'à l'influence des facteurs environnementaux. La difficulté de la différenciation des formes liées à la solifluxion, mais aussi de la confusion avec des formes résultant d'autres processus devrait ainsi être en partie résolue. Cette typologie devrait également permettre une meilleure cartographie géomorphologique de la solifluxion où ses formes sont souvent marginalisées.



- Le **processus** de solifluxion mériterait d'être défini de façon plus détaillée, en mettant l'accent sur les mécanismes qui le régissent. Certaines approches présentées dans l'état de la recherche tentent d'expliquer les confusions qui entourent la définition de la solifluxion par la complexité du processus. Le fonctionnement du processus de solifluxion doit ainsi être détaillé en premier lieu par une explication physique générale, et par la suite par l'étude des mécanismes qui composent le processus. L'identification des différents paramètres environnementaux liés au processus devrait également contribuer à clarifier leurs influences respectives. La combinaison des éléments théoriques avec mes observations de terrain personnelles devrait permettre de formuler des hypothèses quant à leur influence. La question de l'**action du gel** dans le processus de solifluxion sera également au cœur de ce travail ; il s'agira de s'interroger plus précisément sur son rôle dans le processus, puisque – comme cela a été démontré dans l'état de la recherche – les avis sur ce sujet sont très divergents. L'influence potentielle du pergélisol sur le processus de solifluxion dans les environnements alpins devra être abordée. J'essayerai d'apporter des éléments de réponse en utilisant des données de mesures de prospection du pergélisol réalisées sur des sites présentant des formes résultant de la solifluxion. Il s'agira également de considérer l'intensité et la répartition des mouvements qu'engendre le processus de solifluxion. Toutefois, de véritables campagnes de mesure des mouvements ne peuvent pas être entreprises dans le cadre de ce travail.

De ces deux questions principales au centre du travail découlent des aspects secondaires qui seront également abordés.

- La **répartition spatiale du processus de solifluxion** à différentes échelles sera également traitée, en mettant bien évidemment l'accent sur celle de la zone d'étude. Les notions théoriques devraient apporter certains éclaircissements quant à la distribution à l'échelle globale, ainsi qu'au sein des différentes chaînes alpines, mais pas forcément concernant la zone d'étude. Mes observations personnelles devraient par contre permettre d'identifier les facteurs qui influencent cette distribution, et de déterminer s'il existe des variations morphologiques notables des formes entre les différents contextes morpho-climatiques de la zone d'étude. Une fois la typologie établie, il sera possible d'analyser la distribution des différentes catégories de formes au sein de la zone d'études, et d'en proposer des hypothèses explicatives.



- L'**évolution temporelle** du processus de solifluxion suscite différentes interrogations : le degré d'activité des formes observables est, semble-t-il, très variable. Il serait alors intéressant de pouvoir établir quelques liens entre leur apparence et leur évolution. L'objectif est de proposer une liste de critères permettant de distinguer les formes selon leur degré d'activité en se basant essentiellement sur leur morphologie. Ensuite certaines hypothèses pourront être émises concernant leur développement, en confrontant les observations de terrain aux éléments théoriques. De façon plus globale, la question de l'évolution de la dynamique solifluante depuis les dernières glaciations devrait également pouvoir être abordée grâce aux éléments théoriques présentés.
- Le **domaine morphogénétique** auquel il faut associer le processus de solifluxion pourra également être abordé dans la discussion finale, tout comme l'influence de la solifluxion dans le transport de sédiments. De nos jours, une grande importance est accordée à une conception plus intégrée du transfert sédimentaire et à la quantification des volumes de matériel déplacés ou potentiellement déplaçables. Dans ce travail, il ne sera évidemment pas possible de procéder à la quantification des masses déplacées, mais il sera du moins possible d'analyser le positionnement du processus de solifluxion dans la chaîne de transfert et d'étudier les impacts potentiels sur les infrastructures anthropiques.

Grâce à ce travail, le processus et les formes qui résultent de la solifluxion dans les environnements alpins devraient être mieux compris sous différents aspects, particulièrement sous celui de la morphologie. Je commencerais par passer en revue les notions théoriques, après lesquels je m'attarderai sur la zone d'étude et les méthodes de ce travail. C'est seulement par la suite que je présenterai et développerai mes observations personnelles et la typologie, avant de passer à la discussion où les différents sujets évoqués seront repris.







## 4. NOTIONS THEORIQUES

L'état de la recherche a permis de faire le point sur les différentes études réalisées sur le processus de solifluxion. Il s'agit dans ce chapitre de présenter plus en détail certains aspects théoriques nécessaires à la suite du travail. L'explication détaillée du processus est essentielle, pour ensuite pouvoir s'attarder sur la dynamique solifluante et les facteurs qui la régissent. J'aborderai également la morphologie des formes qui résultent du processus de solifluxion, en m'attardant sur leur morphométrie et leur classification.

### 4.1. PROCESSUS

#### 4.1.1. Lois physiques

Sur les versants, les sédiments peuvent être déplacés sous l'**effet de la gravité** soit comme une masse cohérente, soit comme des particules dispersées. La solifluxion fait partie de la catégorie des mouvements de masse qui nécessitent une pente pour pouvoir se développer, et où l'eau interstitielle agit comme un lubrifiant.

Les forces qui s'exercent sur un versant sont de deux types : une composante perpendiculaire – ou *normale* – qui plaque le matériel au sol, et une composante parallèle – ou *tangentielle* – qui, sous l'effet de la pesanteur, est responsable du déplacement du matériel vers l'aval (Avenard, 1989). La composante tangentielle est également nommée *contrainte de cisaillement*. L'intensité de ces deux composantes dépend généralement de la pente présente ; plus celle-ci est forte, plus la composante tangentielle sera importante, alors qu'à l'inverse une pente plus faible implique une composante normale supérieure. Le mouvement d'une masse de sédiments est initié lorsque la composante tangentielle de la force de gravité appliquée sur la masse est supérieure aux forces résistantes au mouvement. Celles-ci sont essentiellement liées à la cohésion de la masse ainsi qu'à la force de friction, et elles peuvent être exprimées mathématiquement comme ceci (Bridge et Demicco, 2008):

$$mg \sin \alpha > \tau_s = \tau_c + (mg \cos \alpha) \tan \phi$$

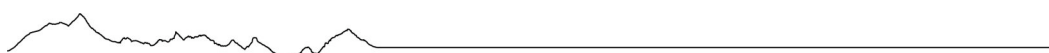
$m$  = masse de sédiments par unité de surface

$g$  = force de gravité (9.81 m s<sup>-2</sup>)

$\alpha$  = angle de la pente (°)

$\tau_s$  = résistance totale au cisaillement

$\tau_c$  = résistance au cisaillement due à la cohésion (accrue p. ex. par les argiles et la végétation)



$(mg \cos \alpha - L)$  = composante normale moins les forces verticales contre le haut

$\tan \phi_c$  = coefficient de friction statique où  $\phi_c$  est l'angle maximal avant mouvement des sédiments, qui est généralement compris entre 32° et 40° (Bridge et Demicco, 2008).

La partie droite de l'équation qui traduit la résistance au cisaillement est la Loi de Coulomb, qui exprime la relation entre la composante normale et tangentielle (Rolin, 2001). Elle peut aussi être exprimée de la façon suivante :

$$\tan \alpha > \frac{(\tau_c - L \tan \phi_c)}{\rho g y \cos \alpha} + \tan \phi_c$$

Où :  $\rho$  = densité du matériel

$y$  = épaisseur de la masse

Pour qu'une masse initialement stable soit mise en mouvement, il est nécessaire d'avoir une augmentation de la composante tangentielle ou une diminution de la composante normale. L'augmentation de la composante tangentielle [  $mg \sin \alpha$  ] peut résulter d'un accroissement de la pente, du dépôt d'une masse supplémentaire au sommet du versant, ou alors d'un sapement basal. La force de cohésion [  $c$  ] peut être réduite par l'altération physique du substrat de la pente, par l'accroissement de la quantité d'eau contenue dans la masse, et par dégradation de la couverture végétale. La composante normale [  $mg \cos \alpha - L$  ] diminue avec l'augmentation de la pente et par l'accroissement de la pression hydrostatique. Le coefficient de friction [  $\tan \phi_c$  ] est par exemple réduit par l'humidification des sédiments.

Schématiquement, ces équations peuvent être représentées comme suit :

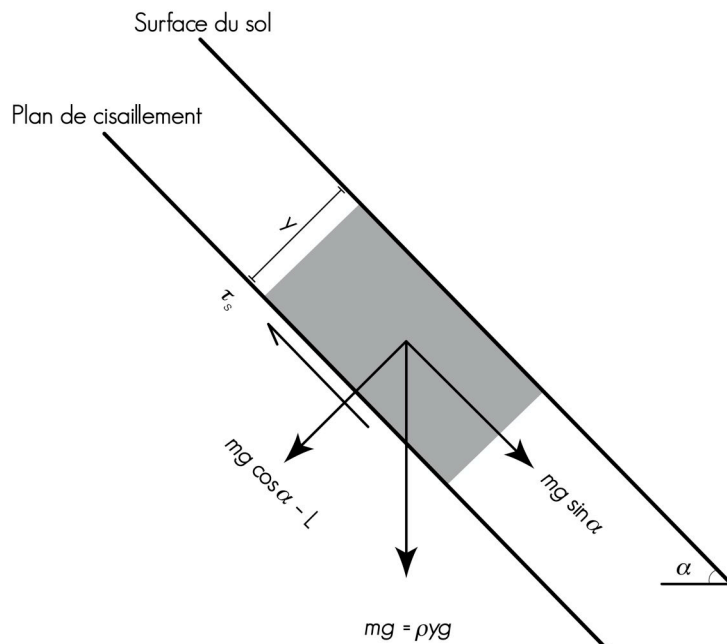


Fig. 4.1. Représentation schématique des forces qui contrôlent le mouvement gravitaire des sédiments sur une pente. D'après Bridge et Demicco, 2008.

En mécanique des sols, on considère qu'il existe trois différents types de comportements d'une masse en réponse aux pressions exercées : élastique (retour à l'état initial après la déformation), plastique (cisaillement lors de la déformation), visqueux (déformation similaire à celle d'un liquide) (Rolin, 2001). Le processus de solifluxion résulte généralement d'un comportement visqueux (Jaesche et al., 2003 ; Harris et al. 1993) ; toutefois certaines études évoquent un comportement élasto-plastique (Harris et al., 2003 ; Lewkowicz et Harris, 2005).

Tous les substrats ont certaines capacités en matière d'infiltration et de ruissellement qui sont déterminantes en ce qui concerne leur comportement. Néanmoins, la présence d'eau dans le sol ne signifie pas pour autant que la masse devienne boueuse et « s'écoule ». Les **limites d'Atterberg** sont des seuils empiriques définissant le changement d'état d'une masse en lien avec leur teneur en eau. La limite de plasticité marque le passage entre un effet inexistant de l'eau sur la masse et une déformation lente. La limite de liquidité est le seuil à partir duquel le sol a un comportement visqueux à fluide par sursaturation de la masse en eau, ce qui entraîne une perte de cohésion des particules (Rolin, 2001).

En lien avec ces limites d'Atterberg, la solifluxion peut être définie comme « l'ensemble des mouvements du sol en relation directe avec le franchissement des limites de liquidité ou de plasticité, ou en relation indirecte avec le franchissement de ces limites par leur action sur la cohésion » (Avenard, 1989). La **saturation de la masse**, qui se définit comme l'occupation de tous les vides interstitiels par l'eau, n'est donc pas indispensable à la solifluxion. Les changements dans la cohésion semblent être suffisants pour permettre une déformation plastique de la masse, comme l'on démontré d'autres auteurs (Williams et Smith, 1989 ; Harris et al., 2007). La sursaturation se produit quant à elle lorsque le volume d'eau dépasse celui des vides interstitiels, ce qui produit une réduction de la cohésion de la masse, et l'écoulement de la masse lorsque cela se produit sur un versant (Foucault et Raoult, 2010).

De nombreux paramètres déterminent la sensibilité d'un sol aux mouvements, comme par exemple l'épaisseur de la masse ou ses caractéristiques physiques. Le passage entre le ruissellement chargé et la solifluxion semble essentiellement dépendre de la perméabilité du substrat ; la solifluxion nécessite une certaine perméabilité pour se développer. Une légère infiltration superficielle permet, dans le cas où le terrain est imperméable plus en profondeur, de franchir la limite de liquidité et d'atteindre une reptation visqueuse de la masse superficielle. Le franchissement de la limite de liquidité peut aussi se produire de façon plus ponctuelle ; en cas



de rupture des poches d'eau formées, une langue de matériel s'échappe et se répand à l'aval (Avenard, 1989).

Cette définition du processus de solifluxion laisse penser qu'il peut se produire dans tous les milieux à condition d'un apport hydrique suffisant. Toutefois, la solifluxion est également présente dans des environnements à fort déficit de précipitations, mais elle s'y développe généralement sur des pentes plus importantes que celles nécessaires dans les environnements plus humides. Il s'agit donc de s'interroger sur l'influence des conditions climatiques sur le processus, et il faut commencer par expliquer plus en détail le processus. L'explication rhéologique n'étant pas suffisante, il est nécessaire de distinguer plusieurs mécanismes qui composent le processus de solifluxion (French, 1976).

---

#### 4.1.2. Mécanismes

---

Matsuoka (2001) propose une explication du processus de solifluxion basée sur la distinction des différents mécanismes qui le génèrent, dont je vais en présenter ici une version traduite et résumée. Selon Matsuoka, la solifluxion regroupe quatre types de sous-processus que sont le ***needle-ice creep***, le ***frost creep***, la ***gelifluction***, et le ***plug-like flow***. Il distingue la reptation dite diurne, ou quotidienne (*diurnal frost creep*) de la reptation dite annuelle ou saisonnière (*annual frost creep*) selon la durée des cycles de gel-dégel (fig. 4.2.). Le premier type touche seulement les premiers centimètres du sol (Matsuoka, 1998), alors que le second peut affecter le sol jusqu'à plusieurs décimètres de profondeur (Smith, 1988). Matsuoka définit la reptation comme étant le déplacement vers l'aval de particules occasionné par l'expansion du sol durant un cycle de gel-dégel (Washburn, 1979). La cohésion des particules peut toutefois induire un mouvement rétroactif lors du dégel.

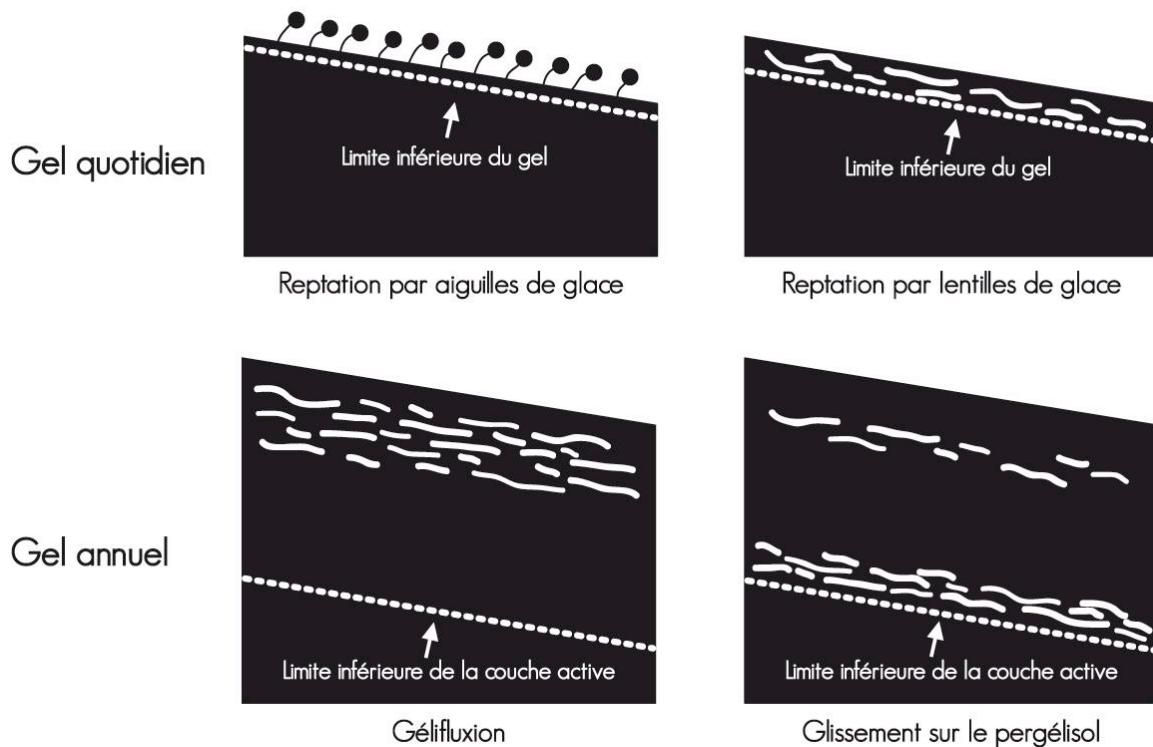


Fig. 4.2. Représentation schématique des différents mécanismes qui composent le processus de solifluxion. D'après Matsuoka (2001).

La **reptation liée aux aiguilles de glaces** (*needle-ice creep*) est un premier type de reptation diurne qui se produit lorsque les particules à la surface du sol sont soulevées par des aiguilles de glace et retombent lors du dégel. La répétition quotidienne de ces cycles de gel-dégel entraîne un mouvement de masse superficiel, mais relativement rapide. Ce mécanisme nécessite donc des températures nocturnes tout juste négatives qui n'affectent que la partie superficielle du sol, et un sol plus chaud en profondeur, comme par exemple au début de l'hiver (Matsuoka, 1994).

Les mouvements provoqués par le développement de **lentilles de glace** dans le sous-sol (*frost creep*) est le second type. Il dépend de la durée des cycles gel-dégel qui définissent la profondeur à laquelle se développent les lentilles, et donc son épaisseur. Les cycles journaliers n'affectent en général que les premiers centimètres du sol (Matsuoka, 1998), alors que les cycles annuels pénètrent jusqu'à plusieurs décimètres de profondeur (fig. 4.3.) (Smith, 1988).

La reptation annuelle est présente selon Matsuoka sous deux formes. La **gélifluxion** (*gelifluxion*), qui est le déplacement parallèle à la pente d'un matériel devenu plastique sous l'effet de la fonte d'un sol gelé et / ou de l'infiltration d'eau provenant de la fonte neige ou de la

pluie (Matsuoka, 2001). L'infiltration de l'eau dans la partie superficielle du sol peut induire une déformation de la masse avant sa saturation en eau (Harris, Davies et Coutard, 1997b).

Le **glissement** (*plug-like flow*) se retrouve uniquement sur les versants contenant du pergélisol froid (Mackay, 1981). Le sol y est soumis au gel de manière bi-latérale ; il pénètre tant par la surface que depuis le pergélisol se situant en dessous (Lewkowicz, 1988). Ce gel ascendant provoque la ségrégation de nombreuses lentilles de glace à la base de la couche active, qui – lorsqu'elles dégèlent – peuvent induire le glissement de l'ensemble de cette couche. Il est toutefois possible que ce mécanisme implique également de la gélifluxion en profondeur, combinée à un glissement rapide (Williams et Smith, 1989 ; Lewkowicz, 1992).

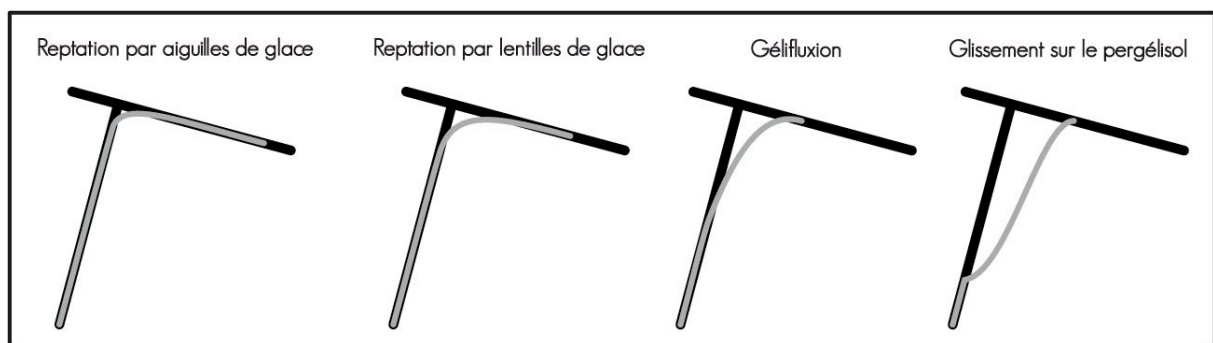


Fig. 4.3. Représentation schématique des vitesses de déplacement pour les différents mécanismes qui composent le processus de solifluxion. D'après Matsuoka (2001).

Cette explication du processus laisse toutefois toujours un certain flou concernant la gélifluxion que Matsuoka (2001) décrit comme étant *le déplacement d'une masse devenue plastique sous l'effet de la saturation en eau liée soit au dégel de la couche superficielle, ou de l'infiltration d'eau provenant de la fonte des neiges ou de la pluie*. Cette définition correspond précisément à ce que d'autres auteurs (Gamper, 1981 ; Avenard, 1989 ; Rolin, 2001) nomment *solifluxion*. Matsuoka considère que la solifluxion est également composée d'autres mécanismes comme la reptation et le glissement sur le pergélisol (*plug-like flow*). Selon sa définition on pourrait toutefois observer le mécanisme de gélifluxion en l'absence de conditions froides puisque celle-ci peut se produire par l'infiltration d'eau de pluie. Cette dernière cause peut cependant difficilement être un facteur unique, comme nous le verrons par la suite.

La grande majorité des chercheurs de ce domaine considèrent que le processus de solifluxion est composé principalement de deux mécanismes majeurs : la gélifluxion et la reptation (Benedict, 1970 ; Van Vliet-Lanoë, 1995 ; Ballantyne et Harris, 1994 ; Matsuoka, 1998 ; Matsumoto et al., 2010). Ainsi, il ne font pas la distinction entre les deux types de reptations qui

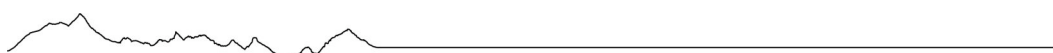


agissent souvent simultanément et dont la différenciation est particulièrement difficile. Il en va de même pour le *plug-like flow*, qui paraît assez rare et dont l'identification est très complexe.

French (1976) donne quelques précisions concernant les milieux périglaciaires ; il prétend que plus les variations liées au gel/dégel sont importantes, plus la reptation (*creeping*) est forte, et que plus la couche active du pergélisol est épaisse, moins la solifluxion est efficace. Rolin (2001) considère que les alternances gel-dégel ne font pas partie intégrante de la solifluxion, puisqu'elles ont plutôt tendance à stabiliser et à faire gonfler la masse durant la période hivernale en raison des lentilles de glace qui s'y développent. Lorsque vient le dégel, la fonte de ces lentilles entraîne un affaissement de la masse, qui, en pente, se traduit par une migration du matériel vers l'aval. Il estime donc que les cycles gel-dégel ne sont pas à considérer en tant que véritable mécanisme puisque c'est la gravité qui entraîne le déplacement de la masse. Pour lui, la solifluxion se limite à la saturation de la masse en eau que ce soit par les précipitations, l'eau de fonte ou le dégel du sol. Ce sont les variations d'humidité qui sont essentielles dans la solifluxion parce qu'ils engendrent des changements d'état de la masse et donc de ses propriétés mécaniques.

Scapoza (2012) résume bien la situation concernant la définition de la solifluxion: « *selon les auteurs, la gélifluxion désigne à la fois la solifluxion qui s'opère sur un sol gelé (pergélisol) (Washburn, 1979 ; Summerfield, 1991) ou la solifluxion associée à une percolation d'eau contrainte par un sol (saisonnement) gelé pendant la période de dégel (French, 2007). Pour cet auteur, la gélifluxion serait donc la composante printanière de la solifluxion sens lato, alors que la solifluxion sensu stricto résulterait du frost creep pendant la période de gel* ».

Pour la suite ce travail, je me baserai sur la définition proposée par Matsuoka (2001), et parlerai donc de *processus de solifluxion* et je réserverai le terme *gelifluxion* à un des mécanismes qui le compose.



Ces différents mécanismes peuvent s'opérer de manière simultanée ou indépendante, en fonction des conditions climatiques et des caractéristiques du substrat. Les processus de solifluxion se développent sur des versants composés de matériel meuble, qui est dans certains cas recouvert par de la végétation. Une granulométrie fine favorise le développement des différents mécanismes qui peuvent alors occasionner une déformation progressive d'une masse de matériel. Les mécanismes étant fortement dépendant des caractéristiques du substrat, les mouvements qu'ils engendrent sur un versant présentent d'importantes variations.

Ce sont ces variations d'intensité du processus qui sont à l'origine des formes que l'on rattache à la solifluxion : les zones les plus actives recouvrent, déforment ou poussent celles qui sont moins actives, ce qui provoque l'apparition de formes tels que des bombements, des striations, des bourrelets et des lobes. Je reviendrai plus tard sur les différentes formes qui résultent de ce processus (cf. chap. 4.4.).

---

### 4.2.1. Méthodes de mesures

---

Les mouvements engendrés par la solifluxion sont au centre de nombreux travaux (Mackay et Mathews, 1974 ; Gamper, 1981 ; Yamada et al., 2000 ; Matsuoka, 2001 ; Matsumoto et al., 2010). Les techniques utilisées pour leur observation sont parfois assez rudimentaires, permettant simplement de constater la dynamique présente, ou alors plus complexes et offrant la possibilité de quantifier précisément les déplacements.

- La méthode la plus simple est certainement celle des **traits de peinture**, qui consiste à tracer des lignes traversant la forme (fig. 4.4.). Avec le temps, le déplacement de la forme induit une déformation du trait. Malgré l'impossibilité de quantifier précisément le déplacement, cette technique est très utilisée dans des études combinant diverses méthodes, car elle permet de connaître facilement le degré d'activité d'une forme, et il est alors possible d'y réaliser d'autres mesures. De plus, cette méthode possède l'avantage d'être facilement applicable et de ne nécessiter que très peu de matériel, ce qui la rend utilisable dans des régions particulièrement difficiles d'accès. Dans certains cas, les chercheurs ont étudié l'évolution de ces traits de peinture durant plusieurs années, avec des systèmes de photographie verticale fixe, permettant une comparaison optimale entre les différentes périodes, ainsi qu'une quantification du déplacement (Mackay et Mathews, 1974 ; Matsuoka, 1998).





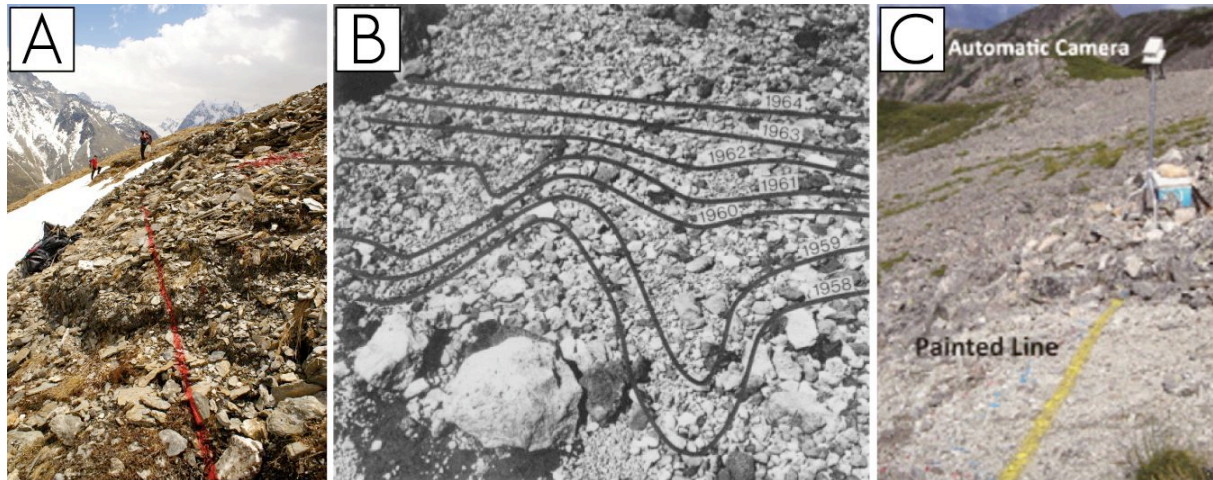


Fig. 4.4. Différentes applications de la méthode des traits de peinture. A) Trait transversal sur un lobe de solifluxion. B) Traits successifs permettant de constater les déplacements pour différentes années (Mackay et Mathews, 1974). C) Trait de peinture surveillé par une webcam (Matsuoka, 2011).

- La comparaison de positionnement entre des **points de repères** plantés dans les zones de fluage et d'autres qui sont fixes permet de mesurer le déplacement total. Cependant, il n'est pas toujours aisé de trouver des zones pour lesquelles l'absence de mouvement est certifié. De plus, dans le cas où les points de repères sont des piquets pleins - dont la composition est évidemment très différente du substrat - les processus de cryoexpulsion<sup>4</sup> tendent à les faire ressortir progressivement, ce qui induit des erreurs dans les mesures. Cette méthode mesure les déplacements à la surface et ne permet pas de faire de distinction quant à l'origine du mouvement.
- Contrairement à la technique précédente, les **tubes déformables** ont l'avantage de permettre une mesure en profondeur des mouvements présents (fig. 4.5.). Ces tubes en matière souple – généralement du PVC – sont enfoncés verticalement dans le sol, et ils se déforment alors sous l'effet du déplacement. Comme les vitesses de déplacement sont généralement différentes entre la surface et la profondeur, cela engendre une courbure du tube qui traduit la dynamique présente (fig. 4.5.A). Selon la distribution des tubes sur la forme, on peut percevoir la variation des mouvements entre le centre et les bordures. Cependant, les tubes déformables ont le désavantage de devoir être excavés soigneusement afin de ne pas endommager la courbure qu'ils ont prise, et ils sont donc à usage unique (fig. 4.5.B) (Mackay, 1981 ; Yamada et al., 2000 ; Matsumoto et Ishikawa, 2002).

<sup>4</sup> La cryoexpulsion est définie comme étant la migration vers la surface d'un élément dont la densité diffère du substrat engendrée par les cycles gel-dégel (Morard et al., 2009).



Gamper (1985) utilise des feuilles d'aluminium pour percevoir la déformation liée au fluage du matériel ; celles-ci sont très fines, et elles sont donc moins facilement expulsées par les alternances gel-dégel. Leur excavation est par contre moins évidente en raison de leur capacité de distorsion élevée.

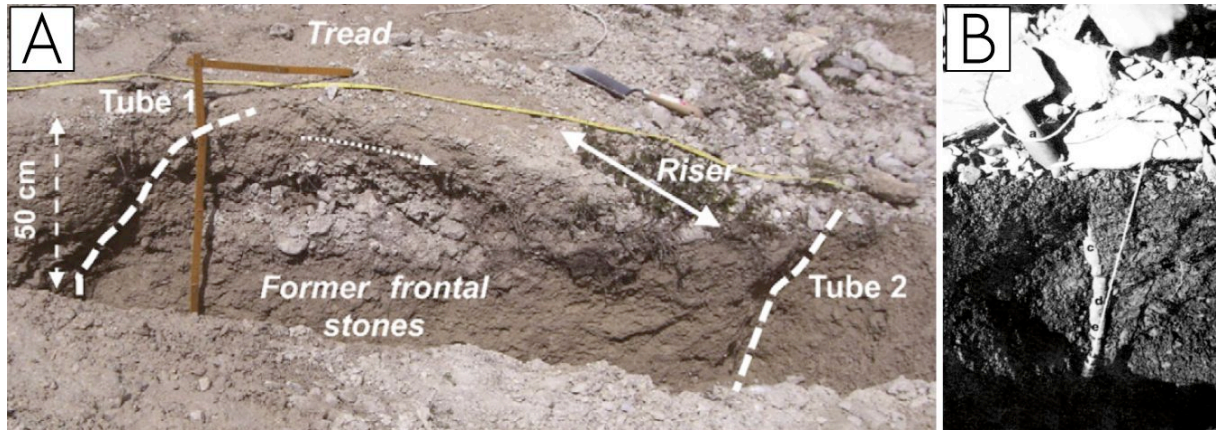


Fig. 4.5. Application de la méthode des tubes déformables. A) Déformation variable des tubes entre la forme (Tube 1) et le front (Tube 2) (Matsuoka, 2011). B) Excavation d'un tube déformé (Pech, 1996).

- L'utilisation d'**inclinomètres** est certainement la méthode la plus fréquente pour mesurer les mouvements sur un versant. Les inclinomètres de type *Morand* permettent, à partir de différents piquets enfoncés verticalement dans le sol, de mesurer les variations angulaires pour une certaine durée et d'en déduire alors le déplacement (fig. 4.6.A). Ces appareils permettent de faire des mesures à plusieurs reprises pour toutes les durées souhaitées et offrent des résultats généralement très précis. Cette méthode mesure le déplacement total présent, mais permet également de connaître la part du déplacement par rotation et celle revenant à la translation ou glissement. Certains auteurs détaillent le fonctionnement de ce système dans la partie méthodologique de leurs travaux (p. ex. Yamada et al., 2000 ; Rolin, 2001).
- D'autres chercheurs ont mis au point des appareillages de mesures assez complexes permettant la mesure en continu de différents paramètres (Matsuoka, 2010 ; Harris et al., 2008). L'**appareil de monitoring** mis au point par les chercheurs japonais (Matsuoka, 1994 ; Matsuoka, 2010) permet un enregistrement simultané de l'extension du sol lié aux cycles gel-dégel, du déplacement du sol grâce à un inclinomètre ou un tube déformable, des températures du sol et de surface, de la hauteur de la neige, ainsi que de l'humidité du sol (fig. 4.6.B+C). Les résultats proposés sont particulièrement intéressants puisque les différents appareils de mesure sont tous exposés exactement aux mêmes conditions et pour une durée identique (p. ex. Matsumoto et al., 2010).



Fig. 4.6. Exemple d'application des méthodes d'inclinométrie et de monitoring. A) Inclinomètre de type « Morand » sur un lobe du bassin versant de la Grande Sassièrre (FR), (Rolin, 2001). B) Photo d'un système de monitoring installé en Norvège (Harris et al., 2008). C) Représentation schématique d'un système de monitoring semi-automatique, montrant les différents instruments de mesure combinés (Matsuoka, 2010).

Le tableau suivant résume les différentes méthodes utilisées pour mesurer les mouvements provoqués par la solifluxion, en mettant en évidence leurs avantages et leurs désavantages respectifs (fig. 4.7.).

METHODES	MATERIEL	MESURES	AVANTAGES	DESAVANTAGES	REFERENCES
TRAITS DE PEINTURE	- Peinture	- Dynamique de surface - Non quantitative	- Simplicité - Efficacité pour constater la dynamique	- Difficilement quantifiable - Seulement la dynamique de surface - Usage unique	- Mackay et Mathews, 1974 - Gamper, 1981 - Matsuoka, 1998, 2010
POINTS DE REPERES	- Repères - Visée	- Dynamique de surface - Quantitative	- Précision - Quantification - Usage multiple	- Complexité - Seulement la dynamique de surface - Cryoexpulsion des repères - Référence fixe	- Gamper, 1981
TUBES DEFORMABLES	- Tubes (PVC ou bois) - Pelle et pioche pour l'excavation	- Dynamique en surface et en profondeur - Non quantitative	- Simplicité - Dynamique en profondeur	- Difficilement quantifiable - Excavation nécessaire - Cryoexpulsion des tubes - Usage unique	- Mackay, 1981 - Yamada et al., 2000 - Matsumoto et Ishikawa, 2002
INCLINOMETRES	- Inclinomètres	- Dynamique de surface et en profondeur - Quantitative	- Distinction entre la dynamique de surface et de profondeur - Quantification - Usage multiple	- Complexité - Coût - Vulnérabilité	- Rolin, 2001 - Matsuoka, 2010

Fig. 4.7. Tableau récapitulatif pour les différentes méthodes de mensuration des mouvements liés à la solifluxion.



---

#### 4.2.2. Mouvements de solifluxion

---

Les méthodes qui permettent la quantification des mouvements aboutissent à des valeurs qui sont généralement comprises entre quelques centimètres et plusieurs décimètres par année, voire supérieure au mètre. Il semble intéressant de présenter ici certaines études de façon plus détaillée.

- Les mesures effectuées par Rolin (2001) dans la région de la Grande Sassièrre (FR) sont en moyenne de l'ordre de 15 à 20 cm par année pour l'ensemble des formes étudiées. Les différences qui existent entre les formes sont très importantes ; pour certaines, les mouvements se limitent à quelques centimètres par année, alors qu'ils atteignent presque 1 mètre pour d'autres. Ces mesures, réalisées grâce à des inclinomètres de type *Morand*, permettent également de différencier la composante rotationnelle et translationnelle du mouvement : en moyenne 40 % du mouvement s'effectue par rotation, et 60% par translation. Les variations de mouvement au sein même d'une forme ont également pu être quantifiées lors de ces recherches: le déplacement est décroissant vers les bords. En moyenne les vitesses sont de 10 cm supérieures au centre par rapport à l'extérieur pour les trois années de mesures. Toutefois, on observe une très forte variabilité de ces résultats tant entre les différentes formes qu'entre les différentes saisons.

Loupes	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Moy
1996/1997	4,1	0,3	25,7	21,2	60,8	8	7,6	1,6	3,6	1,1	4	42,8	15,1
1997/1998	2,5	1,2	23,6	14,5	41,3	24,6	6,3	2	1,6	2,5	3,7	43,3	13,9
1998/1999	3,2	1	63	8	70	15,3	10,6	2	1,5	9,2	30,1	43	21,4
Total	9,8	2,5	112,3	43,7	172,1	47,9	24,5	5,6	6,7	12,8	37,8	129,1	50,4

Fig. 4.8. Déplacements (cm) mesurés sur 12 lobes de solifluxion dans la région de la Grande Sassièrre (FR). D'après Rolin (2001).

- Matsuoka (2001) propose une compilation des résultats obtenus lors de nombreuses études réalisées par différents auteurs portant sur les mouvements, et ce qui permet la comparaison entre les environnements polaires et les environnements de montagne. Ce travail fait apparaître une différence générale entre les deux environnements : en région polaire, les déplacements sont en moyenne de l'ordre de quelques centimètres par année, alors que dans les régions de montagne ils sont plutôt de l'ordre décimétrique. Pour les Alpes helvétiques, les valeurs sont plus faibles que celles des Andes, mais elles sont par contre supérieures à celles mesurées dans les massifs Nord Américains. Concernant la



profondeur du mouvement, on remarque des valeurs moyennes légèrement supérieures dans les environnements polaires, mais il est difficile de faire des hypothèses au vu de la disparité des valeurs au sein des deux environnements ainsi que des mêmes régions. Les mesures réalisées pendant quatorze années par Matsuoka (2010) dans les Alpes helvétiques démontrent bien la forte variabilité saisonnière des mouvements pour une même forme. L'utilisation d'un appareil de monitoring permettant de mesurer simultanément les différents mouvements, ainsi que les températures, l'épaisseur de neige et l'humidité du sol, rendent ces données particulièrement intéressantes pour l'analyse de l'effet des alternances gel-dégel dans le processus. Matsuoka a ainsi pu déterminer différents types de mouvements selon de la quantité d'eau contenue dans le sol ; la gélifluxion se produit généralement lorsque le taux est de 20 à 25% du volume interstitiel de la masse.

PERIODE : DU 01.08 AU 31.07	MONITORING MANUEL			MONITORING AUTOMATIQUE				
	Mouvement annuel en surface (cm)			Soulèvement saisonnier (cm)	Soulèvement total (cm a <sup>-1</sup> )	Profondeur de gel saisonnier (cm)	MAGT (°)	
	Lobe 1	Lobe 2	Lobe 3				30 cm	225 cm
94/95	-	-	-	2.5	7.5	170	0.9	1.6
95/96	17.0	-	-	3.6	12.0	200	0.5	1.2
96/97	7.2	-	-	5.1	-	130	1.1	1.0
97/98	8.7	-	-	4.6	7.3	180	-	-
98/99	6.1	-	4.5	-	-	-	-	-
99/00	17.0	-	4.1	4.9	13.0	190	1.2	1.6
00/01	1.0	-	0.7	3.0	7.5	50	1.3	1.6
01/02	19.4	47.1	2.7	3.6	9.4	245	-0.2	1.0
02/03	29.2	52.5	3.9	2.9	11.5	80	2.0	0.9
03/04	22.5	21.4	4.9	4.1	16.3	90	1.6	1.9
04/05	30.7	35.7	4.7	-	-	150	1.4	1.7
05/06	34.5	18.0	4.2	6.9	14.2	100	1.7	2.2
06/07	12	15.1	5.8	7.3	17.5	130	2.3	2.1
07/08	16.7	62.0	4.4	8.1	11.2	100	2.0	2.1
Moyenne	17.1	36.0	4.0	4.7	11.6	140	1.4	1.7

Fig. 4.9. Résultats des mesures effectuées pendant 14 années dans les Alpes suisses. D'après Matsuoka (2010).

- Les mesures effectuées par Gamper (1981) dans le Parc National Suisse sur le versant Ouest du Munt Buffalora (814170/169315), entre l'été 1975 et le début de l'automne 1979, démontrent aussi la forte variabilité des mouvements liés au processus de solifluxion. Les mesures ont été réalisées sur trois lobes adjacents mesurant entre 15 et 25 mètres de long pour environ 5 mètres de large et une épaisseur inférieure à 1 mètre. Ils sont situés sur un versant passablement recouvert par la végétation dans sa partie aval, mais par contre totalement découvert en amont. L'épaisseur de la couverture meuble varie entre 70 et 90 cm, et les pentes sont de l'ordre de 25 à 30°. Les mouvements mesurés ont été nettement moins importants durant les deux premières années de mesures (75-76 et 76-77) et se sont intensifiés durant les deux années suivantes. Les déplacements les plus importants se sont



produits essentiellement sur les lobes ou alors en amont de ceux-ci, mais pas au niveau du front des formes. La disparité des mouvements entre le centre des formes, où les vitesses sont maximales, et les bordures qui fluent nettement moins rapidement est également bien démontrée par ces mesures. Les mouvements mesurés se produisent essentiellement dans les zones non recouvertes par la végétation. De plus, on constate une très forte variabilité interannuelle des mouvements au sein même des différents lobes. Les recherches de Gamper (1981) démontrent également que les mouvements varient en fonction de la profondeur ; ils sont maximaux en surface et décroissent fortement dans les dix premiers centimètres du sous-sol.

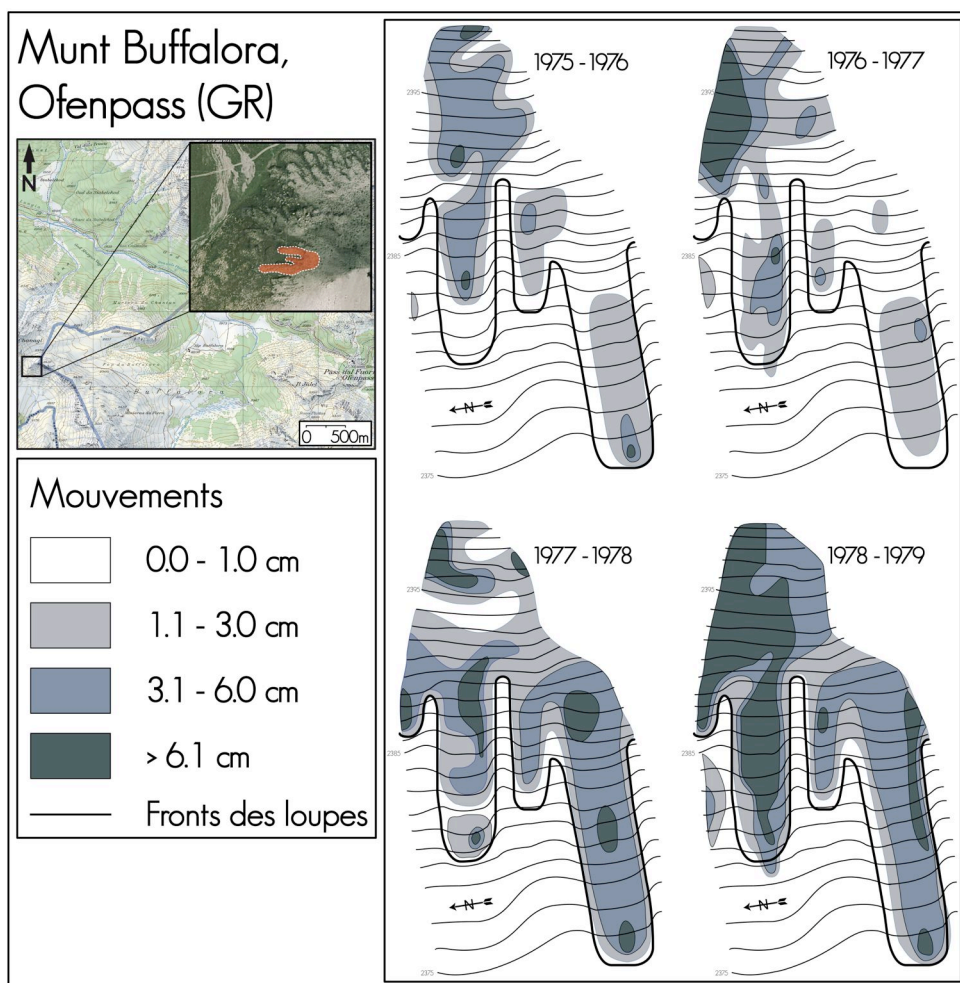


Fig. 4.10. Mouvements mesurés entre 1975 et 1979 sur trois lobes de solifluxion sur le versant ouest du Munt Buffalora (814170/169315). On y constate bien la forte variabilité spatiale interannuelle des mouvements. D'après Gamper (1981).

Dans l'ensemble, ces études aboutissent à des conclusions similaires : il existe une grande disparité dans les mouvements de solifluxion tant d'un point de vue spatial que temporel. Les vitesses de déplacement sont très hétérogènes non seulement à une échelle globale et régionale, mais aussi plus locale. Sur un même site, les mouvements les plus importants ne se

produisent pas chaque année au même endroit : un lobe peut fluer fortement pendant quelques saisons puis s'immobiliser soudainement, tout comme inversement un lobe paraissant inactif peut subitement se remettre en mouvement. On retrouve par exemple au sein d'un même versant des mouvements variant du simple au décuple (Rolin, 2001). Des formes présentant une morphologie similaire, situées à proximité l'une de l'autre, peuvent en réalité avoir des dynamiques très différentes : l'une peut être presque inactive, alors que l'autre progresse de près d'un mètre par année. L'hétérogénéité spatiale des mouvements semble être fortement liée à la disponibilité en eau qui dépend de la répartition des névés résiduels en fin de période de fonte des neiges. Les déplacements s'effectuent généralement de façon inconstante ; ils se produisent presque essentiellement à une seule période de l'année, au début de l'été, lors de la fonte de la couverture neigeuse et du dégel des sols (Price, 1991 ; Rolin, 2002 ; Hugenholtz et Lewkowicz, 2002). Selon Rolin (2001), 94% des déplacements se réalisent entre la fin du printemps et le début de l'été, et les formes peuvent rester presque totalement inactives le restant de l'année. En ce qui concerne la période de déplacement, les variations entre les différentes formes présentes au sein d'un même versant sont relativement faibles, et les mouvements se réalisent donc presque simultanément. Dans les environnements alpins, l'influence de la période de la fonte des neiges sur les déplacements semble particulièrement importante, contrairement aux environnements polaires où c'est surtout le dégel du sol qui est primordial, et les déplacements s'y réalisent donc de façon plus constante (Matsuoka, 2001).

L'étude des végétaux présents sur les formes liées à la solifluxion permet aussi de faire des suppositions quand à leur degré d'activité (Rolin, 2001). Certains végétaux, comme la laïche courbée (*Carex Curvula*) ou la séslerie bleuâtre (*Sesleria caerulea*) sont caractéristiques des pelouses alpines et se développent généralement sur des sols stables. Ils pourraient donc traduire une relative inactivité des formes. Inversement, des végétaux comme la renoncule des glaciers (*Ranunculus glacialis*) ou la saule à feuilles émoussées (*Salix retusa*) peuvent développer des racines traçantes qui leur permettent de s'adapter à des sols instables. Le cirse épineux (*Cirsium Spinosissium*) est souvent présent sur les flancs des formes ou au pied du front car il se développe sur des sols particulièrement humides et peut donc servir d'indicateur de la saturation d'une masse en eau. La couverture végétale peut donc être un bon indicateur du degré d'activité d'une forme, mais les exceptions restent possibles ; on trouve des secteurs géomorphologiquement actifs alors que la végétation présente laisse croire à une certaine stabilité du milieu.



### 4.3. FACTEURS DE CONTROLE

Les mécanismes qui composent le processus de solifluxion ainsi que les mouvements qui en résultent ayant été présentés, il s'agit maintenant de comprendre comment les paramètres environnementaux influencent la dynamique solifluante.

De manière générale, les facteurs les plus importants ayant un impact sur le processus de solifluxion sont la topographie et le climat. La topographie conditionne essentiellement la pente sur laquelle se développe le processus, mais aussi la saturation de la masse, que ce soit directement par la présence d'écoulement, ou indirectement par des particularités topo-climatiques. Le climat est déterminant quant aux précipitations et au gel du substrat, et influence ainsi l'apport en eau des formes. Les caractéristiques du substrat sont également déterminantes pour l'intensité du processus et la morphologie des formes.

---

#### 4.3.1. Topographie

---

Le processus de solifluxion dépend fortement de la pente, puisque celle-ci est à l'origine du mouvement parallèle au versant du matériel. L'explication du processus a permis de définir clairement le rôle de la force de gravité dans le processus (cf. chap. 4.11.). En général, celui-ci peut se développer sur des pentes très variables allant environ de 15° à 30° (Rolin, 2001). La question de l'influence de la pente sur les mouvements doit être posée, puisqu'on pourrait imaginer qu'il y ait une relation logique. D'après Matsuoka (2001), différents auteurs ont réussi à trouver des corrélations positives entre le degré de pente et la vitesse du mouvement, mais uniquement dans des environnements polaires (Washburn, 1967 ; Hirakawa, 1989 ; Akerman, 1996). Dans les environnements alpins, la trop forte variabilité spatiale de facteurs comme les caractéristiques du substratum ou l'apport en eau, réduit cette relation pente-mouvement (Matsuoka 2001). Toutefois, certains auteurs ont tout de même réussi à trouver des corrélations, mais essentiellement sur des versants dominés par les mécanismes de reptation (Benedict, 1970 ; Harris, 1981).

La topographie influence également d'autres facteurs comme l'humidité des sols, la couverture végétale, la couche de matériaux meubles et la couverture neigeuse hivernale qui sont généralement plus importantes au pied des versants (Matsuoka, 2001). Les conditions y sont donc plus favorables à la solifluxion (Hugenholtz et Lewkowicz, 2002). Outre la pente, la forme du versant influence aussi ces différents paramètres (Matsuoka, 2001). La pente ne semble





donc pas agir directement sur la dynamique qui dépend d'autres facteurs comme la lithologie ou le climat, mais elle conditionne plutôt la présence ou l'absence du processus (Rolin, 2001).

Certaines particularités topo-climatiques peuvent également favoriser le processus de solifluxion. Dans les combes à neige par exemple, les conditions sont généralement plus froides, la fonte des neiges y est plus tardive et l'apport hydrique potentiellement supérieur (Payette, Boudreau et Gagnon, 1985). D'autre part, les éboulis sont les zones qui paraissent les plus sujettes au processus de solifluxion en raison de la forte disponibilité de matériel meuble. De plus, dans certains cas, un système de ventilation interne y favorise des conditions plus froides (Lambiel, 2006), permettant potentiellement au processus de solifluxion de se développer à plus basse altitude. Les moraines sont également fréquemment affectées par des processus de solifluxion, certainement en raison leur forte proportion en matériel détritique fin et la présence possible de résidus de glace pouvant influencer les processus en surface.

La topographie est donc essentielle à l'interaction de la gravité dans le mouvement, mais elle est également déterminante pour les formes qui résultent des processus de solifluxion. Nous reviendrons plus tard sur les liens qui peuvent être établis entre la pente et la morphologie (cf. chap. 6.1.4.).

---

#### 4.3.2. Climat

---

Le climat est le second facteur déterminant pour le processus de solifluxion qui conditionne généralement l'apport en eau. Nous avons vu que la solifluxion nécessite une humification de la masse jusqu'à un niveau de saturation suffisant pour induire sa déformation. Cette saturation peut venir tant des précipitations que de la fonte des neiges ou du dégel du sol (Matsuoka, 2001). Dans les régions où les précipitations constituent le seul apport en eau, la saturation dépend du rapport entre les quantités d'eau précipitées et celles percolées. Bigarella et al. (1965) soulèvent qu'une couche de subsurface imperméable réduisant l'infiltration d'eau en profondeur et facilitant la saturation de la couche superficielle est alors nécessaire pour entraîner le processus de solifluxion. Les caractéristiques lithologiques du substrat y sont donc plus déterminantes que dans les environnements froids, où le gel facilite la présence d'une couche imperméable.

Dans les régions froides, la solifluxion dépend essentiellement du réchauffement de la couche superficielle, qui est saturée par l'eau de fonte lors du dégel. La couche inférieure qui ne dégèle pas – ou plus tard dans la saison – fait office de limite imperméable facilitant la saturation de la



partie superficielle. Dans certains cas, cette limite permet également le *glissement* de la couche superficielle devenue plastique sur la couche gelée. Ce *glissement* est facilité dans le cas où la délimitation entre la couche devenue plastique et celle qui est gelée est bien délimitée, comme par exemple si la constitution des deux couches est très hétérogène (Dylik, 1967). Différents auteurs précisent que ce phénomène survient également dans le cas de sols gelés temporairement, et que la présence de pergélisol n'est pas indispensable (p. ex. Baulig, 1956 ; Dylik, 1967 ; Washburn, 1979 ; Matsuoka, 2001). La formation de lentilles de glace est déterminante surtout pour la « préparation » du sol à la saturation, qui est facilitée par le déplacement de certaines particules générant des vides interstitiels supplémentaires (Matsuoka, 2001).

L'apport en eau résultant de la fonte des neiges est également essentiel pour la solifluxion alpine. Jaesche (1999) a étudié l'influence de la couverture neigeuse, et selon lui, pour que le processus se déclanche, la fonte de la couverture neigeuse ne doit pas être trop rapide au printemps de manière à ce que l'apport en eau de fonte soit de plus longue durée. En effet, si la couche superficielle ne dégèle que lentement après la fonte de la couverture neigeuse, l'eau provenant de cette dernière s'infiltrera plus difficilement dans le substrat. La saturation de celui-ci continue alors généralement après le dégel du sol, jusqu'à la disparition des derniers névés alimentant les formes en eau. La profondeur du gel du sol dépend de la couverture neigeuse, et ses caractéristiques sont plus importantes que les températures moyennes annuelles, par rapport à l'intensité des mouvements de solifluxion (Jaesche et al., 2003). Le gel du sol est retardé par un enneigement précoce en hiver, et le dégel est accéléré par un déneigement avancé, en raison de son effet isolant (Jaesche, 1999 ; Jaesche et al., 2002).

La question de la réactivation du processus après la fin du dégel par les précipitations estivales reste toujours ouverte (Jaesche et al. 1997 ; Jaesche et al., 2003), mais le phénomène semble relativement rare. Les précipitations estivales ne semblent pas pouvoir réactiver la dynamique, mais pourraient simplement la faire perdurer plus longtemps après le dégel (Kinnard et Lewkowicz, 2005).

L'étude des relations entre la présence de formes solifluées sur un versant et sa couverture neigeuse de celui-ci ont démontré que ce ne sont pas forcément les versants les plus enneigés où les formes sont les plus fréquentes. Les versants les plus vite découverts sont effectivement les moins affectés, tout comme les versants enneigés le plus longtemps, orientés en général au nord. Les versants les plus touchés sont ceux qui sont enneigés tardivement en hiver, et où la



fonte se fait de manière disparate, de sorte que des « taches » de neige y restent plus longtemps. Il est difficile de déterminer une orientation du versant optimale pour la solifluxion en raison de la forte influence du vent et de la topographie locale sur la répartition nivale (Hugenholtz et Lewkowicz, 2002).

**Les changements climatiques** ont certainement des effets directs sur la solifluxion, tout comme sur de nombreux autres processus géomorphologiques. Si presque aucune étude récente ne porte sur l'impact des changements climatiques actuels sur la dynamique solifluante, de nombreux auteurs se sont par contre intéressés à la solifluxion pour en tirer des informations sur les évolutions climatiques passées (p. ex. Benedict, 1976 ; Schneebeli et Roethlisberger, 1976 ; Gamper, 1985 ; Oliva et al., 2009). En partant du principe que le processus de solifluxion nécessite des conditions froides permettant le gel de la couche superficielle du sol durant la période hivernale, les formes qui en résultent peuvent faire office d'indicateurs précieux en ce qui concerne les conditions climatiques passées (Matsuoka, 2001). Comme la dynamique solifluante dépend directement des évolutions climatiques, il en résulte des périodes où l'activité est plus importante que d'autres (Veit, 1988). Pour pouvoir déterminer ces périodes d'activité, le développement d'une couverture pédologique et végétale sur les formes lorsqu'elles ne sont plus actives constitue un précieux indicateur (fig. 4.11.). Lorsque les conditions sont à nouveau plus favorables et que la dynamique reprend, les anciens lobes sont alors parfois recouverts par de plus récents, protégeant ainsi les éléments organiques et permettant une datation au  $^{14}\text{C}$ . Grâce à la datation des différents horizons organiques superposés, il est alors possible de définir des phases d'activité par comparaison des résultats obtenus sur plusieurs sites d'études. Toutefois, la détermination des différents horizons pose souvent problème, puisque les formes sont parfois mélangées ou remobilisées par d'autres processus (Gamper, 1985). De plus, il n'est pas clairement défini si la datation par cette méthode concerne l'instant de formation d'un horizon pédologique ou sa fossilisation. La précision de ces datations dépend aussi d'autres paramètres comme par exemple la méthode d'échantillonnage ou la dégradation prématurée des isotopes (Veit, 1988).

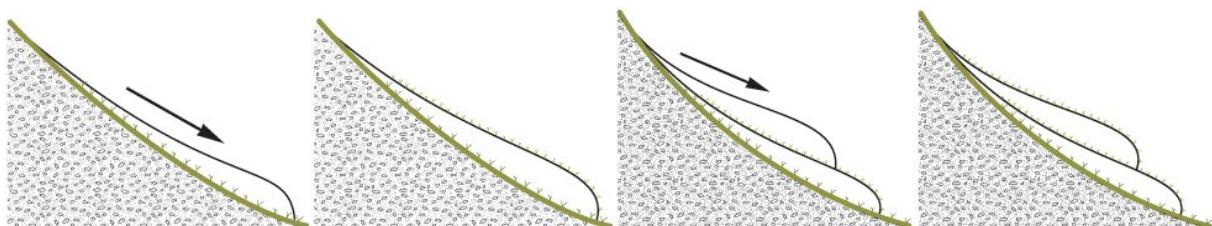


Fig. 4.11. Représentation schématique du développement d'un lobe de solifluxion montrant la succession de périodes de fluage (flèche) et d'inactivité. Le développement pédologique et végétal se produit lors des périodes d'inactivité. D'après Schneebeli et Roethlisberger (1976).

De manière générale, les formes qui ont pu être datées dans les environnements alpins se sont développées durant les 5000 dernières années (Oliva et al., 2009). La détermination de phases d'activité de la solifluxion par différents auteurs (Steinmann, 1978 ; Gamper, 1985 ; Veit 1993; Oliva et al. 2009) est donc particulièrement intéressante dans le cadre des recherches sur les évolutions climatiques durant la seconde moitié de l'Holocène. Veit (1988) explique que les nombreuses formes inactives, voire fossiles, que l'on peut observer actuellement entre 2000 et 2300 mètres dans les Alpes se seraient développées durant des phases où le processus était actif à plus basse altitude. En effet, de nos jours, la limite inférieure d'activité du processus de solifluxion se situe autour de 2600 m. Il aurait donc eu un rehaussement de la limite d'activité du processus de solifluxion. Cet abaissement durant l'Holocène coïnciderait approximativement avec la baisse de la limite inférieure du pergélisol discontinu, ainsi qu'avec une diminution de la température moyenne annuelle dans les Alpes (Veit, 1988 ; Burga et Perret, 1998 ; Lister et al., 1998). L'évolution des précipitations doit également avoir joué un rôle dans le déplacement de cette limite (Jaesche et al., 2002).

Il est par contre plus difficile de comparer ces phases d'activité avec les fluctuations glaciaires dans les Alpes, mais il semblerait que le processus de solifluxion ait été plus actif pendant les périodes de retrait glaciaire (Steinmann, 1978 ; Gamper, 1985). Au début des périodes interglaciaire, les conditions climatiques plus chaudes favorisent la fonte des neiges et des glaces. Elles engendrent ainsi une plus grande disponibilité en eau, le réchauffement du pergélisol et d'importants ruissellements favorisant l'apport en matériel détritique au pied des zones glaciaires et périglaciaires (Oliva et al., 2009). Toutefois, la forte variabilité spatiale de la dynamique solifluante engendre un certain décalage entre ces phases d'activités en fonction des régions étudiées, et il n'a donc pour l'instant pas été possible d'établir des périodes concordantes pour le processus de solifluxion pour l'ensemble des Alpes.

---

#### *4.3.3. Caractéristiques du substrat*

---

Outres les facteurs topographiques et climatiques, les caractéristiques physiques du matériel composant le corps flué et le substrat sont essentielles. Comme évoqué lors de la présentation des lois physiques qui réagissent la solifluxion, les matériaux sont diversement sensibles à l'humidité et changent donc aussi d'état plus ou moins facilement. Même si le contexte tectonique peut influencer le processus, par exemple par une plus forte infiltration générale dans les massifs calcaires, c'est principalement la lithologie et la granulométrie qui sont déterminantes pour la capacité de rétention d'eau et la sensibilité au gel d'un sol et donc de la



présence potentielle de solifluxion (Wiese, 1983). Il existe fréquemment un lien entre la lithologie et la granulométrie des matériaux meubles ; les roches plus friables et plus fracturées, comme par exemple les schistes ou les marnes, se délitent généralement plus finement. Inversement, les roches plus résistantes, comme les gneiss, produisent des éléments plus grossiers. C'est essentiellement la proportion de particules fines qui est déterminante ; celle-ci est généralement plus importante dans la partie aval des versants, et les particules fines se trouvent alors sous des éléments plus grossiers. Comme les éléments grossiers nécessitent un apport hydrique supérieure en raison de leur faible capacité de rétention d'eau, c'est essentiellement la saturation en eau de la matrice de particules fines qui va entraîner le déplacement des éléments plus grossiers. Toutefois, la proportion de particules fines ne semble pas nécessairement devoir être très importante, puisque des processus de solifluxion ont pu être observés dans des substrats en contenant moins de 10% (Avenard, 1989). La susceptibilité au gel est aussi plus élevée pour les particules fines, et les mécanismes de reptation et de gélifluxion y sont donc potentiellement plus importants (Hugenholtz et Lewkowicz, 2002).

Au dessus de la limite des forêts, l'influence du substrat sur le développement du couvert végétal est particulièrement importante. Les sols pauvres et fins des environnements alpins, combinés avec des conditions climatiques et atmosphériques difficiles, contraignent les végétaux à s'adapter pour survivre, et les espèces s'y répartissent selon leurs exigences écologiques, favorisant les regroupements (Werner, 1988). La forte activité des processus géomorphologiques entraîne un renouvellement régulier du substrat. Or, comme la stabilité de celui-ci est un facteur essentiel pour la végétation, certaines espèces développent des spécificités leur permettant de survivre. La nature des roches joue également un rôle prédominant dans la colonisation végétale (Ozenda, 1985). Globalement, les lobes de solifluxion semblent offrir de bonnes conditions pour le développement de pelouses alpines peu évoluées. La végétation est parfois présente uniquement sur les formes, alors que le substrat reste vierge. Dans d'autres cas, elle couvre invariablement les formes et le substrat. Le développement du couvert végétal débute généralement sur ou au pied du front des formes, où les particules fines et l'humidité se concentrent en priorité (Rolin, 2001). L'influence d'une couverture végétale sur le processus de solifluxion est difficilement identifiable, mais il semblerait que dans certains cas elle favorise la cohésion de la masse qui flue (Rolin, 2001). Aussi, les mouvements mesurés sont généralement plus faibles pour les lobes végétalisés (Matsuoka, 2001, Matsumoto et Ishikawa, 2002). La couverture végétale pourrait également défavoriser les mécanismes de reptation en raison de son effet isolant de la couche superficielle du sol (Benedict, 1970 ; Smith, 1988 ; Matsuoka, 2001).



Comme nous l'avons vu (cf. chap. 4.1.2.), les mécanismes sont fortement dépendants des caractéristiques du substrat, et les mouvements qu'ils engendrent sur un versant présentent donc d'importantes variations. Ce sont ces variations d'intensité du processus qui sont à l'origine des formes que l'on rattache à la solifluxion : les zones les plus actives recouvrent, déforment ou poussent celles qui sont moins actives, ce qui entraîne l'apparition de formes tels que des bombements, des striations, des bourrelets et des lobes

---

### 4.4.1. *Multiplicité des formes*

---

Au vu des nombreux facteurs qui influencent le processus de solifluxion, les formes qui en résultent présentent des morphologies très variées et sont difficilement différenciables (fig. 4.12.). Les formes typiques résultant de la solifluxion sont les lobes qui mesurent entre 2 et 50 m de longueur et de largeur, et de 0.2 à 2 m d'épaisseur (Harris, 1981). Ainsi, certains lobes s'apparentent plutôt à de petites terrasses, d'autres à des bourrelets ou encore à des coulées allongées.

Le front présente généralement un bombement convexe, et l'épaisseur de la forme diminue en direction de l'amont. Le développement du front est lié à la disparité des mouvements dans la forme, qui provoque une accumulation progressive de matériel vers le front en raison de son déplacement généralement plus lent que le reste de la forme. Dans certains cas, le front est déstabilisé par la poussée, et il peut alors s'effondrer (Hugenholtz et Lewkowicz, 2002).

La délimitation des contours des formes est très variable tant en raison des caractéristiques du substrat que de la superposition relativement fréquente des formes. La granulométrie des éléments composant la forme est très importante pour sa morphologie et sa définition. Généralement, il existe une relation positive entre les dimensions de la forme et la taille des éléments transportés (Hugenholtz et Lewkowicz, 2002) : plus les lobes sont grands, plus les matériaux sont de granulométrie grossière. S'il est difficile de se prononcer sur l'influence de la couverture végétale sur le processus, elle joue par contre un rôle majeur dans l'aspect et la définition des formes. Lorsque la végétation est uniquement présente sur la forme ou sur le substrat, le contraste est accentué et fait mieux ressortir les lobes.





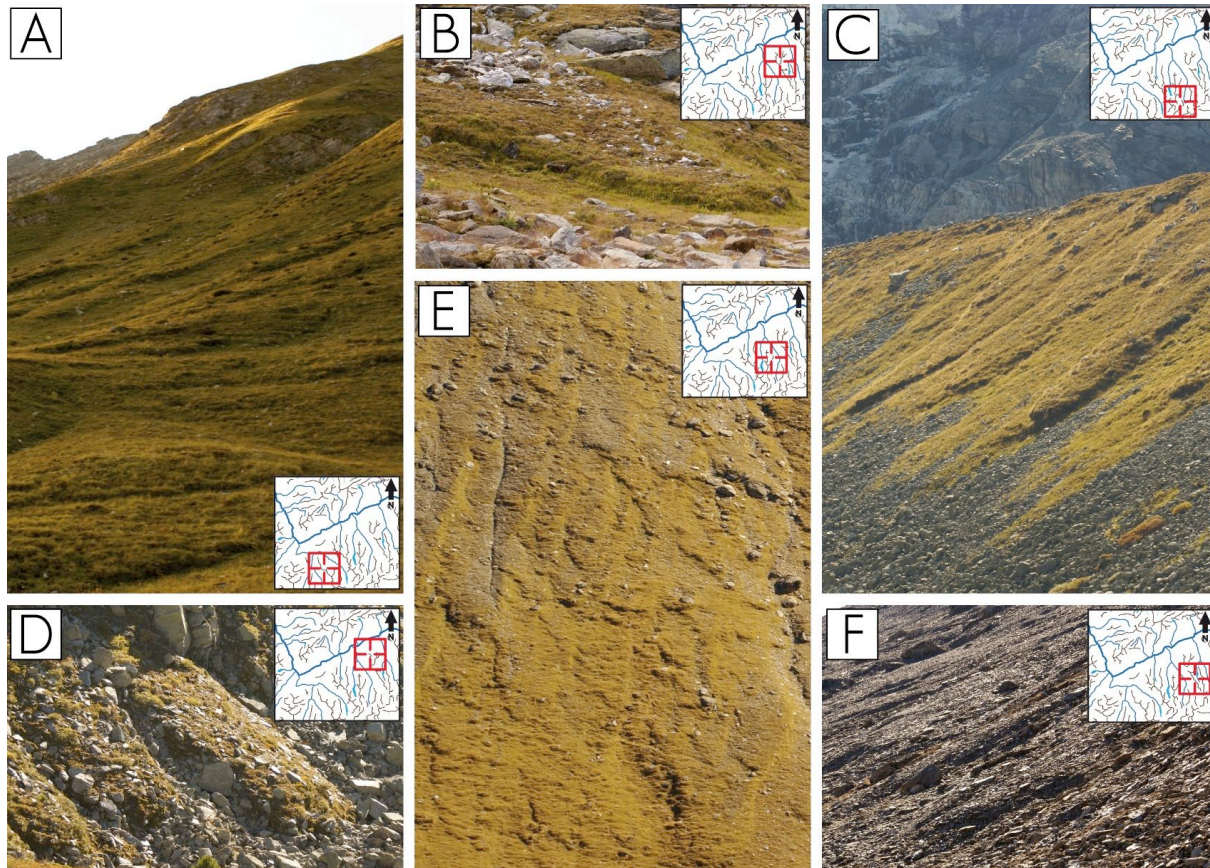


Fig. 4.12. Diversité morphologique des formes liées à la solifluxion. A) Formes mal délimitées au Col de Mille, Val de Bagnes. B) Lobe végétal à la Luérèche, Vallon de Réchy (603718/116323). C) Lobes végétalisés sur la moraine latérale du Tsjiore Nouve, Val d'Arolla (601720/95500). D) Lobes végétalisés sur un dépôt d'éboulement au Mont Noble, Vallon de Réchy (603695/117960). E) Formes superposées et entremêlées sur le versant ouest de la Palanche de la Crettaz, Val d'Hérens (601310/105430). F) Lobes minéraux dans l'éboulis du versant nord-est de la Pointe du Tsaté, Val de Moiry (609210/106465).

De nombreux auteurs se basent sur l'aspect des formes ainsi que sur des critères morphologiques pour distinguer les formes (p. ex. Matsuoka, 2001 ; Oliva et al., 2009 ; Ridefelt et Boelhouwers, 2006). Nous y reviendrons par la suite.

En général, sur un même versant, les formes les plus importantes se trouvent dans la partie aval, puisqu'elles grossissent au fur et à mesure que le mouvement les fait descendre le long de la pente (fig. 4.13.). C'est d'une part l'accumulation progressive du matériel qui entraîne cet accroissement, mais d'autre part aussi une granulométrie du substrat et une humidité du sol y plus favorables (Hugenholtz et Lewkowicz, 2002). Certains auteurs évoquent même l'évolution progressive de la morphologie des lobes à fur et à mesure de leur progression sur le versant (Ballantyne et Harris, 1994).



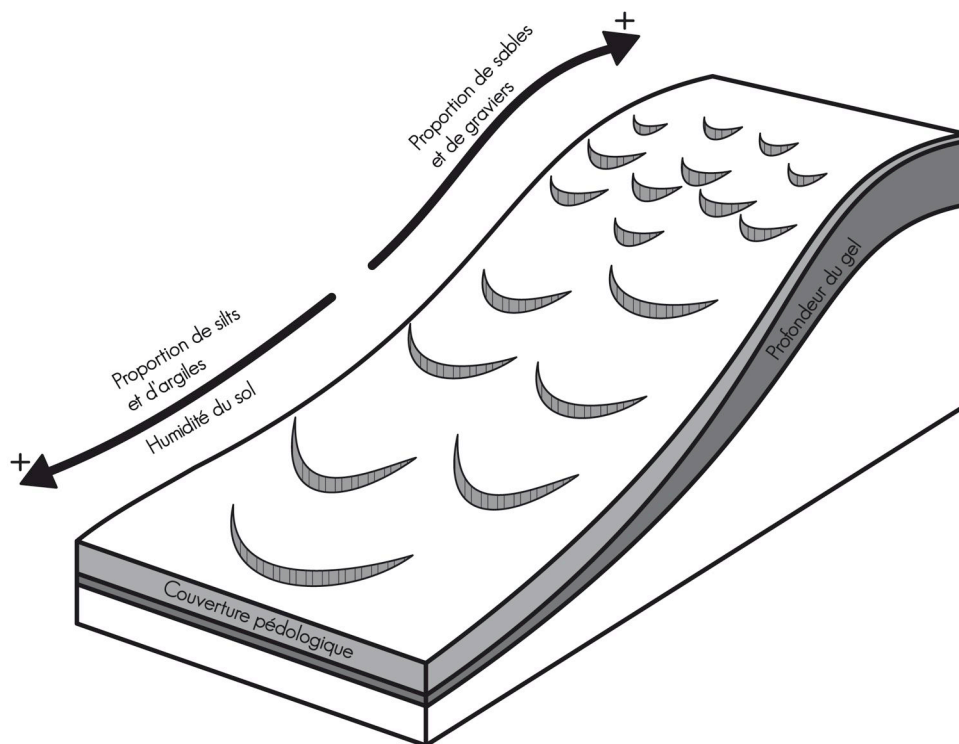


Fig. 4.13. Représentation schématique de l'accroissement des formes sur un versant. L'humidité du sol s'accroît en direction du pied de la pente. La proportion d'argiles et de silts est croissante vers l'aval, alors que la proportion de sables et de graviers s'accroît en direction de l'amont. La profondeur de gel décroît en aval, alors qu'inversement la couverture pédologique s'épaissit. D'après Hugenholtz et Lewkowicz (2002).

---

#### 4.4.2. Confusions

---

Les formes qui résultent du processus de solifluxion peuvent dans certains cas être confondues avec des formes d'origines différentes. Il existe par exemple certaines similarités géométriques entre les lobes de solifluxion et ceux des glaciers rocheux (Matsuoka et al., 2005). Même si les dimensions de ces derniers sont souvent plus importantes, ils se développent grâce à des mécanismes comparables (Haeberli, 1985 ; Harris et al., 2007). C'est certainement l'aspect rocaillieux de certains lobes de solifluxion qui cause leur confusion non seulement avec de telles formes, mais aussi avec des protalus ramparts (fig. 4.14. B) (Matsuoka, 2001). L'aspect bombé des lobes qui peuvent résulter des processus de glissement-tassement les rend très similaires à ceux résultant de la solifluxion. Néanmoins, le phénomène est souvent de plus grande ampleur, et même si dans ce cas la formation des lobes frontaux dépend aussi de la saturation de la masse en eau, le déclenchement provient alors en général de l'amont du versant où l'on observe une niche d'arrachement avec un mouvement rotationnel.

D'autre part, les processus de cryoexpulsion et de cryoturbation peuvent aussi, lorsqu'ils se développent en pente, entraîner le développement de formes particulières s'apparentant à celle résultant du processus de solifluxion. De plus, les formes de petite taille découlant de la



solifluxion peuvent aussi être confondues avec les *terrassettes* ou *pieds de vache* (fig. 4.14. A), qui résultent du passage répété des animaux de pâture. Même si le substrat est alors rendu légèrement visqueux par l'infiltration d'eau, c'est bien le piétinement qui provoque la déformation.

Les dépôts torrentiels peuvent également avoir un aspect comparable à des lobes, surtout dans le cas où ils se forment sur des cônes d'éboulis en débordant du chenal d'écoulement principal (fig. 4.14. C). Dans ce cas, l'arrivée soudaine d'eau provoque la sursaturation de la masse en eau, entraînant un déplacement soudain. La forme se constitue donc dans ce cas en un seul évènement, et n'évolue plus par la suite.

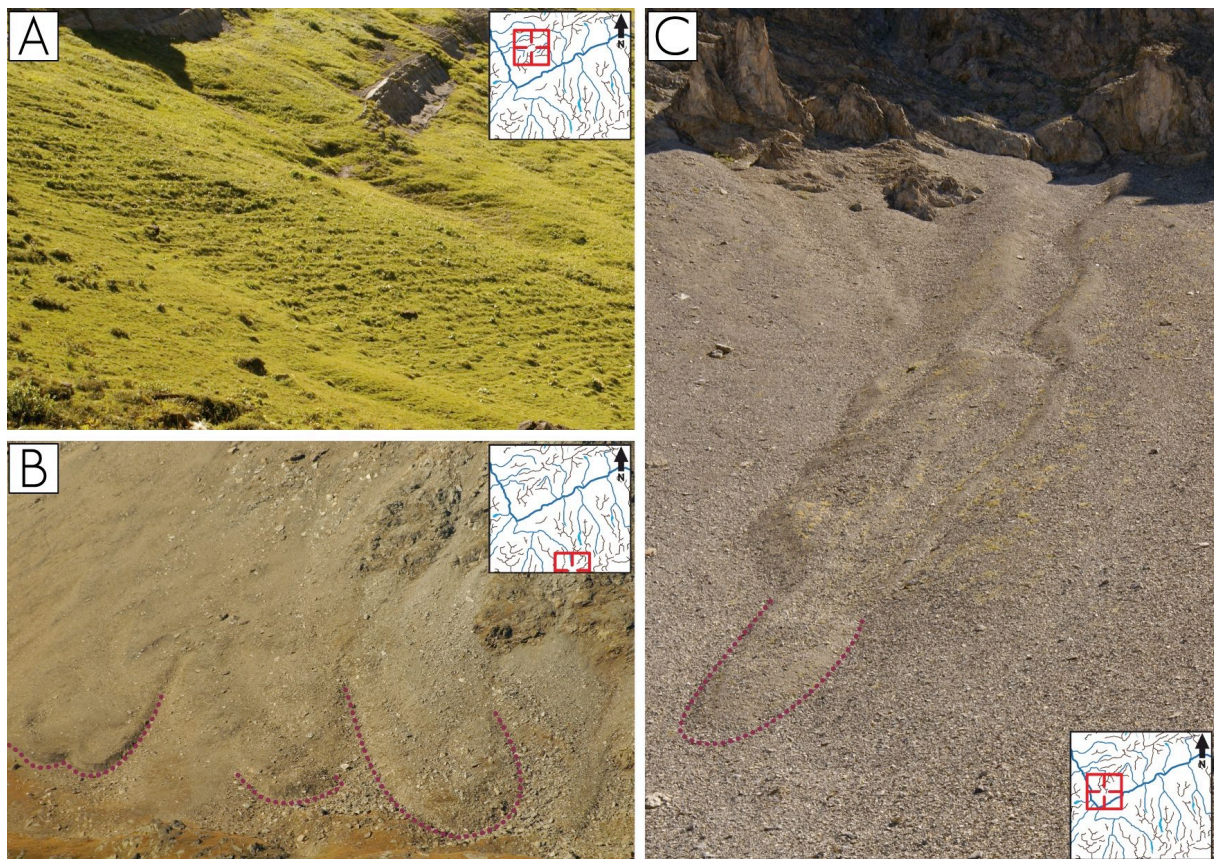


Fig. 4.14. Confusions des formes solifluées avec celles résultant d'autres processus. A) Terrassettes ou pied de vache au Bioletttes, Vallon de Léderrey (577780/124510). B) Glacier rocheux et/ou protalus au pied du versant est de la Tour de Boussine, Val de Bagnes (593100/87440). C) Dépôt de lave torrentielle sur un cône d'éboulis aux Prévins, Lac de Fully (574385/114395).

#### 4.4.3. Morphométrie

Pour étudier la morphologie des formes, de nombreux auteurs ont réalisé des analyses morphométriques des lobes, pour ensuite tenter d'établir des corrélations entre leurs différentes dimensions et les paramètres environnementaux (p. ex. Hugenholtz et Lewkowicz, 2002 ;



Matsuoka et al. 2005 ; Ridefelt et Boelhouwers, 2006 ; Oliva et al. 2009). Pour ce travail, il est important de présenter ici certaines de ces études de manière plus détaillée.

Hughenoltz et Lewkowicz (2002) ont étudié la morphométrie des lobes de solifluxion dans le Yukon, au Canada. L'analyse de nombreuses données sur les dimensions des formes (longueur, largeur, hauteur) et sur les angles de la pente ont permis d'établir certaines corrélations entre différents paramètres morphométriques. En moyenne, les formes y sont plus larges que longues (11.7 m pour 7.5 m), et elles sont épaisses de 0.7 m. Les différents ratios moyens y sont respectivement de 0.7 entre la longueur et la largeur, de 0.08 entre la hauteur et la longueur, et de 0.06 entre la hauteur et la largeur. Les corrélations établies sont surtout significatives entre la longueur et la largeur ( $r = 0.80$ ), mais aussi entre l'épaisseur et la longueur ( $r = 0.50$ ), et l'épaisseur et la largeur ( $r = 0.51$ ) dans une moindre mesure.

D'autres auteurs (Oliva et al., 2009) ont réussi à démontrer la forte corrélation entre la pente et les dimensions des formes, en se basant sur un échantillon de près de 200 loupes réparties dans deux vallons distincts dans la Sierra Nevada, au Sud de l'Espagne. Dans ce massif semi-aride s'élevant jusqu'à 3478 m, les températures moyennes annuelles sont de 4.4°C à 2500 m et les faibles précipitations (env. 70 mm/an) se font principalement sous forme neigeuse entre octobre et avril (Oliva et al., 2009). On y trouve quelques glaciers rocheux hérités (Gomez Ortiz et al., 2001) des derniers systèmes glaciaires ayant disparu dans les années 1950 (Schulte, 2002). Le substrat des sites étudiés est essentiellement constitué de schistes finement délités et rarement couverts de végétation, ce qui constitue un matériel idéal pour le développement de processus de solifluxion (Oliva et al., 2009).

CORRELATION	Altitude	Pente	Orientation	Longueur	Largeur	Hauteur du front	Végétation
Altitude							
Pente	-0.20						
Orientation	-0.19	0.01					
Longueur	-0.17	0.46	0.06				
Largeur	-0.22	0.23	0.04	0.59			
Hauteur du front	-0.19	0.34	-0.03	0.48	0.38		
Végétation	-0.27	-0.17	0.09	0.02	0.09	0.13	

Fig. 4.15. Tables des corrélations pour la morphologie des formes liées au processus de solifluxion dans la Sierra Nevada. D'après Oliva et al. (2009).

Cette étude établit la présence d'une forte corrélation entre la pente et les dimensions des formes étudiées : plus les pentes sont fortes, plus les formes sont longues et larges, et plus leurs fronts sont élevés. L'altitude est en revanche corrélée négativement avec les dimensions des formes. Par ailleurs, la pente et l'altitude semblent influencer négativement le recouvrement végétal des formes étudiées, certainement en raison d'un plus fort ruissellement et d'une moins grande



infiltration de l'eau dans le sol. Tous ces liens semblent s'expliquer par un plus fort ruissellement et une moins grande infiltration d'eau dans le sol dans les pentes raides, et par une moins grande disponibilité en particules fines en altitude. Aucun lien significatif n'a pu être établi entre les dimensions des formes et leur couverture végétale, ou leur orientation. Ici encore, on constate que la couverture végétale ne peut pas forcément être prise en compte dans les caractéristiques physiques du matériel, car il est difficile de dire si la répartition des végétaux est une cause ou une conséquence de la solifluxion (Rolin, 2001).

Les fronts des formes liées à la solifluxion sont de bons indicateurs quand à leur activité. On peut distinguer deux principaux types de fronts qui se retrouvent dans la plupart des formes de fluage liée à la solifluxion : convexes et rectilignes (fig. 4.16.). La mesure des déplacements et l'observation du front des formes a permis de déterminer que les fronts convexes correspondent à des formes peu actives ( $< 10$  cm/an), alors que les fronts rectilignes traduisent une forte activité ( $> 100$  cm/an) (Rolin, 2001). Mis à part le front, la morphométrie de l'ensemble de la forme ne permet pas d'établir de quelconques liens avec son degré d'activité (Rolin, 2001).

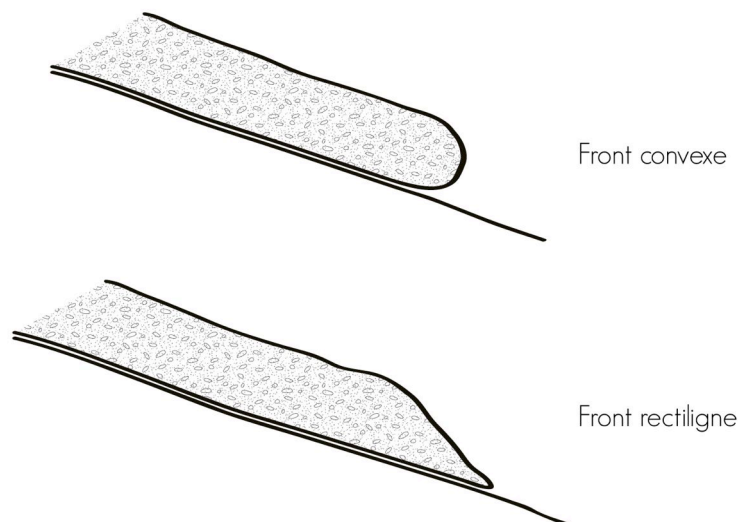


Fig. 4.16. Représentation schématique de la forme des fronts des lobes de solifluxion. D'après Rolin (2001).

---

#### 4.4.4. Classifications

---

La classification en différents types des formes que produit la solifluxion est nécessaire dans toutes les études qui cherchent à établir des liens entre la morphologie et les paramètres environnementaux (Matsuoka, 2001 ; Matsuoka et al., 2005 ; Ridefelt et Boelhouwers, 2006 ; Oliva et al., 2009). Les auteurs font principalement les distinctions selon des critères morphologiques. Matsuoka et al. (2005) identifient deux types en fonction de la hauteur du





front, soit les lobes bas et haut (*low solifluction lobes – high solifluction lobes*). Pour Ridefelt et Boelhouwers (2006), la distinction se base sur la morphologie, mais également sur la couverture des formes : ils différencient les lobes (*turf-banked lobe*) et les terrasses végétalisées (*turf-banked terrace*), les lobes minéraux (*stone-banked lobe*), et les lobes dénudés dans le front (*bare-tread lobe*) (fig. 4.17.).



Fig. 4.17. Classification des différentes formes liées à la solifluxion selon Ridefelt et Boelhouwers (2006).

Oliva et al. (2009) font presque la même distinction, sauf qu'ils présentent six classes, supprimant les lobes dénudés, mais ajoutant les terrasses minérales (*stone-banked terrace*), les blocs laboureurs (*ploughing boulders*) et les marches de solifluxion (*solifluction steps*) (fig. 4.18.). D'un point de vue strictement morphologique, ces différentes classifications distinguent donc les lobes, les terrasses et les marches ; les autres critères sont surtout liés à l'aspect des formes.

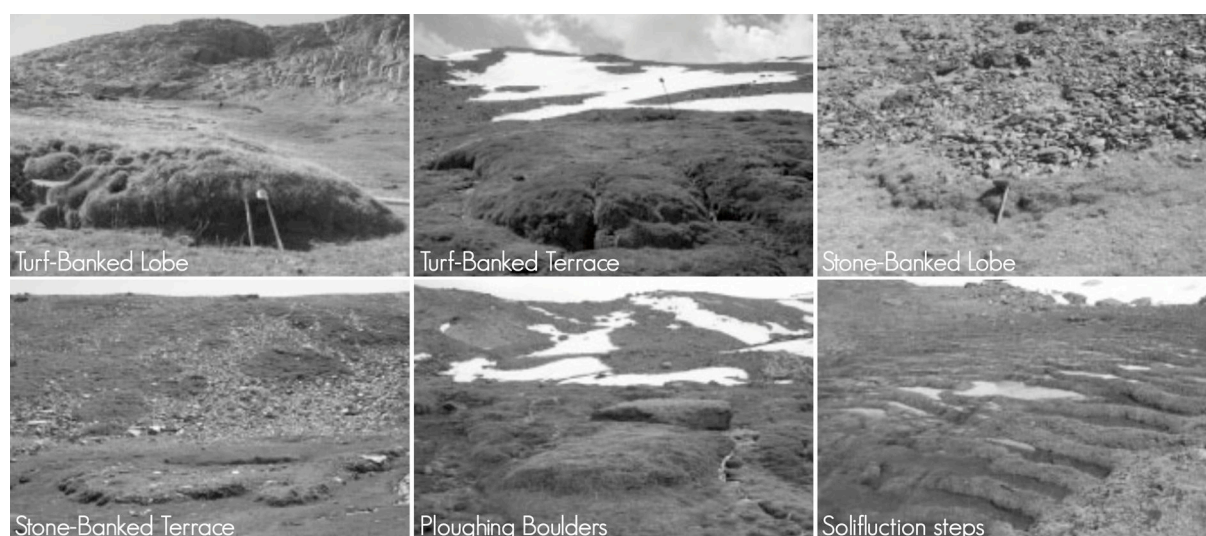


Fig. 4.18. Classification des différentes formes liées à la solifluxion selon Oliva et al. (2006).



La légende de cartographie géomorphologique de l'IGUL (Reynard et al., 2005) distingue principalement deux types de formes : les **loupes** et les **coulées**. Toutefois, aucune explication morphologique n'est fournie quant à leur différenciation. De plus, elle propose également d'autres types de formes qui peuvent être rattachées au processus de solifluxion comme les blocs laboureurs et les terrassettes périglaciaires.










Forme	Domaine	Illustrator	ArcGIS	Remarque
Loupes de solifluxion	Gravitaire			Surface orientable
Coulée de gélifluxion	Périglaciaire			Linéaire
Loupe de gélifluxion	Périglaciaire			Surface orientable
Terrassettes	Périglaciaire			Surface orientable
Bloc laboureur	Périglaciaire			Pictogramme orientable

Fig. 4.19. Les différents figurés de la légende de cartographie géomorphologique de l'IGUL. Pour chaque type de forme, un figuré est proposé pour une utilisation avec le logiciel Illustrator ou ArcGis. Les figurés Illustrator correspondent à ceux utilisés pour la cartographie manuelle sur papier. D'après Reynard et al. (2005).

Pour Rolin (2001), la distinction des formes liées à la solifluxion se limite à trois types principaux : les lobes, les coulées et les terrasses. Les coulées sont des formes plus allongées, moins arrondies que les loupes ; leur front est généralement moins bombé voire rectiligne (cf. chap. 6.3.2.). Il aborde principalement la morphologie des **terrasses** de solifluxion qui sont d'après lui un cas limite de la solifluxion tant par leur morphologie que par leur dynamique. Toutefois, il faut préciser que les formes qu'il définit comme des terrasses ne correspondent pas à celles qu'évoquent les études précédentes ; elles s'apparentent plutôt à ce que ceux-ci nomment *marches (solifluxions steps)* ou *terrassettes périglaciaires* selon la légende de l'IGUL. Il est intéressant de s'attarder ici quelque peu sur ces terrasses, qui se distinguent des autres formes résultant de la solifluxion par leur morphologie et leur développement. La particularité morphologique des terrasses est la formation d'un replat à l'arrière du front, donnant aux versants affectés un aspect de marches d'escalier. Généralement, le rapport longueur – largeur des terrasses est d'environ 1, alors que pour les coulées il avoisine plutôt les 1.85 (Rolin, 2001). Le front des terrasses est en principe plutôt abrupt et relativement haut par rapport à ceux des lobes ou des coulées. Le replat des terrasses est souvent exempt de végétation, et les matériaux meubles peuvent y être organisés en striage ou en pavage. Sur les



versants alpins, les terrasses sont souvent situées en amont des lobes ou des coulées de solifluxion, dans des zones à dominance minérale et garantissant des conditions périglaciaires. L'essentiel du mouvement de ces terrasses semble avoir lieu, comme dans le cas des lobes de solifluxion, entre la fin du printemps et le début de l'été, lorsque le sol dégèle et que la fonte de la neige génère beaucoup de ruissellement. D'après Rolin (2001), les mouvements mesurés sur les terrasses s'effectuent légèrement plus tardivement, ce qui est logique au vu de leur altitude plus élevée où la fonte de la neige et le dégel du sol se font plus lentement.

La formation de ces terrasses dépend principalement de trois conditions : une forte pente, le substrat riche en particules fines et la présence de processus périglaciaires. Elle semble principalement être engendrée par un processus de *gélifluxion* impliquant le fluage de la masse suite à sa saturation en eau, mais aussi la cryoturbation responsable de l'organisation du matériel superficiel. La genèse de ces formes semble se dérouler en plusieurs étapes : premièrement une masse de matériel glisse sur le versant formant une sorte de petit tassement de matériel détritique. Ensuite, celui-ci est remobilisé par les processus périglaciaires jusqu'à la formation d'un replat. Finalement, la masse va évoluer sous l'influence du triage cryogénique générant une organisation du matériel superficiel du replat. On peut expliquer la présence de terrasses en amont des zones de lobes de solifluxion par différents éléments, dont les principaux sont certainement la pente trop importante (30-35°) pour permettre le développement de lobes ou de coulées et la granulométrie du substrat comportant une part trop grande de particules grossières.

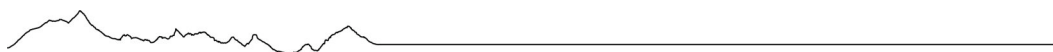
Les « terrasses de solifluxion » résultent alors du glissement d'une masse de matériel sur un versant, remanié ensuite par des processus périglaciaires. Comme précisé par Rolin (2001), l'expression « terrasses périglaciaires » semble donc plus adaptée pour décrire ces formes, puisqu'elles ne résultent pas forcément de véritables processus de solifluxion, mais sont d'origine mixte entre un micro glissement-tassement, le fluage lent et la cryoturbation.

Ces classifications sont toutes relativement différentes, mais il en ressort que l'on distingue principalement deux types de formes en fonction de leur morphologie : les loupes (ou *terrace*) et les coulées (ou *lobes*). L'aspect ou l'apparence des formes, à savoir essentiellement leur recouvrement végétal, est également un critère important dans plusieurs de ces classifications.



#### 4.5. SYNTHÈSE

Ce chapitre consacré aux notions théoriques a permis de faire le tour de tous les aspects importants en rapport aux phénomènes de solifluxion. Pour la suite de ce travail, il est nécessaire de présenter une définition de la solifluxion sur laquelle l'argumentation pourra se baser. Je considérerai donc la solifluxion comme étant *le fluage sur un versant d'une masse de matériel devenue plastique sous l'effet de la saturation en eau. Cette saturation peut provenir du dégel superficiel du sol, de la fonte de la neige ou des précipitations. Une part du processus doit également être attribuée à la reptation liée aux alternances gel-dégel. Dans les environnements alpins, la solifluxion semble être un processus principalement d'origine périglaciaire, même s'il peut être actif en dehors de ce domaine. Les conditions favorables au processus de solifluxion peuvent également se retrouver ailleurs.*







## 5. ZONE D'ETUDE ET METHODES

Dans ce chapitre, la zone d'étude sur laquelle porte ce travail sera présentée en premier lieu, en apportant certains détails sur la géologie et le climat. Ensuite, il sera question des méthodes utilisées dans ce travail et plus particulièrement de celles relatives à la typologie.

### 5.1. ZONE D'ETUDE

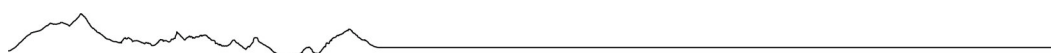
A l'échelle globale, les phénomènes de solifluxion sont principalement présents dans les milieux de haute latitude et de haute altitude, à savoir les environnements polaires et alpins. Comme évoqué précédemment, je me concentrerai dans ce travail sur la solifluxion alpine. Néanmoins, selon la définition large du terme *alpin*, les environnements alpins comprennent l'ensemble des chaînes de montagne formées lors du cycle orogénique alpin pendant l'ensemble des ères secondaire et tertiaire (Aubouin, Brousse et Lehman, 1979). Les fortes variations entre ces chaînes, tant d'un point de vue topo-climatique que géologique, ne permettent pas forcément de faire une comparaison directe entre les formes observables dans chacune d'entre elles. On ne trouve de fait que de rares références qui tentent de comparer les mouvements de fluage superficiels entre les différentes chaînes alpines. Toutefois, les formes résultant du processus de solifluxion semblent y présenter des morphologies similaires. Dans ce travail, mes recherches se concentrent sur les Alpes, et plus précisément sur les Alpes suisses occidentales. Comme ce travail vise l'étude générale du phénomène de la solifluxion, il doit tenir compte des conditions régnant dans l'ensemble de la zone d'étude. Cependant, en raison de la taille de la zone d'étude et du nombre de sites étudiés, la présentation des différents contextes ne peut pas se faire de façon très détaillée. Je cherche ici surtout à démontrer les disparités qui règnent entre les différentes régions de la zone d'étude.

---

#### 5.1.1. Contexte géographique

---

A vu de la forte influence des variables environnementales sur le processus de solifluxion, la zone d'étude se doit d'englober des régions très diverses tant du point de vue géologique, géomorphologique, que topo-climatique, afin de comprendre le phénomène dans toute sa complexité. La zone d'étude de ce travail est centrée sur la vallée du Rhône, et prend en compte aussi bien les reliefs situés sur la rive gauche et que ceux de la rive droite. Le choix de cette zone d'étude a également été dicté par sa proximité et son accessibilité par rapport à l'université de Lausanne.



Pour des raisons pratiques, il a toutefois été nécessaire de limiter la zone d'étude de manière quelque peu arbitraire : celle-ci se situe approximativement entre le Léman et le Cervin en passant par l'Aiguille Verte et le Wildstrubel. La zone d'étude s'étend donc sur les cantons de Vaud, de Berne, du Valais et une portion de la Haute Savoie (FR). Elle couvre près de 2500 km<sup>2</sup> et englobe toute une série de vallées latérales dont les différents cours d'eau font tous partie du bassin versant du Rhône. Au sein de cette zone, certaines vallées ont plus été étudiées que d'autres principalement en fonction de la fréquence du phénomène de solifluxion. C'est par exemple le cas du Val d'Anniviers, et plus particulièrement du Val de Moiry, où les formes liées au processus de solifluxion sont extrêmement abondantes et diverses. Dans le Val d'Hérens et dans la région du Mont Gelé à Verbier, les nombreuses recherches menées par l'IGUL permettent une excellente connaissance préalable du contexte géomorphologique, facilitant l'étude de ce processus. Les investigations ont en revanche été moins nombreuses dans les vallées de la rive droite du Rhône, comme dans la vallée des Ormonts ou de la Morgé.

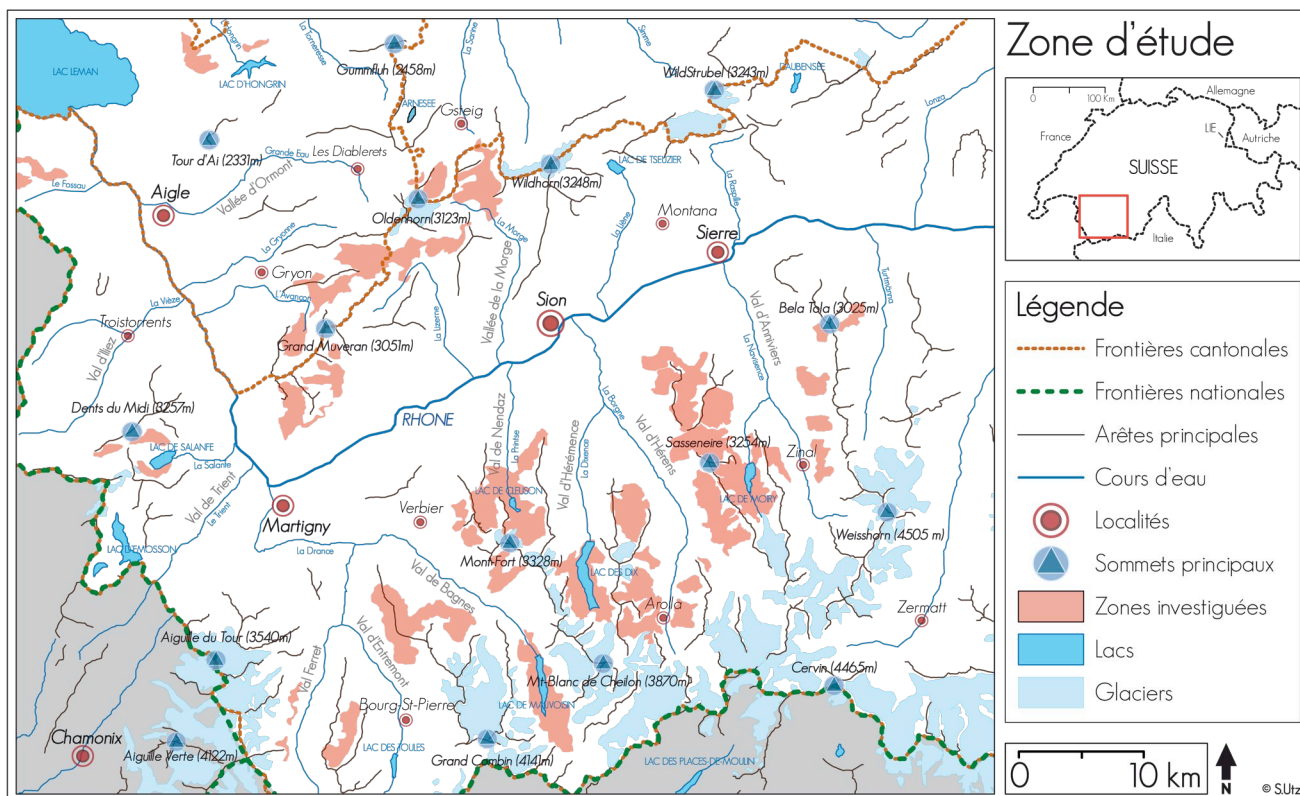


Fig. 5.1. Carte de situation de la zone d'étude.

La zone d'étude a également été délimitée au niveau altitudinal ; seules les zones situées au dessus de la limite des forêts ont été prises en compte, soit à partir de 2000 – 2300 mètres environ. Vers le haut, la zone a été délimitée par l'étage nival – à partir duquel les neiges sont éternelles – qui se situe approximativement à 3000 mètres. Je me concentrerai donc sur les

étages subalpins, alpins et nivals, dont les limites sont tributaires des précipitations, des températures, de la période de végétation<sup>5</sup> et de la répartition des espèces végétales. La délimitation des étages varie en fonction de l'exposition : sur les versants nord, les limites seront plus basses que sur les versants sud, plus exposés au rayonnement solaire (fig. 5.2.). Des variations régionales peuvent également intervenir au de sein de ces délimitations : en raison des effets de Foehn, les vallées internes sont par exemple plus sèches et plus ensoleillées que les versants externes des reliefs. Les limites d'étagement de la végétation correspondent bien avec la répartition générale des différents types de couverture pédologiques (Werner, 1988) qui ont une certaine influence sur la solifluxion.

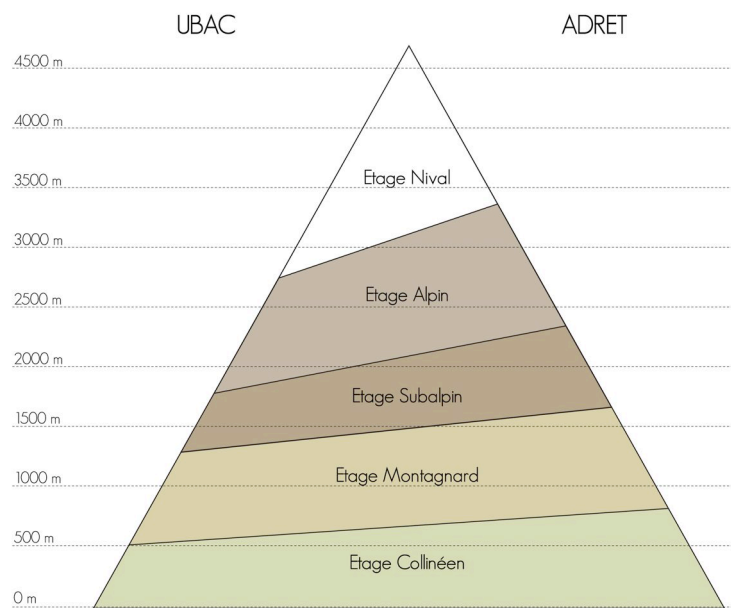


Fig. 5.2. Représentation schématique de l'étagement de la végétation dans les Alpes. D'après Werner (1988).

---

### 5.1.2. Contexte géologique

---

Le contexte géologique de la zone d'étude est passablement varié, ce qui a été un des critères déterminant pour la délimiter. De manière générale, la zone est composée de trois grands ensembles tectoniques distincts que sont l'Helvétique au nord du Rhône – aussi nommé Hautes Alpes Calcaires – , le Pennique au sud du Rhône, et l'Austro-alpin plus au sud encore. Chacun de ces domaines peut être subdivisé en différentes nappes qui correspondent à des ensembles de roches. Je ne présenterai ici que les domaines et les nappes qui sont présentes au sein de la zone d'étude. Le domaine préalpin ne sera par exemple pas décrit puisqu'il reste marginal dans la zone d'étude, et seul de rares formes ont pu y être observées.

---

<sup>5</sup> La période de végétation correspond au nombre de jours favorables à la croissance végétale par année (Werner, 1988)



- Le **domaine helvétique** est constitué d'un ensemble de différentes nappes dont les principales sont la **nappe de Morcles** et la **nappe du Wildhorn** ; cette dernière est elle-même divisée en trois sous-nappes : celle des Diablerets, du Mont-Gond, et du Sublage. Toutes ces nappes ont été fortement déformées, et on y observe donc de nombreux plissements. Les nappes helvétiques sont essentiellement composées de roches sédimentaires comme des calcaires, des marnes, des argiles, des grès et des conglomérats. La nappe de Morcles est essentiellement présente dans la région d'Ovronnaz, notamment au Grand Chavalard (2899 m), au Grand Muveran (3051 m) et à la Grande Dent de Morcles (2968 m). On retrouve également cette nappe dans la région des Dents du Midi (3257 m), entre autres autour de la cabane de Susanfe (2102 m) et du lac de Salanfe (1925 m). La nappe du Wildhorn apparaît dans la vallée de la Morge et de la Lizerne, ainsi que dans les régions du Sanetsch, de Montana et du Rawil, jusqu'au Wildstrubel (3243 m). Dans la région des Diablerets (3210 m), c'est la nappe des Diablerets qui affleure.
- Le **domaine pennique** constitue la zone interne des Alpes où le socle et les couvertures ont subi le même métamorphisme ; les déformations y sont donc souvent similaires. On distingue de nombreuses nappes dans le domaine pennique :
  - la **nappe de la zone Houillère** et la **nappe des Pontis**, sont exclusivement sédimentaires. La zone Houillère est constituée de roches tendres, comme des schistes ardoisiers et gréseux, et la nappe des Pontis de quartzites (Lambiel, 1999). Elle apparaît par exemple sur les crêtes dominant le village de Verbier, ou alors dans la Combe de l'A située dans le Val d'Entremont.
  - la **nappe de Siviez-Mischabel** constituant le pennique moyen, est subdivisée en quatre différentes séries qui sont toutes composées essentiellement de différents types de gneiss, de schistes et de quartzites, mais on observe aussi la présence de prasinites, d'amphibolites et de cornieules (Lambiel, 1999). Dans la zone d'étude, la nappe de Siviez-Mischabel apparaît principalement dans la partie aval du Val de Nendaz, à partir du barrage de Cleuson, ainsi que dans l'ensemble du Vallon de Réchy, à l'exception de la zone de l'Ar du Tsan (2200 m) et des sommets de sa partie la plus méridionale, comme les Becs de Bosson (3149 m). On l'observe de façon moins abondante dans la partie septentrionale du Val d'Héremence et du Val d'Hérens, mais également dans la région du Mont-Rogneux (3084 m) entre le Val de Bagnes et d'Entremont.



- **la nappe du Mont-Fort** est également subdivisée en séries et présente avant tout des roches comme des gneiss, des gabbros, des quartzites, des schistes, des micaschistes, des conglomérats, et des dolomies. Cette nappe est considérée comme étant une partie charriée de la nappe du Mont-Rose (Labhart et Decrouez, 1997). La nappe du Mont-Fort s'observe essentiellement dans la région de Verbier, où l'ensemble des reliefs situés autour du Mont-Gelé (3023 m), du Mont-Fort (3328 m), de la Rosablanc (3336 m) et du Métailler (3213 m) en sont constitués. On la trouve aussi sur la crête séparant le Val de Bagnes et le Val d'Entremont, autour du Petit Combin (3668 m). On observe également cette nappe autour de l'extrémité sud du Lac de Mauvoisin (1975 m).
- **la nappe du Tsaté**, principalement constituée de schistes calcaires, de marnes et de roches vertes comme des serpentinites ou des gabbros, fait partie du pennique supérieur (Marthaler et Stampfli, 1989). Elle s'observe sur les deux flancs de la crête séparant le Val d'Hérens du Val de Moiry, entre la pointe du Tsaté (3078 m) et le Sasseneire (3254 m), et compose aussi la crête délimitant le Val de Moiry du Val de Zinal, avec comme point culminant la Garde de Bordon (3310 m). Dans la région d'Arolla, ce sont principalement les Aiguilles Rouges d'Arolla (3646 m), la pointe du Vouasson (3490 m) et le Mont de l'Etoile (3370 m) où apparaît la nappe du Tsaté. Au fond du Val d'Héremence, la région de la Cabane des Dix (2928 m) avec comme sommets principaux le Pleureur (3704 m) et la Luette (3548 m) est aussi constituée par la nappe du Tsaté. On retrouve également cette nappe au fond du Val de Bagnes, autour de la partie septentrionale du Lac de Mauvoisin (1975 m).
- Le **domaine austro-alpin** recouvrait autrefois le domaine pennique dans son intégralité, mais la forte érosion a réduit sa présence actuelle au sud de l'arc alpin (Burri, 1994). Dans le valais central, il ne reste en vérité qu'une klippe préservée de l'érosion, nommée **nappe de la Dent-Blanche**, dont sont composés les principaux grands sommets valaisans. Les roches y sont essentiellement des gneiss et des gabbros. Dans la zone d'étude, la nappe de la Dent-Blanche s'observe surtout au fond du Val d'Arolla et de Ferpècle, et plus spécifiquement dans la partie méridionale de la crête séparant ces deux vals, ainsi que dans la « montagne » d'Arolla. La nappe de la Dent-Blanche apparaît également au fond d'autres vallées comme par exemple dans le Val d'Anniviers ou le Val de Bagnes, mais essentiellement dans des zones englacées et donc pas concernées par les processus de fluage superficiel.





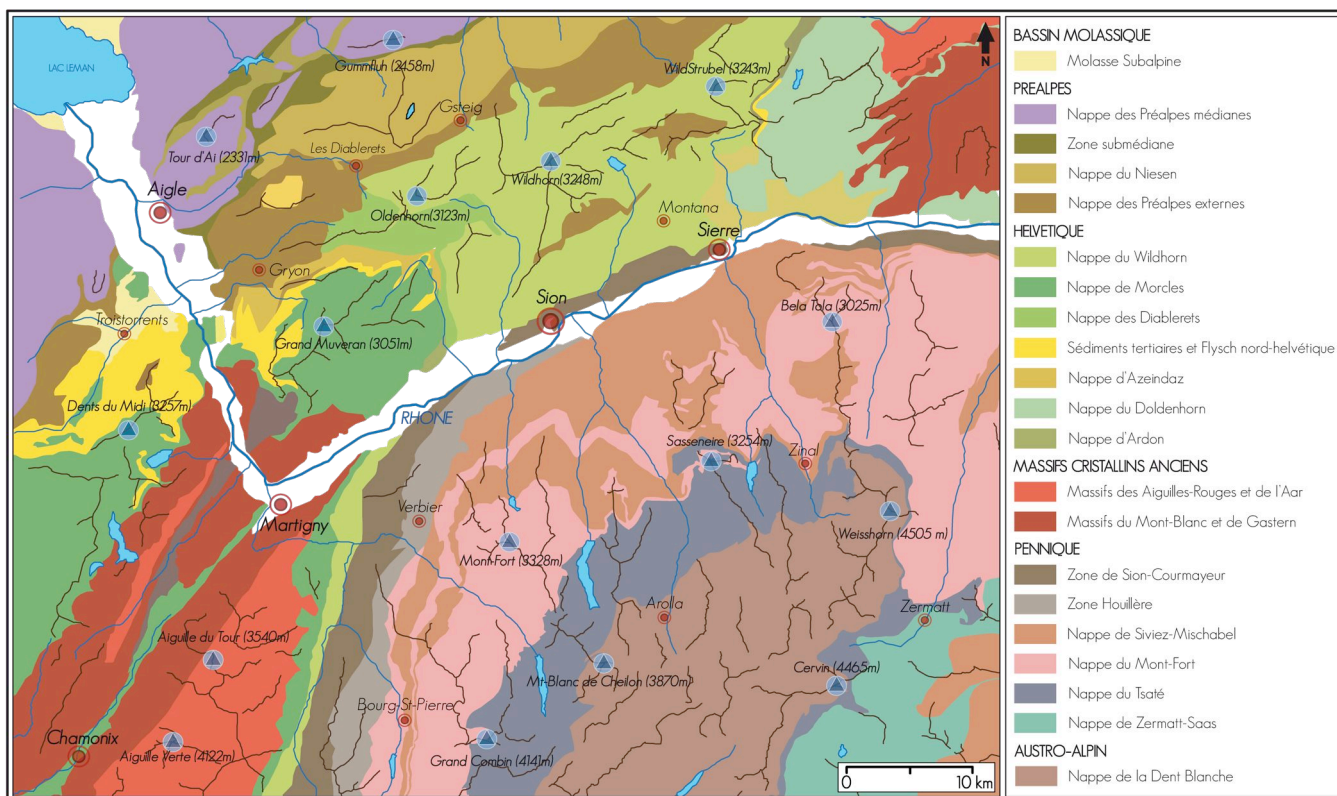


Fig. 5.3. Carte tectonique de la zone d'étude. D'après SwissTopo.

ENSEMBLES	Pennique (de sup. à inf.)	Austro-alpin	Helvétique
DOMAINES PALEOGEOGRAPHIQUES	- Piémontais - Briançonnais - Valaisan	- Apulie	- Europe (continent et sa marge)
AGES STRATIGRAPHIQUES	- Jurassique – Crétacé - Trias – Eocène - Paléozoïque - Crétacé – Eocène	- Paléozoïque	- Trias – Oligocène
NAPPES	- Zone Houillère - Mont-Fort - Siviez-Mischabel - Tsaté	- Dent-Blanche	- Morcles - Wildhorn
ROCHES PRINCIPALES	- Ophiolites - Calcaires - Brèches - Dolomies - Gneiss - Micaschistes - Flyschs	- Gneiss - Granites - Gabbros	- Calcaires - Marnes - Argiles - Grès - Conglomérats

Fig. 5.4. Tableau récapitulatif des différents ensembles tectoniques de la zone d'étude. D'après Marthaler (2001).

### 5.1.3. Contexte climatique

Le Valais est soumis à des conditions climatiques particulièrement clémentes en comparaison aux autres régions de la Suisse, ce qui est engendré par sa position dans la chaîne alpine : on parle de climat continental intra-alpin. Au nord comme au sud, d'importants reliefs font barrage aux fronts franchissant perpendiculairement la chaîne alpine ; en conséquence on observe de fréquentes situations de foehn. Ces situations de barrage sur les reliefs externes réduisent considérablement le niveau pluviométrique moyen du Valais central. La plaine du Rhône est considérée comme une des régions les plus sèches de Suisse, et l'on estime qu'elle reçoit près de 2 fois moins d'eau que le Plateau (Bouët, 1985).

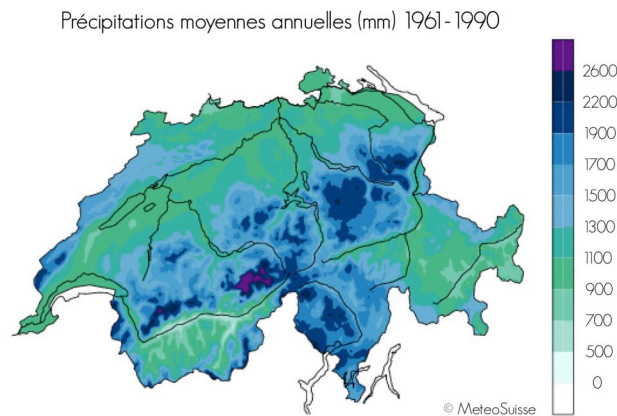


Fig. 5.5. Carte des précipitations moyennes annuelles en Suisse. D'après MeteoSuisse.

La carte ci-dessus (fig. 5.5.) illustre bien la situation relativement sèche de la vallée du Rhône par rapport au reste de la Suisse. Les régions de haute altitude restent toutefois plus exposées ; dans les vallées latérales on observe un accroissement des précipitations et une diminution des températures moyennes. Ces conditions évoluent surtout à partir de 1500 mètres d'altitude jusqu'aux plus hauts sommets alpins, qui peuvent recevoir plus de 2000 mm d'eau par an (Werner, 1988). On observe de nombreuses variations locales des précipitations liées aussi bien à la topographie qu'à la répartition des vents.

La zone d'étude étant située de part et d'autre de la vallée du Rhône, les variations sont importantes entre les zones situées au nord du Rhône et celles au sud. De manière générale, elles sont supérieures sur les reliefs de la rive droite du Rhône par rapport à ceux de la rive gauche. Toutefois, au fond des vallées du sud du Valais, le débordement de masses d'air est à l'origine d'un léger accroissement des précipitations moyennes annuelles à proximité de la ligne de partage des eaux (Fallot, 2009).



D'un point de vue thermique, le positionnement central du Valais entraîne des conditions atmosphériques généralement claires favorisant le réchauffement diurne et le refroidissement nocturne. Les variations quotidiennes et saisonnières y sont donc bien marquées entre des hivers froids et des étés secs. Comme pour de nombreuses régions de montagne, on peut y constater une inversion thermique entre le fond de la vallée où les masses d'air froid stagnent, et les coteaux bien ensoleillés qui se réchauffent plus rapidement.

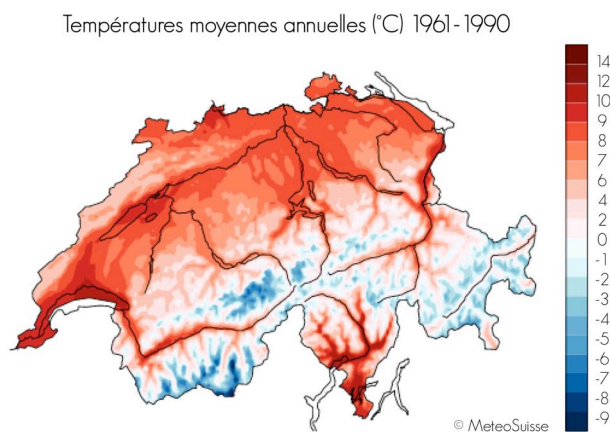


Fig. 5.6. Carte des températures moyennes annuelles en Suisse. D'après MeteoSuisse.

La carte ci-dessus (fig. 5.6.) démontre bien les températures moyennes annuelles supérieures de la vallée du Rhône par rapport aux reliefs qui la bordent. Les températures moyennes sont également plus basses dans les vallées latérales du sud du Rhône en comparaison avec les reliefs situés au nord.

Le tableau suivant (fig. 5.7.) présente les valeurs des températures moyennes annuelles et des précipitations pour six stations de mesure réparties dans la zone d'étude, pour la période 1961-1990. Les stations retenues sont situées à des altitudes très variables et permettent de se faire une idée quant au régime thermique moyen de la zone d'étude. On peut aussi noter la forte disparité des précipitations au sein de la zone d'étude.

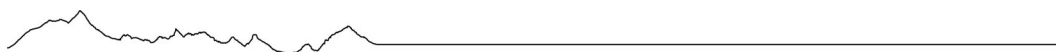
STATIONS	ALTITUDE [M]	TEMPERATURE ANNUELLE [°C]	ISOTHERME DU 0°C [M]	PRECIPITATIONS [MM]
Sion	482	9.2	2124	598
Montana	1427	5.2	2355	982
Aigle	381	8.9	1970	1032
Adelboden	1320	5.1	2230	1346
Col du Gd. St-Bernard	2472	-1.2	2258	2225
Zermatt	1638	3.5	2263	611

Fig. 5.7. Tableau regroupant les données des différentes stations météorologiques prises en compte pour le contexte climatique de la zone d'étude. Données MétéoSuisse.





A partir de ces données, il est possible d'évaluer l'altitude de l'isotherme du 0°C grâce au gradient thermique proposé par Bouët (1985), qui est en moyenne de 0.56°C / 100m pour l'ensemble des Alpes. On obtient ainsi une moyenne de 2200 mètres pour l'isotherme de 0°C pour l'ensemble de la zone d'étude, ce qui est relativement bas. Lambiel (1999) obtient par exemple 2300 grâce à cette même méthode, en se basant sur Sion, Crans-Montana et le col du Grand St Bernard. Il est probable que la station d'Aigle, située à basse altitude, mais dont les températures sont plus faibles qu'à Sion, provoque l'abaissement de la valeur de l'isotherme estimé.



### 5.2.1. Observations personnelles

---

L'importance de la partie théorique de ce travail a nécessité des recherches bibliographiques considérables pour aboutir à l'état de la recherche et au cadre théorique présenté précédemment (cf. chap. 2. et 4.). La grande diversité des études, que ce soit dans leur forme, mais aussi dans leur contenu, a complexifié cette tâche. Toutefois, ces recherches ont permis de clarifier les notions théoriques, ainsi que d'identifier un nombre significatif de questions. Cette base théorique a ensuite servi de cadre à un large travail reposant sur des observations de terrain. Celles-ci ont été réalisées durant deux années, principalement en été, entre juin 2011 et septembre 2012, dans la zone d'étude présentée précédemment. Elles portent avant tout sur la morphologie des formes qui résultent du processus de solifluxion. Les sites retenus présentent en général plusieurs formes de morphologie proche, même si certaines variations sont possibles.

Le choix des sites d'études s'est fait à partir d'une première sélection basée sur des orthophotos et la carte interactive Google Earth. Celle-ci a permis d'identifier des sites d'intérêt qui ont alors été étudiés directement sur le terrain. Lors de ces campagnes de terrain, une observation géomorphologique d'ensemble a tout d'abord été faite pour chaque site, afin de bien percevoir l'influence du processus sur la morphologie du versant. C'est seulement dans un deuxième temps que les différentes formes ont été étudiées plus en détail. L'accent a été mis sur la morphologie du front, sur la composition de la forme et la couverture végétale, ainsi que l'humidité présente et le degré d'activité de la forme. Dans certains cas, des mesures morphométriques ainsi que des petites coupes stratigraphiques du front ont été réalisées, permettant d'entrevoir la structure interne des formes. Pour chaque site, une fiche descriptive a été complétée, comprenant des informations sur le site et ses caractéristiques topo-climatiques, ainsi que sur la morphométrie, la structure et la dynamique des formes. De plus, ces fiches ont été complétées avec des cartes topographiques, géologiques, des modèles en trois dimensions et des photographies.

Par la suite, l'utilisation d'un modèle numérique de terrain a permis de déduire pour chacun des sites des informations topographiques comme la pente, l'altitude et l'orientation moyenne. Une base de données a ainsi pu être réalisée compilant les informations essentielles pour chacun



des sites. Une fois recoupées, ces informations permettent de proposer certaines conclusions intermédiaires sur le processus et la morphologie des formes.

Comme ces observations ne constituent pas un inventaire exhaustif des formes liées à la solifluxion, il n'est pas possible de réaliser de véritables analyses statistiques sur lesquels une typologie pourrait se baser. Toutefois, certaines statistiques permettent d'établir des liens entre les hypothèses théoriques et les observations réalisées. Elles sont incluses dans les observations personnelles. Finalement, (cf. chap. 7.) les différents constats qui ont pu être faits grâce à ce travail d'observation seront discutés.

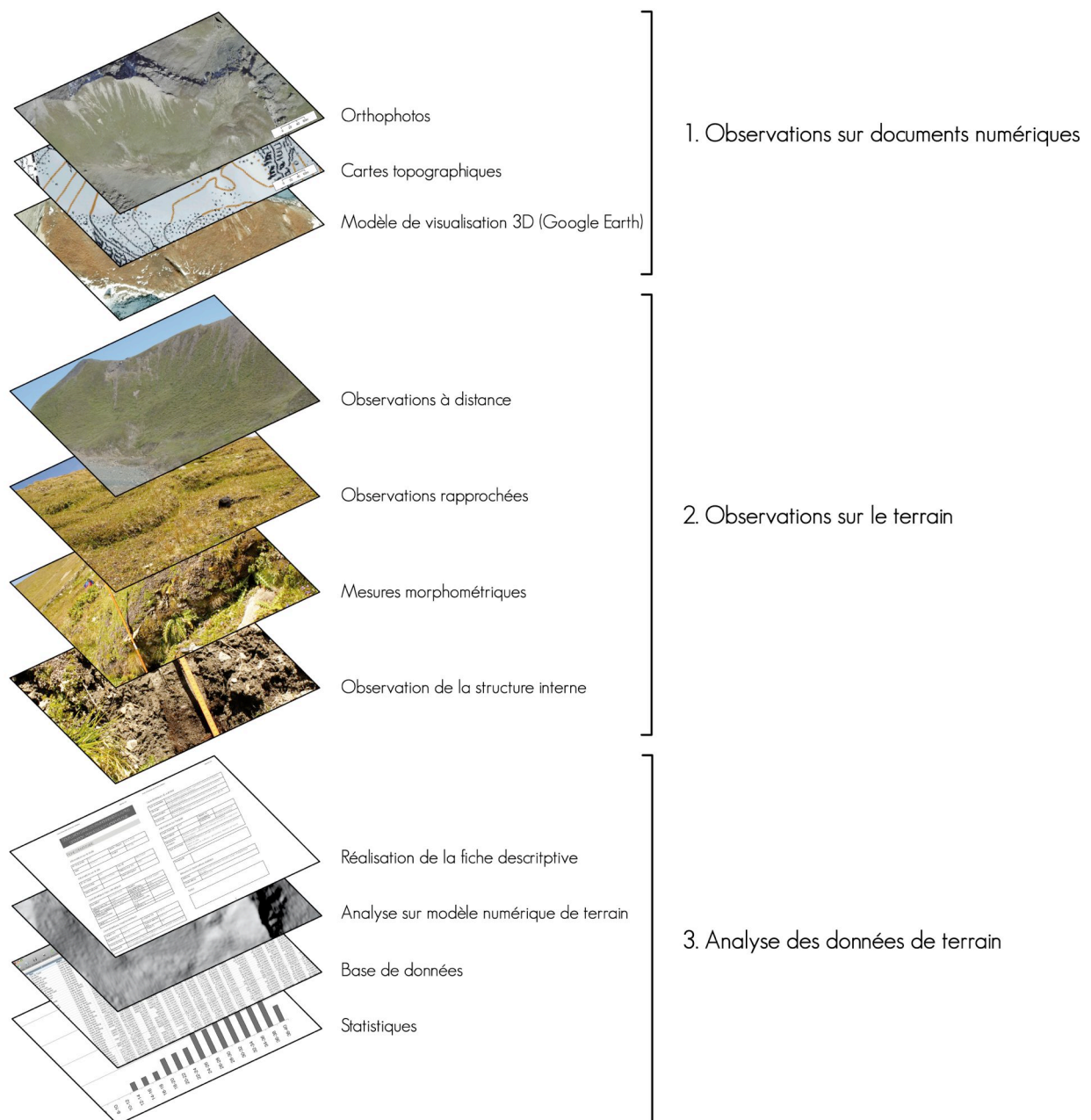


Fig. 5.8. Représentation schématique de l'organisation des recherches pour chacun des sites observés



---

### 5.2.2. Typologie

---

L'un des objectifs principaux de ce travail est d'établir une typologie permettant une différenciation simple et rapide des formes. Elle doit reposer essentiellement sur des observations géomorphologiques et ne doit pas nécessiter d'importantes mesures de terrain, excepté peut-être quelques mesures morphométriques simples. Pour qu'une telle typologie reste facilement applicable il convient de réduire la complexité et la variété des phénomènes à un nombre restreint de « types ». J'en proposerai 4. Une telle typologie morphologique doit bien être distinguée d'une typologie morphodynamique : celle-ci chercherait à classer la solifluxion en fonction de sa dynamique. Par contre, une typologie morphologique doit essentiellement se fonder sur des critères liés à l'apparence des formes et faire abstraction du facteur temps.

De manière générale, la réalisation de cette typologie suit une logique de déduction ; les différents types n'ont pas été définis préalablement puis comparés aux observations, mais ont été déduits des différents constats réalisés. L'ensemble des sites observés ont été regroupés en fonction de leur similarités, ce qui a permis ensuite de définir les types de formes les plus fréquents. Des critères de distinction morphologique portant sur les dimensions, l'aspect, et la délimitation des formes ainsi que sur le contexte morphologique du site permettent alors de différencier les types de formes. Le nombre élevé de cas observés dans les environnements alpins donne à une telle classification typologique une certaine représentativité.

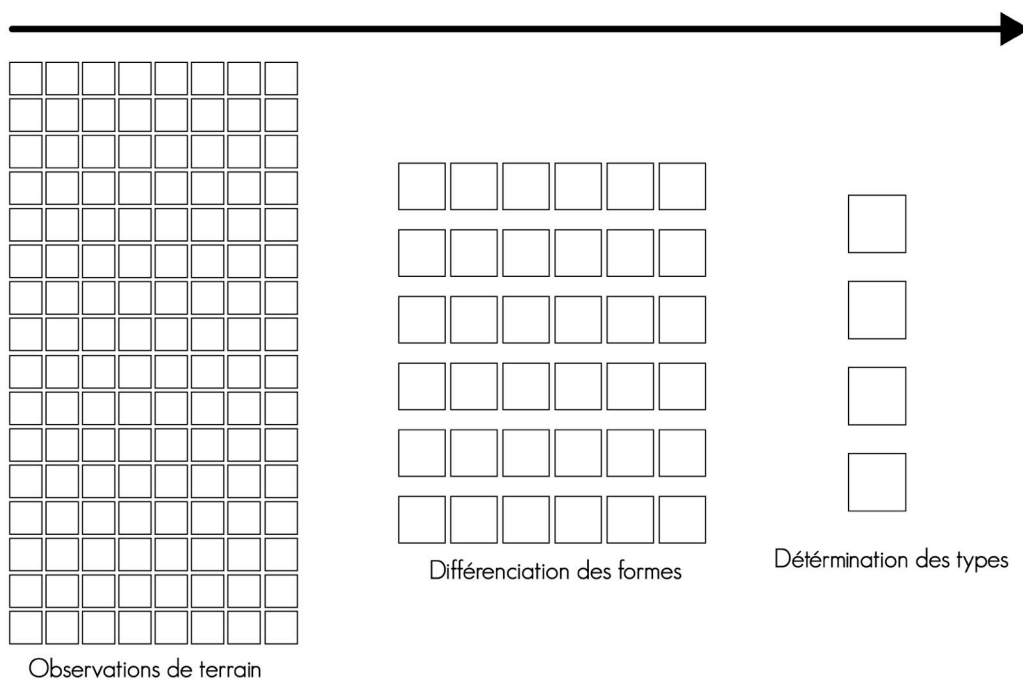
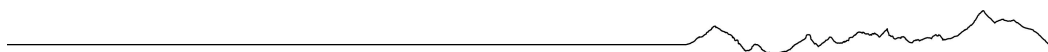


Fig. 5.9. Représentation schématique de la logique déductive appliquée pour l'élaboration de la typologie.

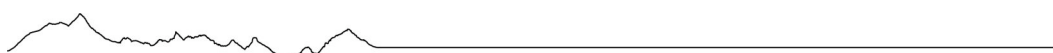


Concernant les dimensions des formes, l'idée est essentiellement de différencier les types selon leur longueur, largeur et hauteur, mais également de prendre en compte le rapport longueur – largeur des formes qui traduit bien leur morphologie. Comme nous l'avons vu précédemment (cf. chap. 4.4.) il existe certaines relations entre les différentes dimensions des formes qui devraient faciliter leur classification. L'objectif est de proposer pour chaque type de forme une fourchette de dimensions, ainsi qu'un ratio moyen longueur – largeur, d'après les valeurs moyennes observées pour la zone d'étude.

En ce qui concerne les formes, il s'agira avant tout de considérer la couverture végétale, les caractéristiques du substrat, ainsi que la lithologie et la granulométrie. La répartition et la proportion de la couverture végétale sur un lobe diffèrent fortement selon les types de formes, et c'est donc un critère essentiel concernant leur distinction. Les caractéristiques du substrat sont déterminantes pour l'aspect des formes. Celui-ci varie énormément selon la nature des roches ainsi que leur granulométrie. Le matériel qui compose le substrat n'est pas toujours similaire à celui composant la forme car ce dernier a pu être déplacé depuis l'amont. On observe donc dans certains cas un très fort contraste entre le matériel du substrat qui est par exemple très grossier, alors que la forme est composée de matériel beaucoup plus fin.

La délimitation des formes doit également être prise en compte dans cette typologie : certains versants présentent des formes bien marquées et qui se distinguent facilement du substrat, alors que sur d'autres les formes sont moins marquées, se superposent et se confondent. La démarcation du front et des bordures est déterminante quant à la délimitation des formes. La végétation peut aussi favoriser l'identification des formes, en étant par exemple uniquement présente sur le front des formes alors que le substrat est minéral. Lorsqu'elle est présente de façon similaire entre le substrat et la forme, et que la couverture est relativement importante, la délimitation est en revanche plus difficile. Pour bien délimiter les formes, il est également nécessaire de prendre en compte leur « situation », à savoir, si elles sont présentes de façon isolées ou si elles sont alignées ou superposées sur un versant, conférant à celui-ci une apparence plus chaotique. Lorsqu'elles se superposent, leur délimitation est particulièrement ardue car les contours sont alors souvent moins bien marqués que lorsqu'elles sont présentes isolément.

Le contexte morphologique dans lequel les formes se développent contribue aussi à la différenciation des types. Certains types se développent plus fréquemment dans certains contextes morphologiques comme par exemple les éboulis ou les constructions morainiques,



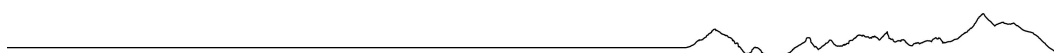
en raison des conditions particulières que ces contextes offrent. La proximité de certaines autres formes géomorphologiques peut également servir d'indicateur quant au type de formes en présence.

Ces différents critères permettront d'établir une différenciation entre les types de formes. La présentation des différents types passera par l'explication de ces différents critères, et un exemple type permettra de représenter leur morphologie typique.

Cette typologie repose donc essentiellement sur des appréciations subjectives des formes présentes sur les sites étudiés, et elle est le résultat de mon analyse propre. Cependant, comme elle se fonde sur des critères identifiables et argumentés et sur un nombre de cas tirés de situations variées, on peut espérer qu'elle puisse permettre également à autrui de différencier le phénomène.

	CRITERES DE DISTINCTION	PARAMETRES	EXPLICATIONS
FORMES	DIMENSIONS	Longueur	Entre le pied du front et le haut du lobe
		Largeur	Entre les deux bords les plus espacés
		Hauteur	Entre le substrat et le point le plus haut du front
		Ratio	Longueur de la forme divisée par sa largeur
	ASPECT	Végétation	Répartition et proportion de la forme couverte
		Substrat	Caractéristiques du substrat : lithologie, végétation et granulométrie
		Granulométrie	Taille moyenne des éléments de la forme et répartition dans la forme
		Lithologie	Lithologie des éléments composant la forme
	DELIMITATION	Contours	Définition des bordures latérales de la forme
		Front	Définition du front par rapport au substrat
		Situation	Situation de la forme : isolée, alignée, superposée
	CONTEXTE MORPHOLOGIQUE		Contexte de développement (éboulis, moraine, cône...) et présence d'autres formes

Fig. 5.10. Tableau récapitulatif des critères de distinction des différents types de formes





## 6. RESULTATS ET TYPOLOGIE

Dans ce chapitre, je présenterai tout d'abord les résultats de mes observations de terrain, qui m'ont permis de faire quelques constats concernant le processus de solifluxion et les formes qui en résultent au sein de la zone d'étude. Par l'utilisation de données préexistantes, j'ai également pu formuler certaines hypothèses quant à l'influence des paramètres environnementaux sur le processus. Par la suite, je proposerai une nouvelle typologie des formes liées au processus de solifluxion.

### 6.1. OBSERVATIONS PERSONNELLES

Les observations ont été réalisées sur environ 75 sites répartis dans la zone d'étude. Les sites correspondent généralement à des portions de versants et peuvent être composés d'un ensemble de plusieurs lobes. Le choix des sites s'est fait de façon subjective, en mettant l'accent sur ceux qui présentent certaines particularités au niveau des formes ou du contexte morphologique. Il semble nécessaire de rappeler que ces observations ne constituent en aucun cas un inventaire exhaustif des formes présentes dans la zone d'étude, et la distribution spatiale des sites n'est pas forcément représentative. Toutefois, ces observations permettent de faire certains constats à propos de l'influence des paramètres environnementaux sur le processus et sa distribution au sein de la zone d'étude, ainsi que sur la morphologie des formes.

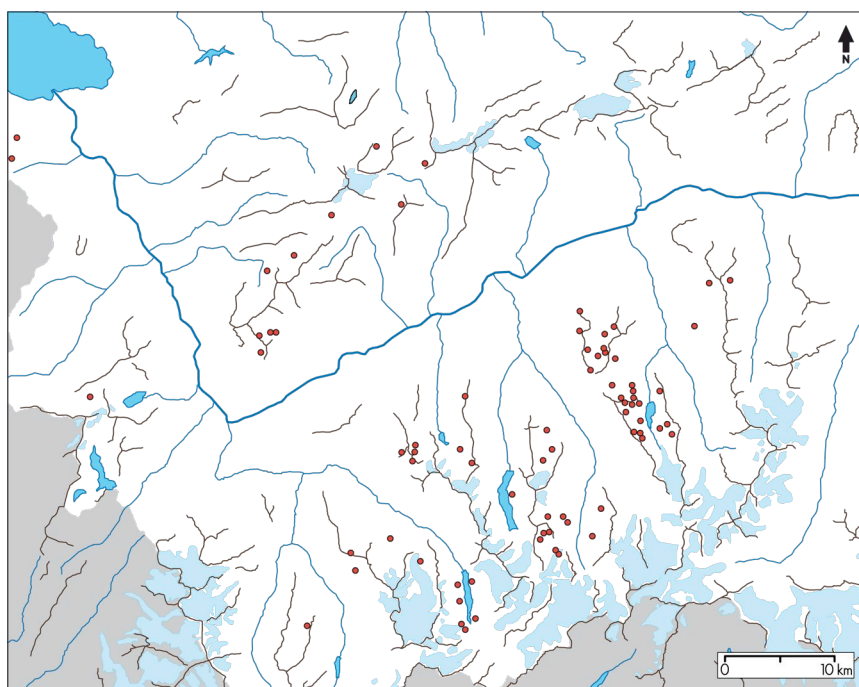


Fig. 6.1. Carte de répartition des 75 sites étudiés.



Même si le choix des sites est subjectif, cette carte de répartition (fig. 6.1.) traduit toutefois relativement bien la distribution des formes liées à la solifluxion au sein de la zone d'étude. Il faut cependant rappeler que l'absence de formes visibles ne correspond pas forcément à l'absence totale de processus. Celui-ci n'est pas toujours suffisamment actif pour permettre le développement de formes clairement identifiables.

Dans ce chapitre, je mettrai l'accent sur deux thèmes principaux : les facteurs de contrôle du processus, et les caractéristiques des formes. Pour les premiers, je détaillerai mes observations concernant l'influence de la tectonique et de la lithologie et plus généralement du substratum sur le processus, ainsi que celle de l'altitude, de l'exposition et de la topographie. Je traiterai également de l'apport hydrique des lobes, ainsi que de l'influence potentielle du pergélisol. Ensuite je présenterai mes observations sur les caractéristiques des formes, à savoir leur morphométrie, le recouvrement végétal, et leur degré d'activité.

---

### 6.1.1. Lithologie

---

On observe une certaine disparité dans la distribution des sites au sein de la zone d'étude ; ils se concentrent plus dans certaines régions que d'autres. La fréquence des formes est nettement supérieure sur la rive gauche en comparaison avec la rive droite du Rhône. Pour expliquer cette répartition, un des éléments à prendre en compte est la tectonique. Elle peut avoir une influence directe de par les caractéristiques tectoniques d'un massif, mais aussi plus indirecte puisque la lithologie et la granulométrie du matériel meuble en dépendent.

La zone d'étude présente de grandes différences d'un point de vue tectonique entre les reliefs des deux rives du Rhône :

- La **rive droite** est essentiellement constituée de nappes calcaires : l'infiltration y est très élevée en raison des nombreux réseaux karstiques existants, ce qui réduit les écoulements de surface. L'altération et la délitation des roches calcaires peut produire du matériel assez peu grossier, mais la dissolution chimique – particulièrement efficace dans ce type de lithologie – réduit fortement la proportion de particules très fines.

Nous avons mis en évidence précédemment l'importance des particules fines dans le processus de solifluxion, même lorsque leur proportion est moindre. La combinaison d'une forte infiltration avec cette faible proportion de particules fines rend la saturation des masses détritiques plus rare. Même si une grande partie des versants est recouverte de dépôts morainiques qui devraient théoriquement favoriser le processus de solifluxion, ce dernier n'y est pas pour autant plus fréquent. Cette absence de formes ne peut être rattachée au contexte géomorphologique, car on ne constate aucune variation dans la fréquence des



lobes de solifluxion entre les différentes nappes composant les Hautes Alpes Calcaires. C'est ainsi bien le contexte tectonique et lithologique qui en est responsable.

Ces différents éléments expliquent pourquoi dans les Hautes Alpes Calcaires les formes résultant du processus de solifluxion sont plus rares et généralement difficilement identifiables (fig. 6.2.). Si des traces de fluage superficiel affectent fréquemment les versants, il est difficile de déterminer si elles résultent véritablement du processus de solifluxion.

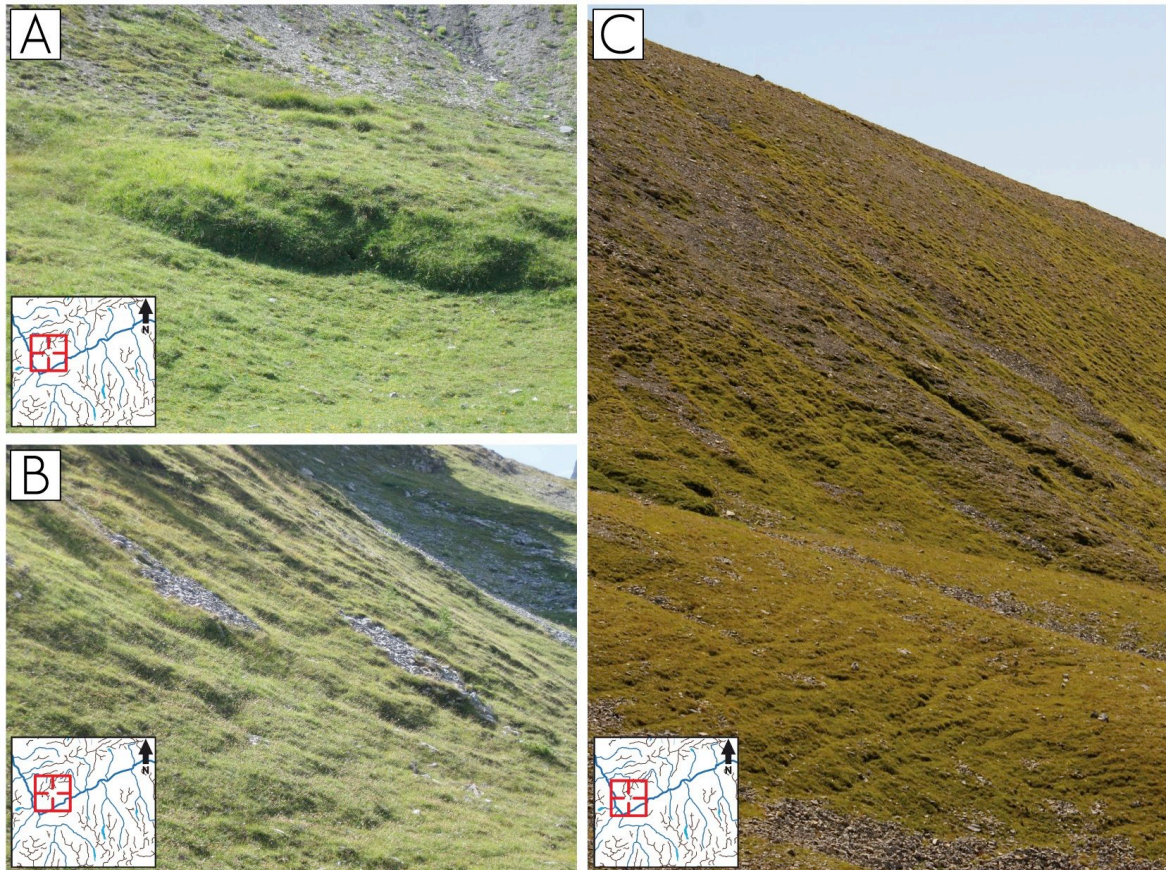


FIG. 6.2. Processus de solifluxion dans les Hautes Alpes Calcaires. A) Lobe bien formé, Alpage d'Euloi (575194/116192). B) Traces de fluage superficiel, Greppon Blanc (575987/116226). C) Lobes superposés, Les Prévins (574070/113525).

- Sur **la rive gauche** du Rhône, le contexte géologique est nettement plus complexe : les différents domaines et nappes qui se côtoient produisent des roches extrêmement variées. Une grande majorité des sites étudiés se trouvent dans la **nappe du Tsaté**, en raison de la fréquence élevée du processus et de la grande diversité des formes dans ce contexte. Les caractéristiques lithologiques y sont particulièrement favorables, puisque la nappe du Tsaté se compose principalement d'alternances de schistes et de marnes dont la forte fracturation engendre une délitation peu grossière et une importante production de particules fines. Contrairement aux massifs calcaires, l'infiltration y est nettement moins importante, ce qui favorise la disponibilité d'eau en surface et donc la saturation des masses



détritiques. Cette granulométrie fine favorise également la production de formes : les éléments sont plus facilement déplacés et la délimitation des formes est plus marquée (fig. 6.3.).

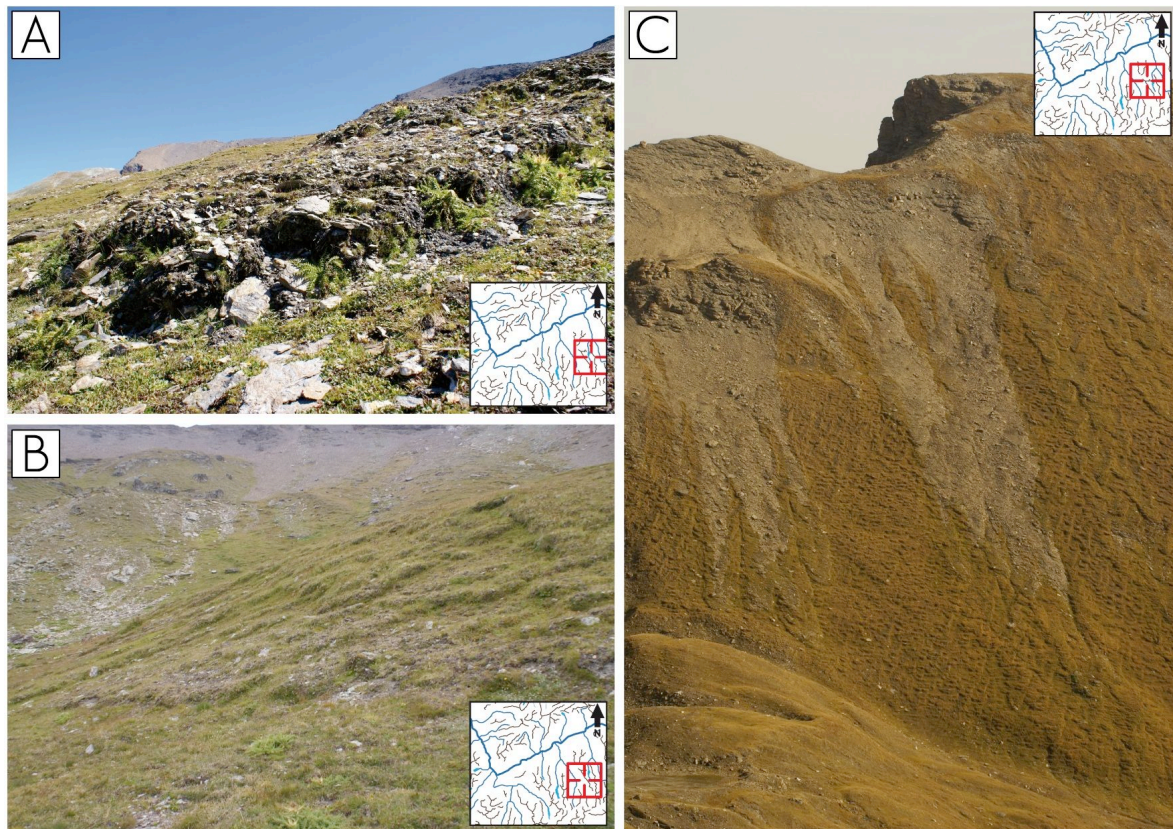


FIG. 6.3. Processus de solifluxion dans la nappe du Tsaté. A) Front d'un lobe, Les Chapelettes, Val de Moiry (610991/107087). B) Petits lobes superposés, Lac du Tsaté, Val Ferpècle (608594/105603). C) Lobes allongés, Basset de Levron, Val de Moiry (607771/109608).

**Les nappes du Mont-Fort et de Siviez-Mischabel** offrent une granulométrie généralement plus grossière, principalement composées de gneiss, de quartzites, de schistes ainsi que de certaines roches vertes. Il semble que les conditions pour le développement du processus de solifluxion y soient plus rarement réunies que dans la nappe du Tsaté, ce qui explique que le processus se concentre dans des contextes morphologiques particuliers. Dans la nappe du Mont-Fort, la majorité des formes sont situées dans des éboulis abrités du rayonnement solaire. La taille des formes est dans l'ensemble plus importante, mais leur délimitation est en principe moins bonne, ce qui peut certainement être rattaché au fait que la granulométrie y est plus grossière (fig. 6.4.). Par contre, les formes présentes dans la nappe de Siviez-Mischabel sont moins concentrées dans zones ombragées et leurs tailles sont plus variables, certainement en raison de la lithologie plus propice de certaines séries (fig. 6.5.). La série des Dents Rousses, qui est essentiellement visible sous forme de cornieules (Lambiel, 1999), en est un bon exemple.





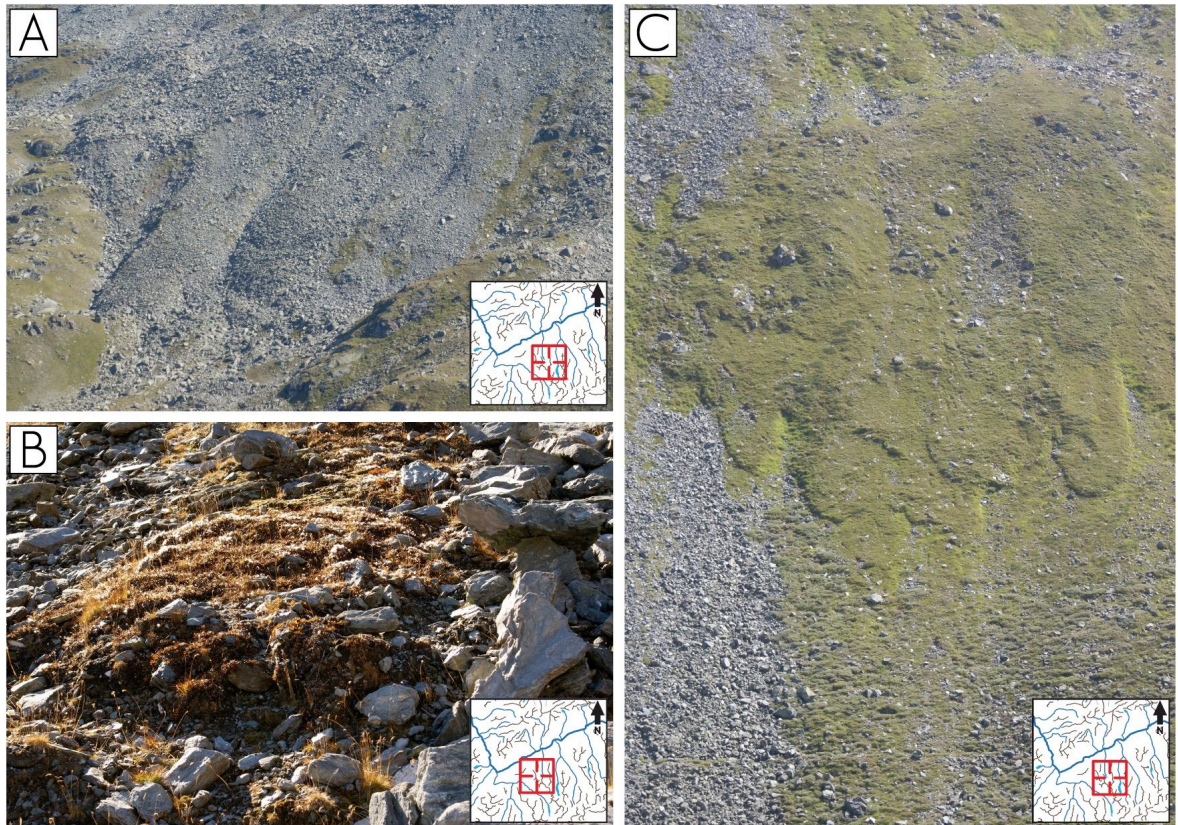


Fig. 6.4. Solifluxion dans la nappe du Mont-Fort, Val de Nendaz. A) Lobes minéraux, Monts Rossets (593274/104833). B) Front d'un lobe, Lapires (588242/106079). C) Lobes végétalisés, Les Savolyres (592469/105296).

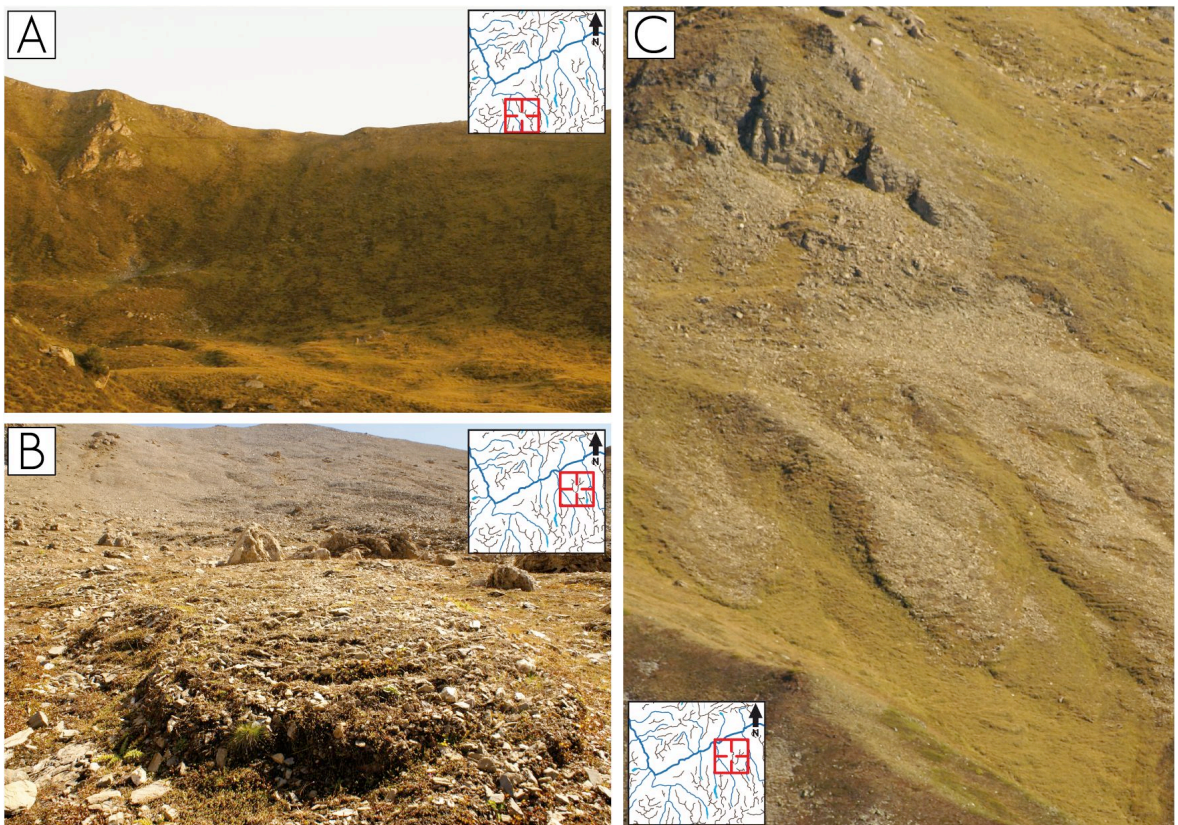


Fig. 6.5. Processus de solifluxion dans la nappe de Siviez-Mischabel. A) Versant avec de nombreux lobes peu marqués, La Vuardette, Val d'Entremont (582740/94160). B) Lobe minéral, La Luèreche, Vallon de Réchy. (603718/116323). C) Lobes partiellement végétalisés, La Louère, Val d'Hérens (606034/114355).



Les formes se développant dans la **nappe de la Dent-Blanche** sont relativement rares, certainement en raison de la lithologie gneissique qui semble peu sujette au processus de solifluxion, car la granulométrie généralement plus grossière des gneiss rend la saturation de la masse plus difficile (fig. 6.6.). Lorsque la solifluxion se développe dans cette nappe, la délimitation des formes est souvent moins marquée.

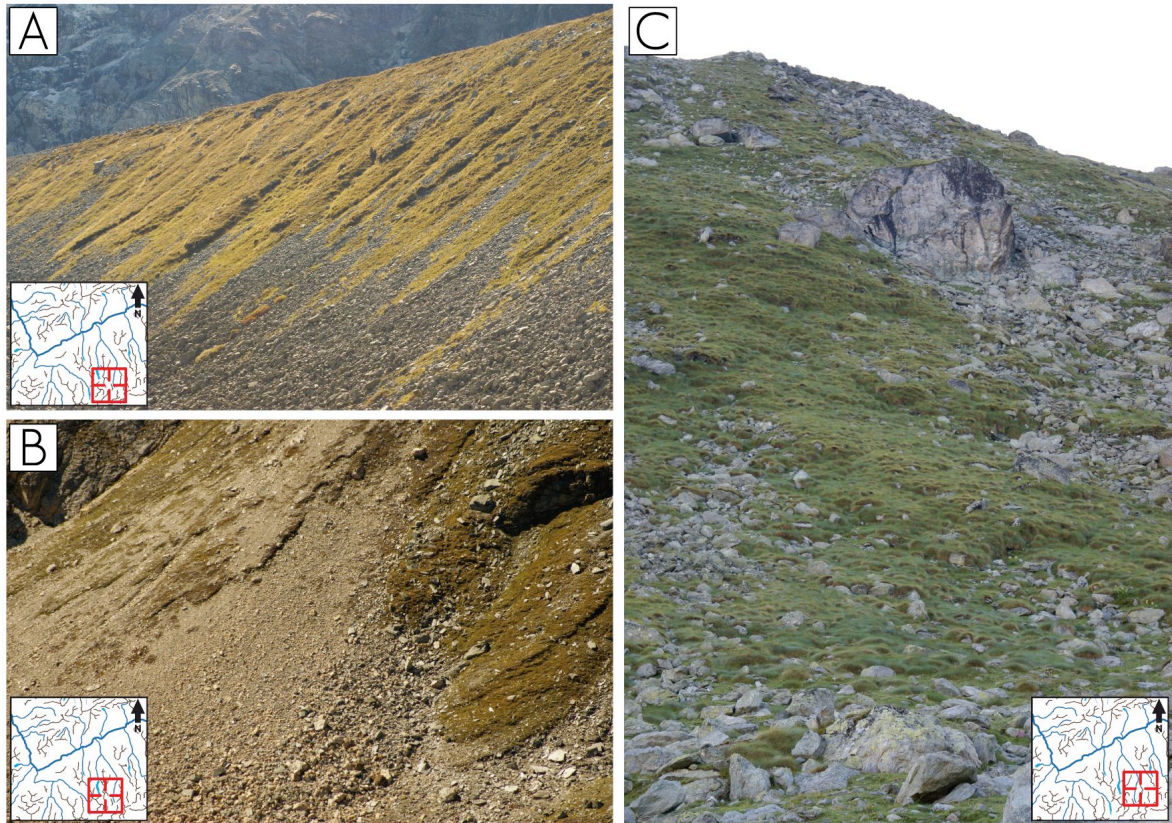


FIG. 6.6. Processus de solifluxion dans la nappe de la Dent-Blanche, Val d'Arolla. A) Lobes végétalisés, Moraine du Tsjiore Neue (601748/95539). B) Lobes partiellement végétalisés, Les Fontanesses (600320/96530). C) Lobes mal définis, Tsarmine (605628/99656).

Les fortes disparités entre les nappes semblent indiquer que l'influence du contexte tectonique et lithologique est primordiale pour le processus de solifluxion. Sa fréquence nettement inférieure dans les Alpes calcaires semble directement liée à la géologie, puisque les précipitations y sont en moyenne supérieures à la rive gauche du Rhône. Inversement, dans la nappe du Tsaté, l'importante fréquence du processus dépend clairement de la lithologie schisteuse très favorable à la saturation en eau.

Il n'est en revanche pas possible d'établir de relation directe entre la géologie et la morphologie des formes. Il ne semble pas y avoir de types de formes spécifiques aux différents contextes géologiques au vu notamment de la très grande diversité de formes qui peut par exemple être observée dans la nappe du Tsaté. La granulométrie influence quant à elle davantage la





morphologie des lobes, puisque lorsqu'elle est plus grossière, les formes sont généralement plus importantes et moins bien délimitées.

Comme déjà évoqué, l'absence de formes visibles ne signifie pas l'absence totale du processus de solifluxion qui n'est pas toujours suffisamment actif pour permettre le développement de formes. A défaut de saturation de la masse en eau, les mécanismes de reptation peuvent tout de même avoir lieu, même s'ils produisent alors des formes moins importantes et plus difficilement perceptibles.

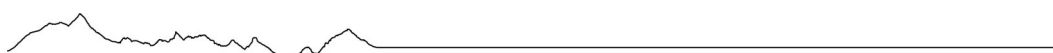
---

### 6.1.2. Altitude

---

L'utilisation d'un modèle numérique de terrain a rendu possible la détermination de l'altitude, l'exposition et de la pente pour chaque site. Comme il est problématique de calculer des moyennes sur la base de situations très hétérogènes, ces valeurs sont indicatives, mais elles permettent de se faire une idée pour chacun des différents paramètres.

Comme nous l'avons vu, l'altitude n'influence pas directement le processus de solifluxion. En revanche, les conditions climatiques en dépendent fortement. C'est principalement la température automnale, la date d'enneigement et l'épaisseur de neige qui sont déterminantes pour la profondeur du gel dans le sol et donc pour l'épaisseur du processus. Comme évoqué dans le contexte climatique, on considère que la température diminue en moyenne de 0.56°C tout les 100 m (Bouët, 1985). Le gradient isothermique du 0°C se situe à près de 2200 mètres pour la zone d'étude. Toutefois, cela ne signifie pas pour autant qu'il ne puisse pas y avoir du gel temporairement en dessous de cette altitude. Théoriquement, les phénomènes de solifluxion pourraient donc s'observer à des altitudes largement inférieures, mais en raison de leur situation marginale, elles n'ont pas été incluses dans cette étude. Globalement, les formes qui ont été observées sont situées à des altitudes comprises entre 2100 m et 2950 m (fig. 6.7.). La grande majorité se situe donc au dessus de l'isotherme du 0°C. L'altitude la plus fréquente des sites étudiés est même largement supérieure à celui-ci ; près de 17 % des formes se situent à environ 2650 m. On peut se demander si les formes situées en dessous de cette limite de 2200-2300 mètres sont encore actives ou si elles sont fossiles et qu'elles résultent d'une époque avec des conditions plus froides.



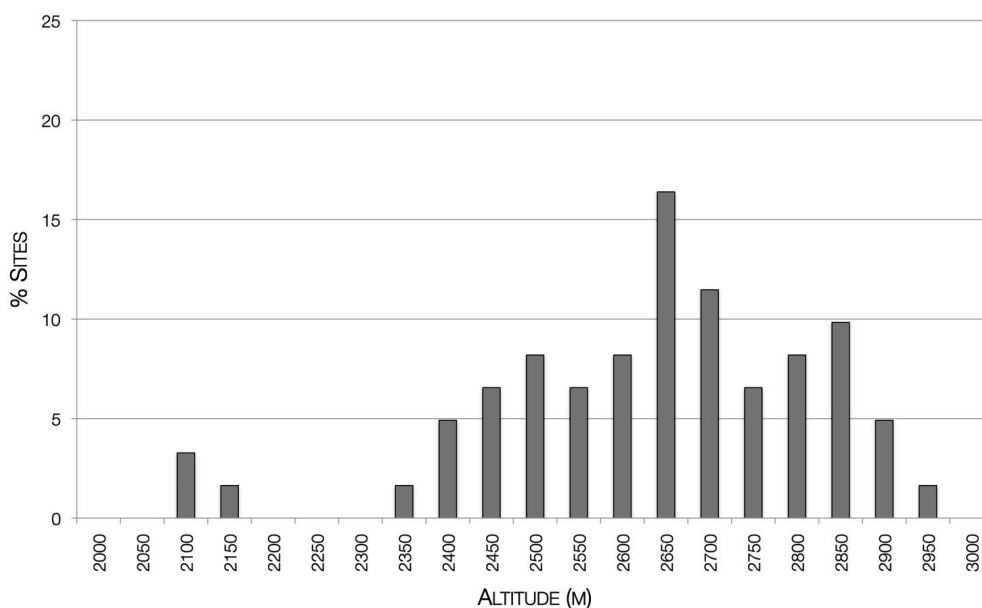


Fig. 6.7. Altitudes moyennes des sites observés.

L'altitude semble a priori influencer directement le degré d'activité des formes. Nous reviendrons par la suite sur les critères morphologiques permettant de distinguer les formes selon leur activité (cf. chap. 6.1.7.). L'altitude influence directement la température moyenne qui est à son tour déterminante pour la durée de l'enneigement. Il sera question de l'importance de la couverture neigeuse lorsque nous traiterons de l'apport hydrique (cf. chap. 6.1.8.).

D'autre part, certaines différences morphologiques distinguent les sites les plus élevés en altitude de ceux situés plus bas. A haute altitude (> 2600 m), les formes sont essentiellement minérales alors qu'à basse altitude (< 2400 m) elles sont généralement complètement végétalisées. Ainsi, il semble qu'il y ait une corrélation logique entre le recouvrement végétal des formes et leur altitude : plus elles sont élevées, moins elles sont végétalisées. On observe toutefois de nombreuses exceptions à cette règle. Les constats qui peuvent être établis par rapport à la couverture végétale seront traités plus en détail dans le chapitre ad hoc.

Certaines disparités peuvent être observées entre les différentes régions de la zone d'étude : on constate par exemple des altitudes moyennes des formes légèrement plus élevées dans la région du Tsaté que dans celle de Verbier. Toutefois, il semble difficile de tirer des conclusions générales en se basant sur de telles statistiques, puisque le choix des sites reste arbitraire.



### 6.1.3. Exposition

D'après les éléments théoriques, on pourrait estimer que l'exposition idéale pour le processus de solifluxion est, comme dans le cas des glaciers rocheux, une orientation nord. Toutefois, la majorité des sites observés ne se trouvent pas sur des versants exposés au nord mais plutôt sur ceux orientés au sud (fig. 6.8.).

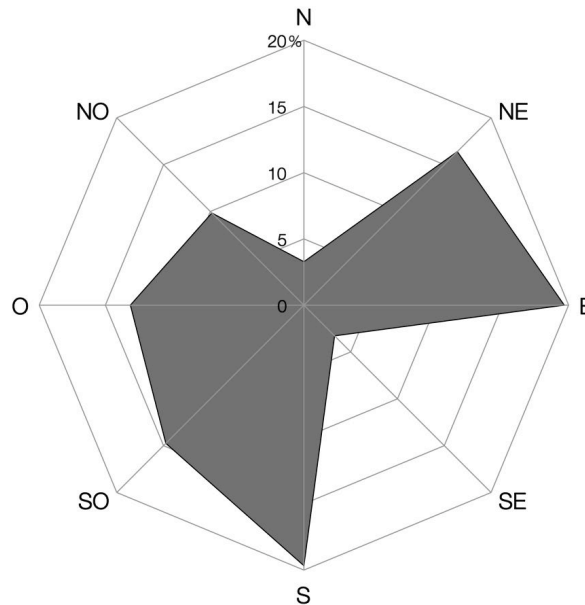
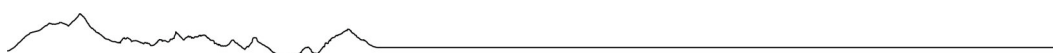


Fig. 6.8. Orientation moyennes des sites observés (% de sites).

Dans les versants orientés au nord, les conditions plus froides permettent un gel plus intense du sol, tant au niveau de la profondeur que de la durée. Nous avons vu qu'il était important pour le processus que la partie superficielle du sol dégèle au printemps, engendrant ainsi une saturation de la masse en eau. Le dégel du sol est initié par la fonte de la couverture neigeuse, dont l'effet isolant empêche la pénétration de la chaleur. Sur les versants bien exposés, la couverture neigeuse est généralement moins importante et sa fonte est plus rapide, alors que dans les versants abrités du rayonnement solaire, le manteau neigeux est plus important et sa fonte est plus lente. Les observations m'ont aussi permis de constater l'importance des taches de neiges résiduelles dans l'apport hydrique supplémentaire nécessaire à la saturation de la masse. Nous y reviendrons dans le chapitre consacré à l'apport hydrique (cf. chap. 6.1.8.).

La profondeur de gel est déterminante quant à l'épaisseur du mouvement et donc des formes, et les observations de terrain montrent qu'en moyenne les formes sont effectivement plus épaisses sur les versants abrités du rayonnement solaire que sur les versants exposés (fig. 6.9.).



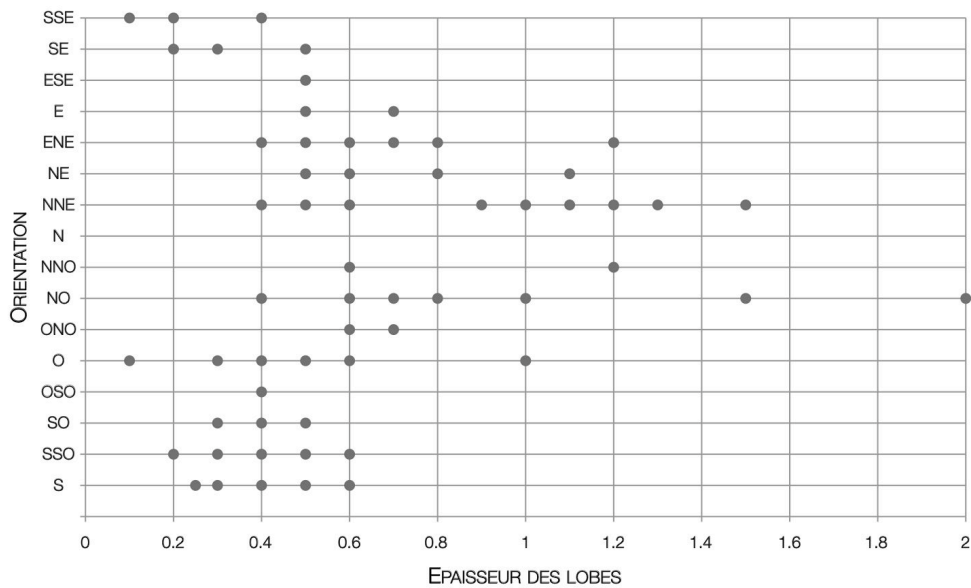


Fig. 6.9. Épaisseur en mètres des lobes en fonction de leur orientation.

De plus, l'orientation influence la couverture végétale, et les formes minérales s'observent plus fréquemment dans les versants orientés au nord. Nous reviendrons par la suite sur les observations liées à la végétation.

On constate là encore certaines variations régionales quant à l'orientation des sites : dans la région du Tsaté, l'orientation semble avoir une importance moindre, alors que dans les Hautes Alpes Calcaires, où le processus est plus rare, elle paraît plus déterminante. En effet, les rares formes observées dans les Hautes Alpes Calcaires sont toutes orientées plutôt au nord. Toutefois, les caractéristiques tectoniques de ce massif impliquent un plus grand nombre de versants nord. De plus, comme la saturation de la masse est plus difficile dans cette région, on peut imaginer que les températures froides y sont plus décisives.

---

#### 6.1.4. Topographie

---

Comme déjà évoqué, la topographie est particulièrement déterminante en ce qui concerne la solifluxion, car le degré de pente influence grandement le processus. Les formes liées à la solifluxion peuvent se développer sur des pentes très variables : on observe des formes se développant sur des zones presque planes (< 15°) et d'autres dans des zones très raides (> 30°). En moyenne, les sites observés se situent sur des pentes de l'ordre de 28 à 34° (fig. 6.10.).



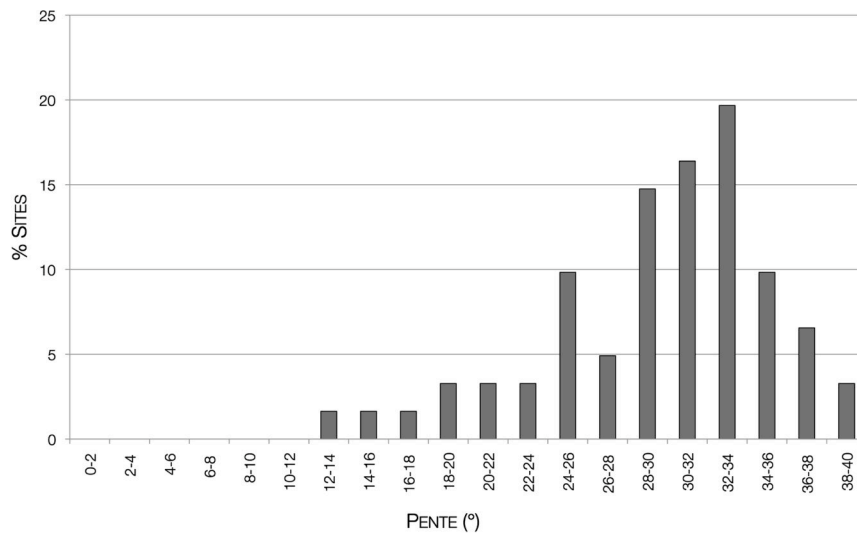


Fig. 6.10. Pentes moyennes des sites observés.

Il semblerait qu'il existe aussi certaines disparités régionales concernant les pentes affectées par la solifluxion. Par exemple, dans la région du Tsaté les formes sont présentes sur des pentes très variées, alors que dans celle de Verbier les formes sont concentrées sur des pentes plus raides. On doit certainement attribuer cette disparité à la lithologie et la granulométrie plus fine de la nappe du Tsaté, nécessitant moins de pente pour que la masse de matériel soit mise en mouvement en raison d'une moins grande force de friction.

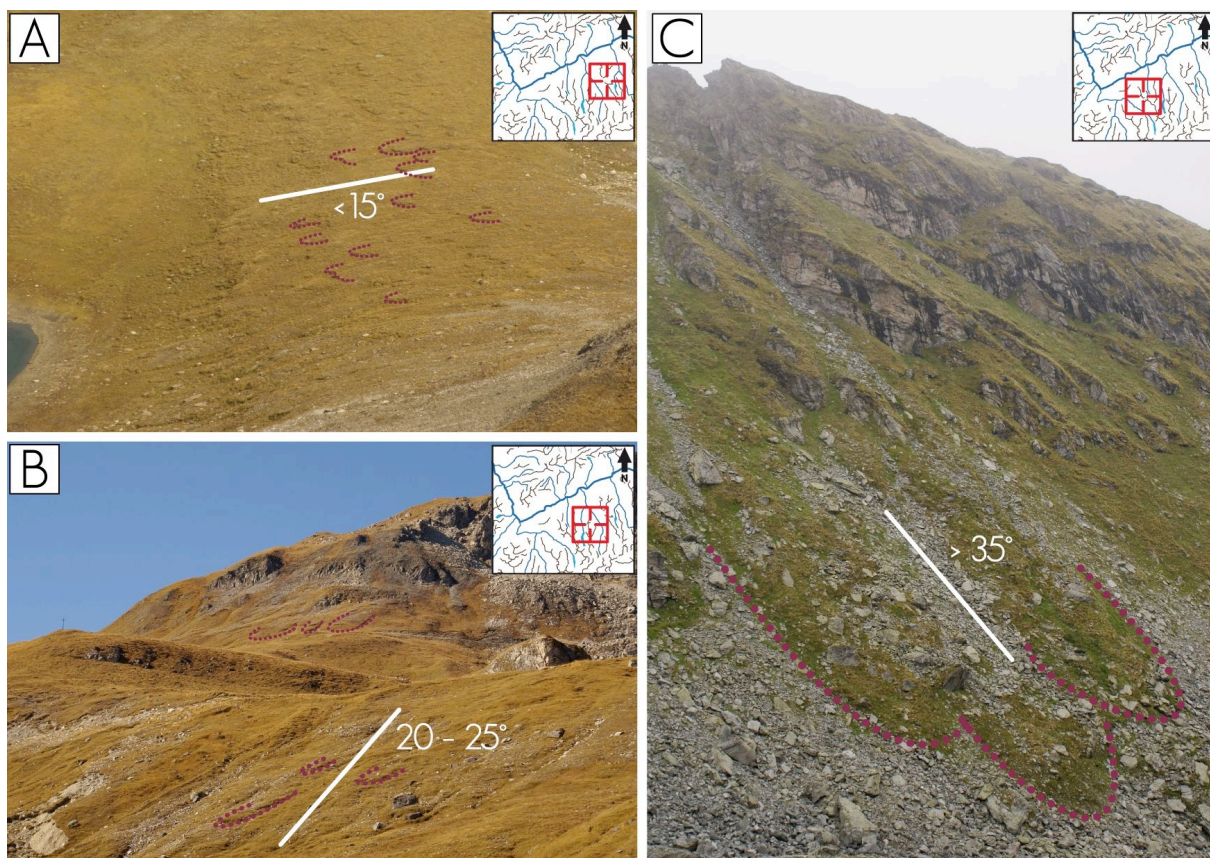


Fig. 6.11. Exemple de sites sur différentes pentes. A) Pente inférieure à 15°, Basset de Lona, Val de Moiry (607560/110870). B) Pente de 20-25°, La Nouva, Val d'Hérens (600830/107175). C) Pente supérieure à 35°, Yettes Condjà, Val de Nendaz (588456/105210).



Outre la pente, il est nécessaire de s'intéresser de façon plus générale à la topographie et plus précisément au contexte morphologique du site, qui favorise dans certains cas le développement du processus (fig. 6.12.). Parmi les sites observés, il n'est pas possible de déterminer un contexte morphologique idéal pour le processus, mais il est toutefois possible de dresser quelques hypothèses sur son influence sur le processus. Le phénomène de solifluxion peut en effet fréquemment être observé sur des éboulis et des moraines, mais aussi sur des versants végétalisés dont le substrat est composé de matériel détritique ou de plaquage morainique. Les éboulis et les moraines, lorsqu'ils ne sont pas complètement végétalisés, ont l'avantage d'offrir une excellente disponibilité en matériel meuble. Sur les versants végétalisés, le matériel est moins facilement mobilisable en raison de l'effet de cohésion généré par le couvert végétal. Par contre, la présence de végétation et donc d'une couverture pédologique permet une meilleure rétention de l'eau dans la masse.





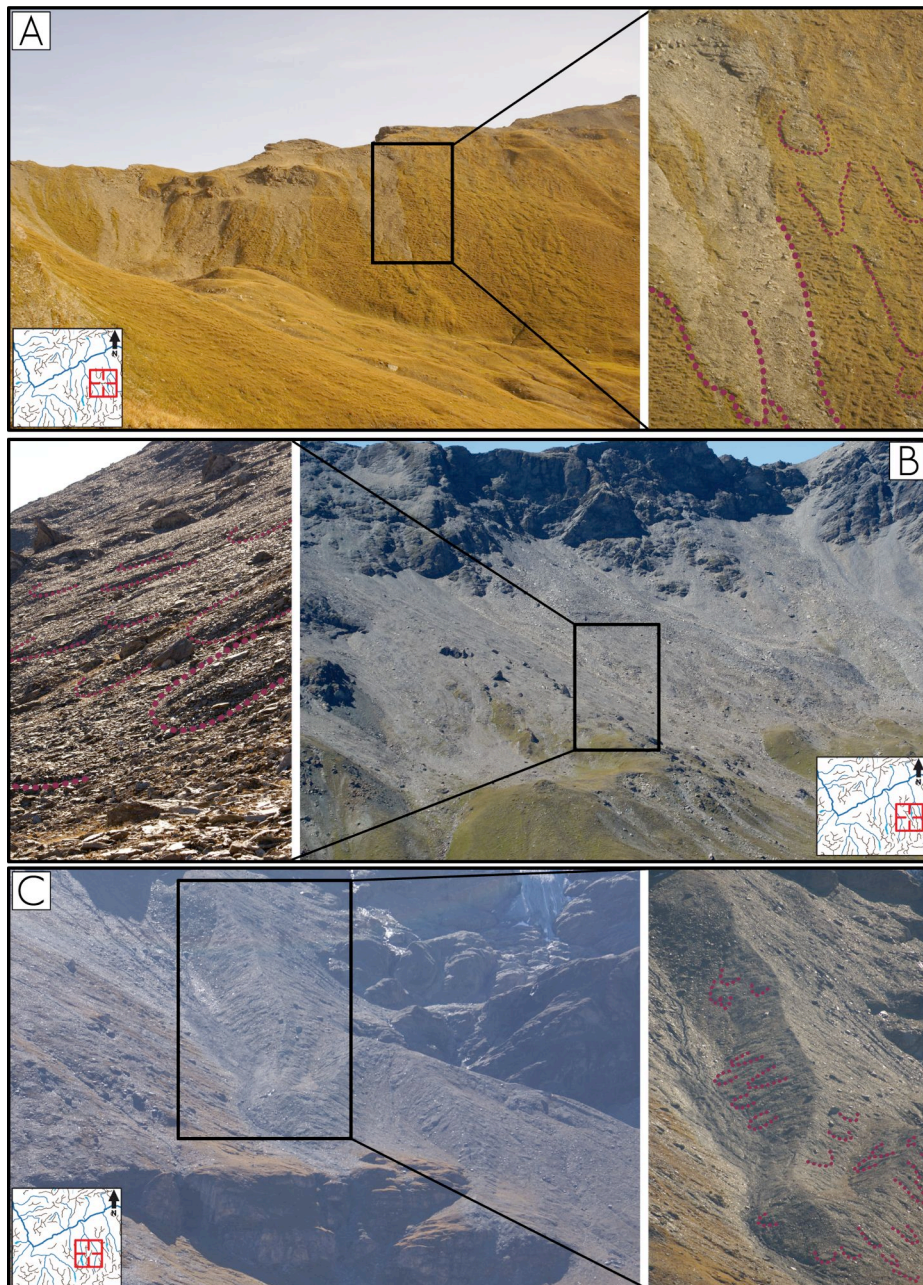


FIG. 6.12. Solifluxion dans différents contextes morphologiques. A) Versant végétalisé du Basset de Levron, Val de Moiry (607690/109600). B) Eboulis de la pointe du Tsaté, Val de Moiry (609210/106465). C) Constructions morainiques du Glacier de Vouasson, Val d'Hérens (600600/104100).

---

### 6.1.5. Morphométrie

---

Comme mentionné précédemment, les formes qui résultent du processus de solifluxion sont très variées ; cette diversité dépend de la combinaison de nombreux paramètres environnementaux. Parmi les sites étudiés, certains ont fait l'objet de quelques mesures morphométriques réalisées sur les formes les plus caractéristiques. Sans anticiper sur la typologie à développer par la suite, je présenterai ici que certaines généralités sur la morphométrie des formes.



Pour connaître la taille d'un lobe, il est nécessaire d'en déterminer précisément les contours, pour ensuite pouvoir mesurer la longueur, la largeur et l'épaisseur (fig. 6.13.). La longueur d'une forme se mesure à partir du pied du front jusqu'à la limite amont de la forme ou *racine*, définie par l'absence de bordures latérales et donc d'épaisseur. Concernant la largeur, on prend en compte la zone la plus large, qui se situe généralement à mi-longueur de la forme. La mesure de l'épaisseur (H) doit s'effectuer au point le plus élevé du front, et si possible perpendiculairement à la pente. Le volume (V) d'un lobe peut être estimé en se basant sur la hauteur et la surface (S) de la forme ; cette dernière s'apparente à un demi-ovale, dont l'aire peut être calculée à partir des axes longitudinaux (X) et transversaux (Y). Pour affiner l'estimation du volume on peut prendre en compte l'épaisseur au niveau du front et au niveau de la limite amont de la forme, et en faire la moyenne.

$$V = S \cdot H_{moy} \quad \text{ou} \quad S = \pi \cdot \frac{xy}{4} \quad \text{et} \quad H_{moy} = \frac{H_1 + H_2}{2}$$

Il est également possible d'estimer le volume en mesurant l'angle entre la pente et le lobe ( $\alpha$ ) si l'on considère que la hauteur augmente régulièrement vers l'aval.  $V = S \cdot H_1 \cdot \cos(\alpha / 2)$

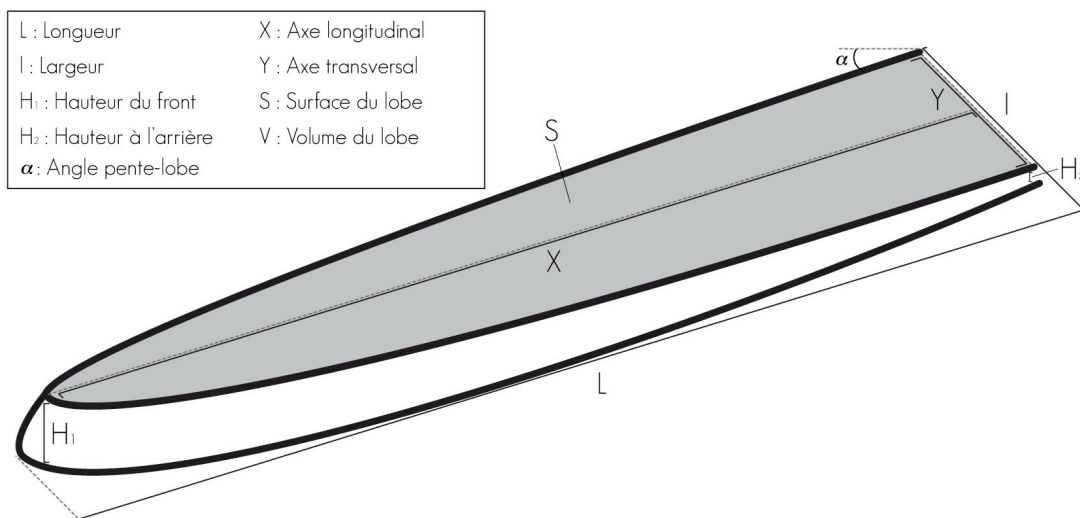


Fig. 6.13. Représentation schématique de la mesure des dimensions d'un lobe et estimation du volume.

Dans l'ensemble, la longueur des formes varie entre 0.5 m et environ 100 m, alors que la largeur est généralement comprise entre environ 0.5 m et 30 m. La hauteur des fronts est aussi très variable puisqu'elle atteint parfois tout juste 10 cm de haut et peut dépasser les 2 mètres dans d'autres cas. Ces fourchettes de dimensions extrêmement larges rendent compte de la très grande diversité morphologique des formes.



Nous avons vu que différents auteurs proposent un ratio longueur – largeur sur lequel ils se fondent pour proposer une distinction des formes (cf. chap. 4.4.3.). Un ratio de 1 est synonyme d'une forme d'aspect circulaire et, plus il est supérieur à ce seuil, plus la forme est allongée. Inversement, un ratio inférieur à 1 équivaut à une forme qui s'étend sur la largeur. Les ratios des formes observées varient entre 0.3 et 20 environ (fig. 6.14.).

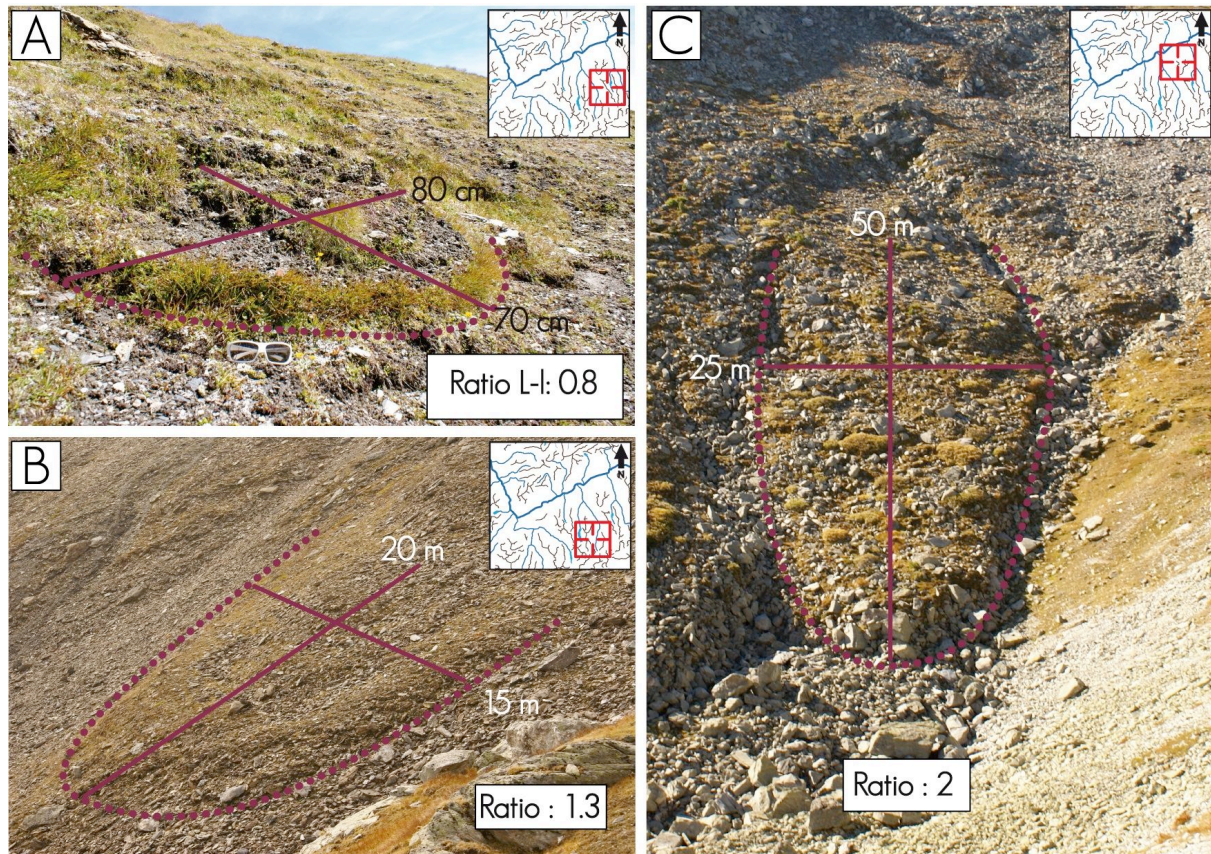


Fig. 6.14. Exemples de ratios longueur-largeur pour différentes formes. A) Pointe du Prélet, Val de Moiry (605540/107150). B) Pra Gra, Val d'Arolla (601960/98890). C) Mont-Noble, Vallon de Réchy (603630/117920).

Néanmoins, les observations de terrain ont révélées que ce ratio à lui seul ne permet pas d'identifier des types particuliers, car on observe des formes ayant un ratio similaire, mais de morphologies très différentes.

Il est difficile de faire des constats concernant les variations régionales de la morphométrie des formes, puisque aucun lien ne peut être établi entre les dimensions des formes et les paramètres environnementaux. De plus, les mesures morphométriques n'ont pas été effectuées pour l'ensemble des sites. Par contre, on a pu constater que l'on observe fréquemment un accroissement de la taille des formes en direction du pied de la pente, conformément aux éléments théoriques présentés (cf. chap. 4.4.1.). Ceci s'explique par à une humidité plus abondante et une déplacement progressif des matériaux fins vers le pied des versants par les lobes de solifluxion situés plus à l'amont.



---

### 6.1.6. Végétation

---

Globalement, le recouvrement végétal est corrélé négativement avec l'accroissement de l'altitude et de la pente. L'orientation joue également un grand rôle pour la végétation qui se développe de manière générale 200 à 300 mètres plus bas sur les versants nord, en raison du plus faible rayonnement solaire. La végétation présente sur les formes se limite dans la plupart des cas à de la pelouse alpine (fig. 6.15.). En fonction de l'altitude et du degré d'activité de la forme, on peut cependant observer des plantes plus importantes, comme par exemple des chardons des Alpes. Ceux-ci sont fréquemment présents au pied du front des formes, certainement en raison du taux d'humidité qui y est particulièrement élevé. Par ailleurs, la présence de ce type de plante témoigne d'une relative inactivité de la forme.

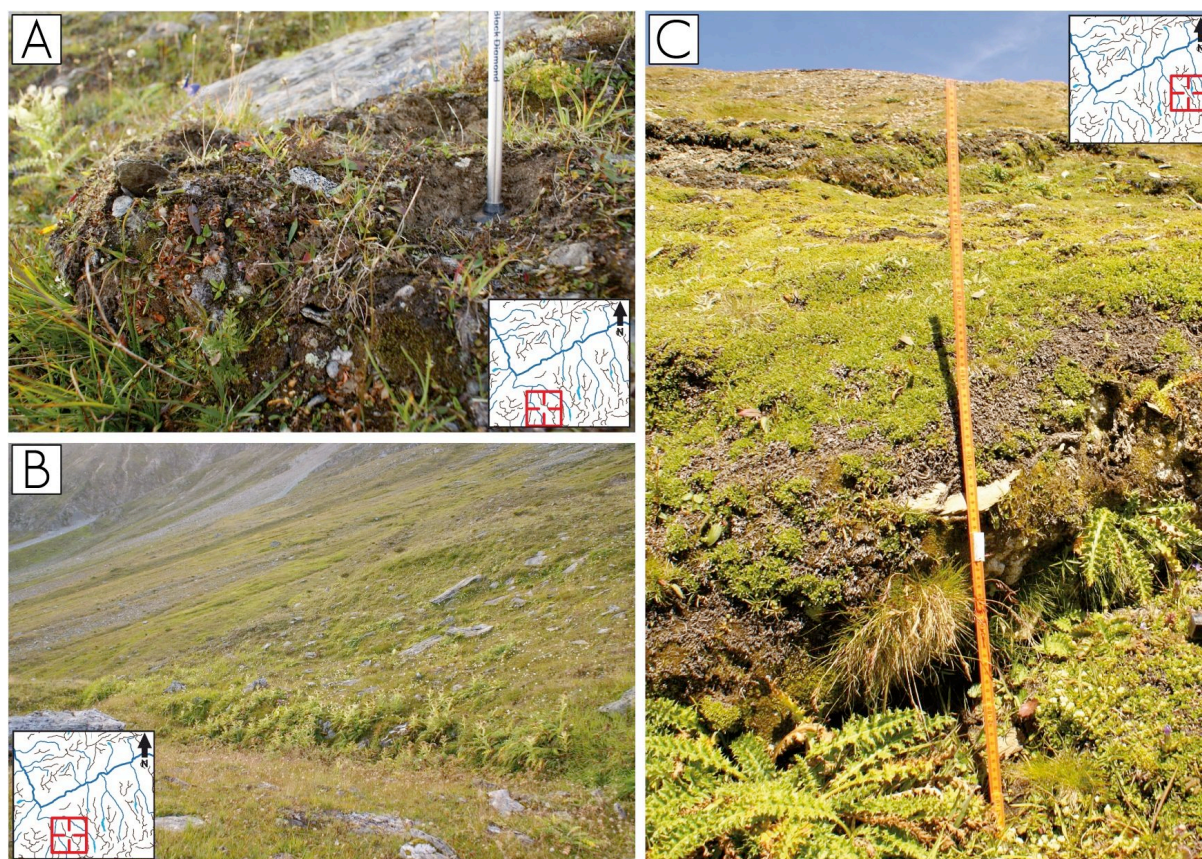


FIG. 6.15. Couverture végétale sur les lobes de solifluxion. A) Détail de la couverture sur un front, La Vuardette, Val de Bagnes (582400/94250). B) et C) Présence de chardons au pied du front et des bordures, Col de Mille, Val de Bagnes (582425/95923) et Pointe du Prélet, Val de Moiry (608250/107200).

La végétation est un paramètre important pour la délimitation et l'aspect des formes et l'on peut affirmer qu'elle joue un rôle positif dans les altitudes moyennes (env. 2600 m) : en effet, il y règne souvent un fort contraste entre les formes végétalisées et le substrat minéral, et inversement. A plus haute altitude, la délimitation des formes est souvent moindre, en raison de

la similarité entre le substrat et les formes. A plus basse altitude, les formes et le substrat sont souvent recouverts de façon similaire par la végétation, et elles se distinguent donc aussi plus difficilement.

---

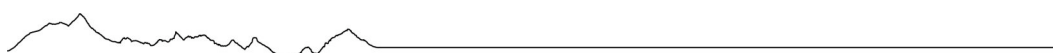
### 6.1.7. Degré d'activité

---

Lors des observations de terrain, la question du degré d'activité des formes se pose en premier lieu. Certaines formes observées à des altitudes relativement basses semblent totalement inactives, alors que d'autres, situées à des altitudes plus élevées, semblent encore être actives. En se basant sur les éléments théoriques présentés et sur mes observations personnelles ; j'ai pu établir des critères d'évaluation du degré d'activité des formes me fondant essentiellement sur leur morphologie. Ces critères concernent les caractéristiques du front (la forme et la présence de particules fines), la couverture végétale, l'humidité présente et la délimitation de la forme.

On peut distinguer trois types de formes selon leur degré d'activité : très actives, actives et fossiles. Pour pouvoir déterminer une catégorie de forme *inactives*, il aurait été nécessaire de généraliser les mesures de mouvement, or l'objectif était d'établir ces catégories sur la base de critères morphologiques. Pour chacun des degrés d'activité, une fourchette altitudinale peut toutefois être proposée, qui provient des valeurs moyennes observées sur le terrain.

- Les **formes très actives** présentent en général un front bien convexe et pas forcément très bombé, avec des particules fines apparentes (fig. 6.16.B). Le front peut également être rectiligne lorsqu'il a été remanié par le ruissellement de surface qui survient parfois lors de la saturation. La couverture végétale de la forme est globalement inexistante, mais parfois très faible et concentrée dans le front. La délimitation de la forme est dans l'ensemble assez peu claire et seul le front est clairement marqué (fig. 6.16.C). L'humidité est élevée dans l'ensemble de la masse et peut être perçue facilement sur le terrain, quelle que soit la saison.





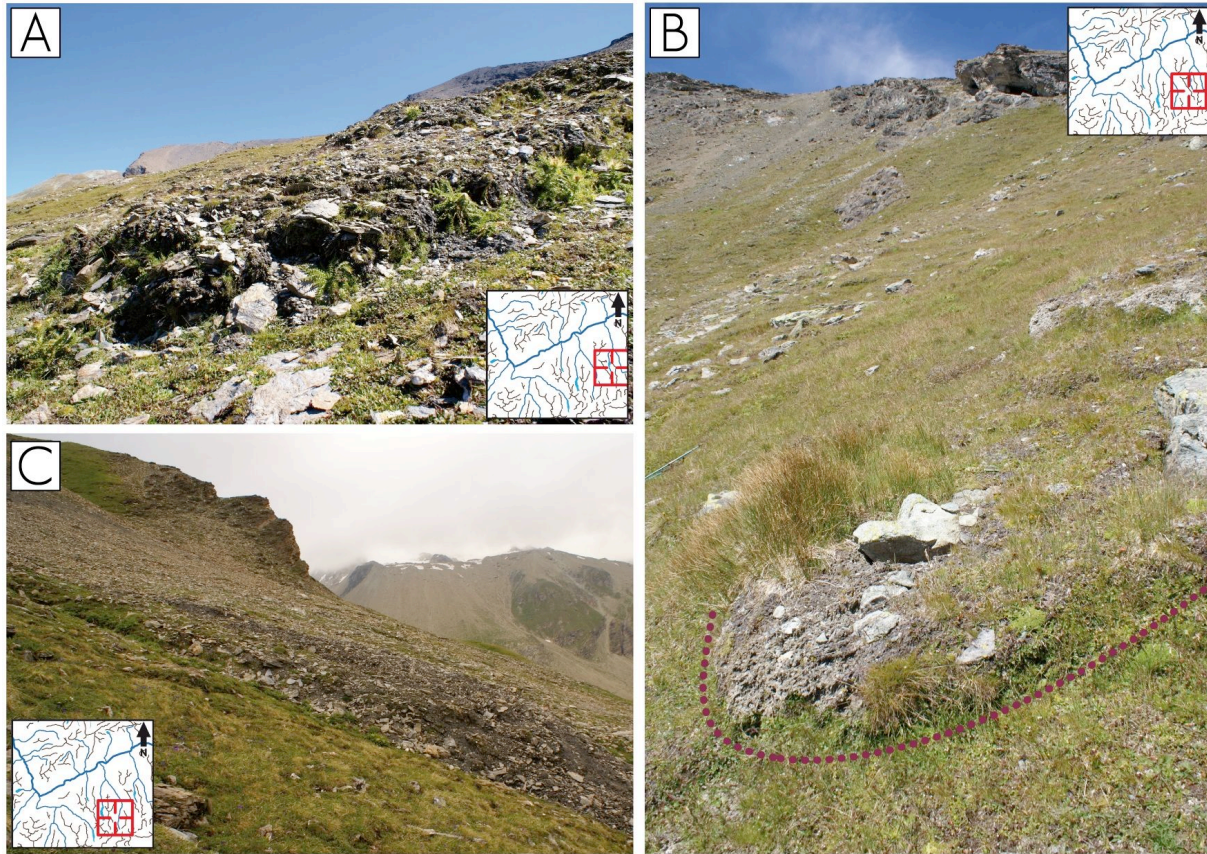


Fig. 6.16. Lobes de solifluxion très actifs. A) Les Chapellettes, Val de Moiry (610990/107080). B) Col de Bréona, Val de Ferpècle (605550/104805). C) Tête du Tronc, Val d'Arolla (602030/98855).

- Les **formes actives** se caractérisent par un front convexe et bombé, où des matériaux de toutes tailles sont visibles, sans pour autant que la proportion de matériaux fins y soit particulière. La couverture végétale n'est pas homogène entre la forme et le substrat et se concentre essentiellement vers le front de la forme (fig. 6.17.B). La délimitation de ces formes est souvent bonne en raison du contraste qu'offre la couverture végétale avec le substrat, mais aussi parce que les bordures des formes sont bien marquées (fig. 6.17.C). L'humidité de la masse est *épisode* : elle n'est pas perceptible tout au long de l'année et se concentre principalement dans le front de la forme.





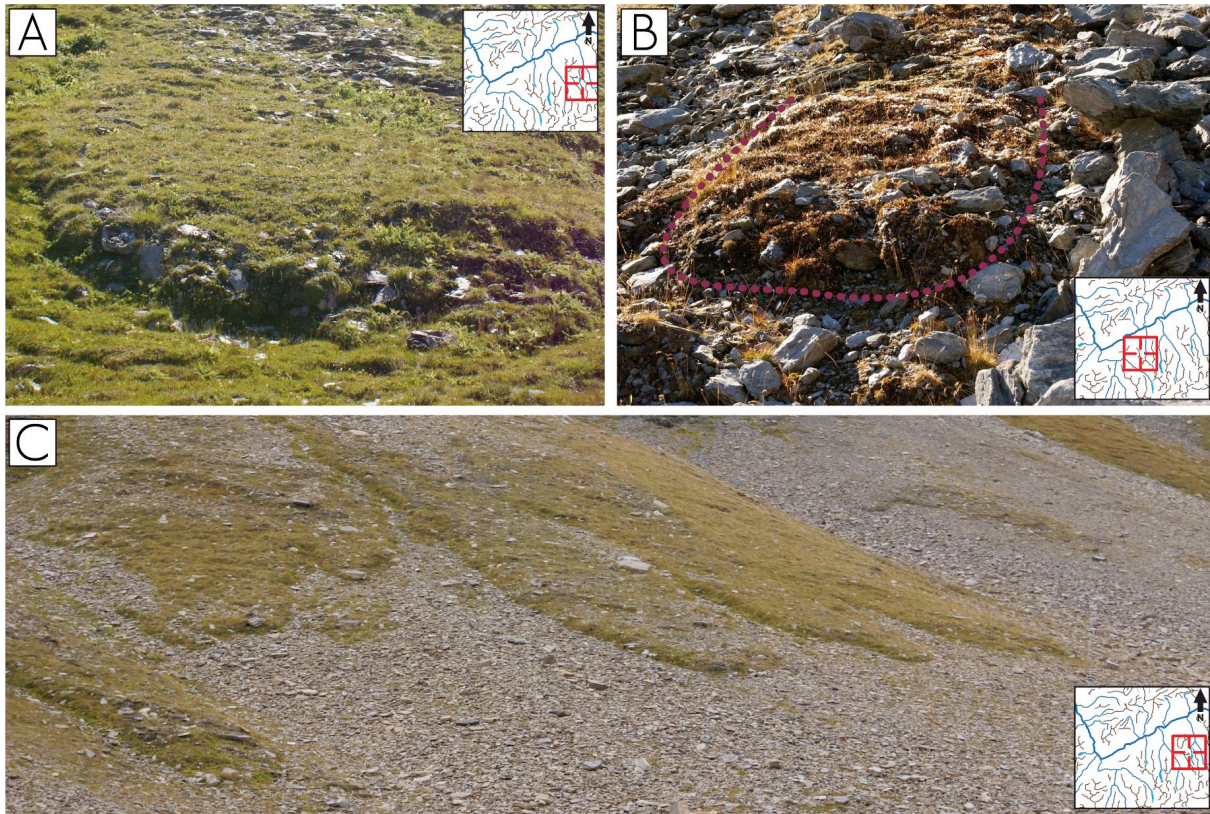


Fig. 6.17. Lobes de solifluxion actifs. A) Les Chapelettes, Val de Moiry (610990/107080). B) Lapires, Val de Nendaz (602294/98670). C) Motta Blantse, Val de Moiry (609674/109463).

- Les **formes fossiles** ont des fronts généralement peu bombés et complètement végétalisés, qui donnent l'impression d'être liés avec le substrat. La couverture végétale est identique entre le substrat et la forme, et elle est souvent plus évoluée qu'une simple pelouse alpine (fig. 6.18.A+B). Des espèces de taille plus importante peuvent s'y développer. La délimitation des formes est peu évidente, car les bordures sont progressivement rognées (fig. 6.18.C). L'humidité de la forme correspond en principe à celle du substrat.



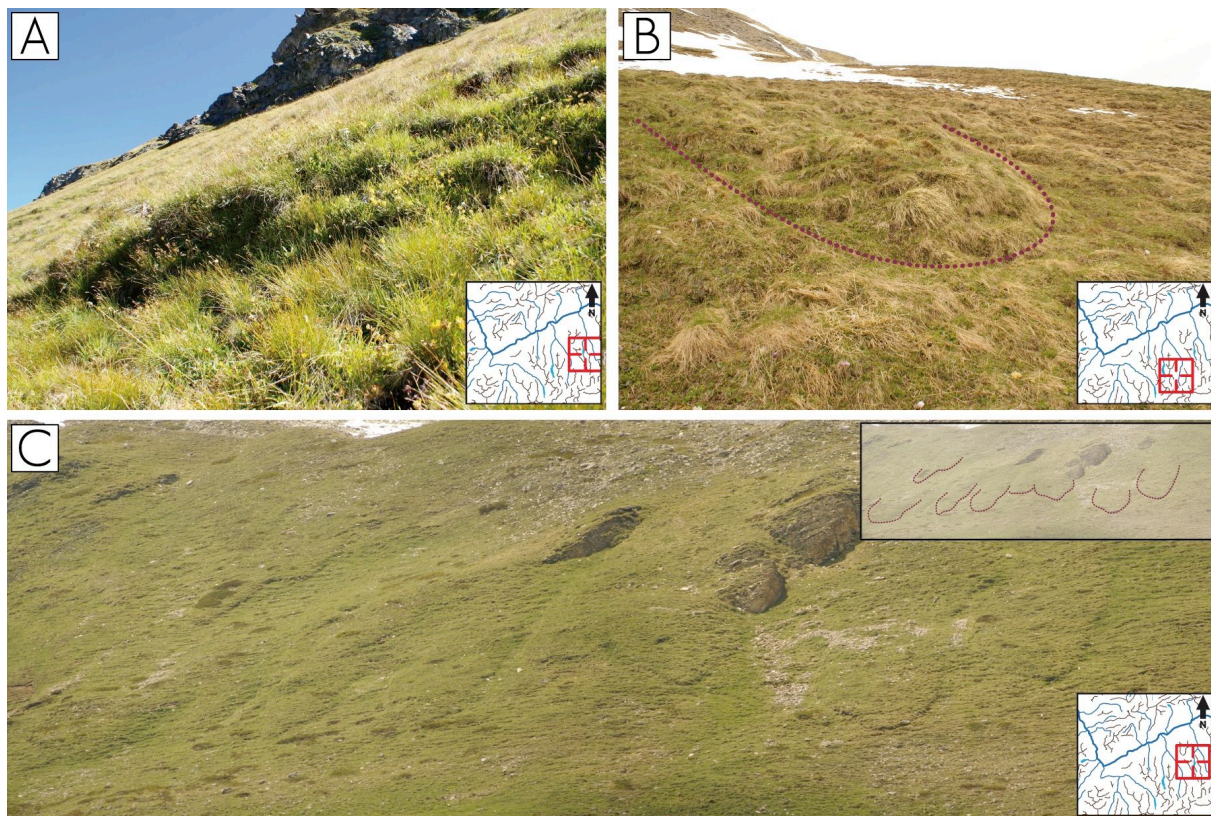
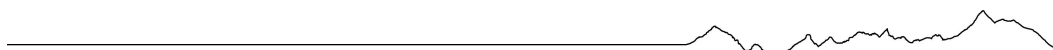


Fig. 6.18. Lobes de solifluxion fossiles. A) Les Chapelettes, Val de Moiry (610720/107145). B) Pra Gra, Val d'Arolla (602294/98670). C) Motta Blantse, Val de Moiry (609670/109463).

LOBE	FRONT	COUVERTURE VEGETALE	HUMIDITE	DELIMITATION	ALTITUDE MOYENNE
TRES ACTIF	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Rectiligne ou convexe</li> <li>- Matériel fin visible</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Absente ou rare</li> <li>- Possible sur le substrat</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Elevée</li> <li>- Présence pérenne</li> <li>- Ruissellement possible au printemps</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Front bien marqué</li> <li>- Bordures moins marquées</li> </ul>	2600 – 3000 m
ACTIF	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Convexe</li> <li>- Matériel fin plus rare</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Inhomogène</li> <li>- Vers le front de la forme</li> <li>- Espèces basiques</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Concentrée dans le front</li> <li>- Episodique</li> <li>- Absence de ruissellement</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Front et bordures bien délimités</li> </ul>	2300 – 2600 m
FOSSILE	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Affaissé</li> <li>- Pas de matériel fin visible</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Continue entre la forme et le substrat</li> <li>- Espèces plus développées</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Faible</li> <li>- Similaire entre la forme et le substrat</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Délimitation difficile</li> <li>- Forme liée au substrat</li> </ul>	2000 – 2400 m

Fig. 6.19. Tableau récapitulatif des critères de distinction morphologique du degré d'activité des formes.





### 6.1.8. Apport hydrique

L'apport en eau est l'élément déterminant pour que le processus de solifluxion puisse se développer, que ce soit par saturation de la masse ou par reptation, cette dernière nécessitant moins d'humidité. Les formes observées présentent en général une forte humidité, généralement supérieure à celle du substrat alentours. Lors du dégel du sol et de la fonte des neiges au printemps, l'humidité croît, entraînant la saturation de la masse en eau. Cette augmentation subite de l'humidité du sol survient durant une période limitée, généralement comprise entre la fin du mois de mai et le début du mois de juillet pour la zone étudiée. Lorsque la saturation est atteinte, la masse peut se déformer même sous la simple pression du pied. Une saturation excessive provoquant du ruissellement en surface a été constatée dans différents sites. Le régime hydrique des formes dépend essentiellement du dégel du sol et de la fonte de la neige, et l'apport en eau par des écoulements de surface ou des précipitations semble avoir une influence très limitée sur le processus.



Fig. 6.20. Exemples de saturation apparente de lobes, Val d'Arolla. A) Ruissellement de surface sur un lobe de Pra Gra (602230/98740). B) Déformation sous la pression du pied sur la moraine latérale du Tsijiore Nouve (601490/96030). C) Ecoulement d'eau à partir de la couverture neigeuse résiduelle à proximité de la Tête du Tronc (602030/98855).

Etant donné que la couverture neigeuse provoque un aplanissement des micro-reliefs présents sur un versant, l'épaisseur de neige est moins importante sur les lobes qu'à côté de ceux-ci. La hauteur de la couverture neigeuse influence directement le gel du sol, et celui-ci est donc plus intense et plus profond sur les lobes. Cette épaisseur moindre combinée à la déflation préférentielle de la neige sur les bombements, font que les fronts des lobes ressortent généralement en premier de la neige au printemps. La distribution des taches de neige résiduelles est alors déterminante pour la répartition des formes sur un versant, puisque l'écoulement de l'eau de fonte se fait de façon très localisée. Etant donné que l'épaisseur de la couverture neigeuse ainsi que sa fonte sont extrêmement disparates, l'activité des formes change considérablement d'une année à l'autre.



Fig. 6.21. Répartition de la couverture neigeuse sur deux sites. A) Le versant sud de la Pointe du Prélet où la distribution des processus de solifluxion correspond assez bien avec la grande zone partiellement déneigée (608400/107270). B) La moraine latérale gauche du glacier de Tsijore Nouve sur laquelle les lobes ressortent de la couverture neigeuse résiduelle (601490/96030).

En revanche, la saturation de la masse ne semble pas pouvoir se produire après le dégel du sol et la fonte de la neige, par exemple par l'apport en eau des précipitations automnales. Les formes dont la masse est très humide à la fin du printemps sont nettement plus sèches à la fin de l'été. Toutefois, on ne peut pas exclure que les précipitations puissent, lorsqu'elles sont très importantes et se produisent durant plusieurs jours, engendrer une évolution des formes, mais ce mouvement s'apparenterait alors plus à un ruissellement chargé.





---

### 6.1.9. Pergélisol

---

Concernant l'influence du pergélisol sur le processus, mes observations personnelles ne permettent pas directement de résoudre cette problématique, mais l'étude de données préexistantes apporte certains éléments de réponse. Ces données proviennent de mesures de terrain réalisées par l'IGUL (principalement Lambiel (2006) et Scapozza (2012)) sur différents sites pour la prospection du pergélisol dans les éboulis, essentiellement par des méthodes thermiques et géophysiques. Elles n'ont pas été réalisées directement pour l'étude du processus de solifluxion, mais la présence de formes sur les sites permet de tirer profit des données les concernant.

Comme nous l'avons vu précédemment, plusieurs auteurs (p. ex. Dylik, 1967 ; Mackay, 1981 ; Lewkowicz, 1992 ; Harris et al., 1993 ; Harris et al., 2008) évoquent la présence possible de pergélisol dans ou sous des lobes de solifluxion, dont l'effet serait de permettre un glissement de la masse. Toutefois, peu d'études sur ce sujet ont été menées dans les Alpes, et l'utilisation de méthodes géophysiques se limite généralement aux glaciers rocheux ou aux éboulis. L'influence du pergélisol dans les formes visibles dans les environnements alpins reste donc une question ouverte.

Les données de tomographie de résistivité électrique (ERT) sont particulièrement pertinentes en ce qui concerne la détection du pergélisol dans les terrains sédimentaires meubles (Scapozza, 2012). Elles sont fréquemment réalisées en parallèle avec des mesures thermiques continues (GST) ou ponctuelles (BTS), que se soit en surface ou en profondeur, et peuvent être confirmées par des tomographies de sismique réfraction (SRT). Je présenterai ici plus en détail les mesures réalisées sur trois sites présentant également des formes résultant de la solifluxion.

- **L'éboulis des Attelas**, situé au pied du versant Ouest du Mont Gelé dans la région de Verbier (Val de Bagnes) présente des traces de fluage en profondeur, visibles sous forme de protalus ou de glacier rocheux, ainsi que trois grands lobes de solifluxion dans sa partie supérieure (fig. 6.22.). Différentes mesures de détection du pergélisol y ont été réalisées à partir de 2001, combinant des méthodes thermiques (BTS, GST) et géophysiques (ERT, SRT), avec trois forages répartis sur l'éboulis (Lambiel 2006, Lambiel et Pieracci 2008, Scapozza et al. 2011, Scapozza, 2012). Les résultats combinés de ces différentes mesures démontrent toutes que la présence de pergélisol est probable dans la partie aval de l'éboulis, mais qu'elle est en revanche improbable dans la zone des lobes de solifluxion.



La présence de loupes de solifluxion pourrait toutefois influencer le régime thermique de l'éboulis. La granulométrie fine des loupes aurait un effet contraignant pour le probable système de ventilation interne. Les mesures thermiques réalisées sur les lobes révèlent par ailleurs que les températures y sont tout juste négatives durant l'hiver (entre 0°C et - 2°C) avec même des pics positifs durant le mois de décembre. On observe un déneigement précoce sur le front des formes, lié à leur morphologie bombée favorisant la déflation de la neige par le vent (Scapozza, 2012).

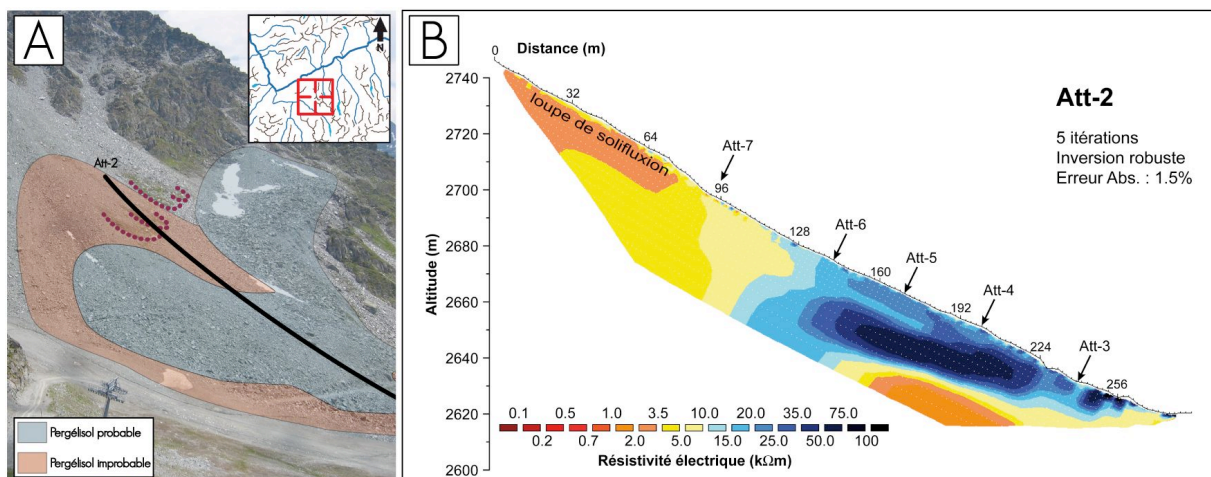


FIG. 6.22. A) Distribution probable du pergélisol dans l'éboulis des Attelas (587310/104990) et position des lobes de solifluxion ainsi que du profil géoélectrique Att-2. D'après Scapozza, 2012. B) Résultats de la tomographie géoélectrique coupant les lobes de solifluxion du haut de l'éboulis. Scapozza, 2012.

- **L'éboulis des Lapires**, situé sur le versant nord du Mont Gelé, est affecté par différents processus comme l'éboulisation, les avalanches, mais également du fluage périglaciaire et de la solifluxion (fig. 6.23.). Les lobes de solifluxion sont présents dans la partie supérieure de l'éboulis et leur granulométrie est dominée par des particules fines (< 2 cm) (Turatti, 2002). Les résultats des recherches (Delaloye et Lambiel, 2005 ; Lambiel, 2006 ; Scapozza, 2012) menées sur l'éboulis démontrent une présence improbable de pergélisol dans les zones où se développent les loupes de solifluxion.

La ventilation interne de l'éboulis est probablement à l'origine de la répartition particulière du pergélisol ; il se concentre majoritairement au pied du versant (Lambiel 2006). La granulométrie plus fine de la zone occupée par les lobes de solifluxion réduit le refroidissement en profondeur, ce qui y explique l'absence de pergélisol. Les mesures thermiques montrent que les températures moyennes à la surface du sol sont largement négatives durant toute la période hivernale, et qu'en été elles ne dépassent jamais 10°C.



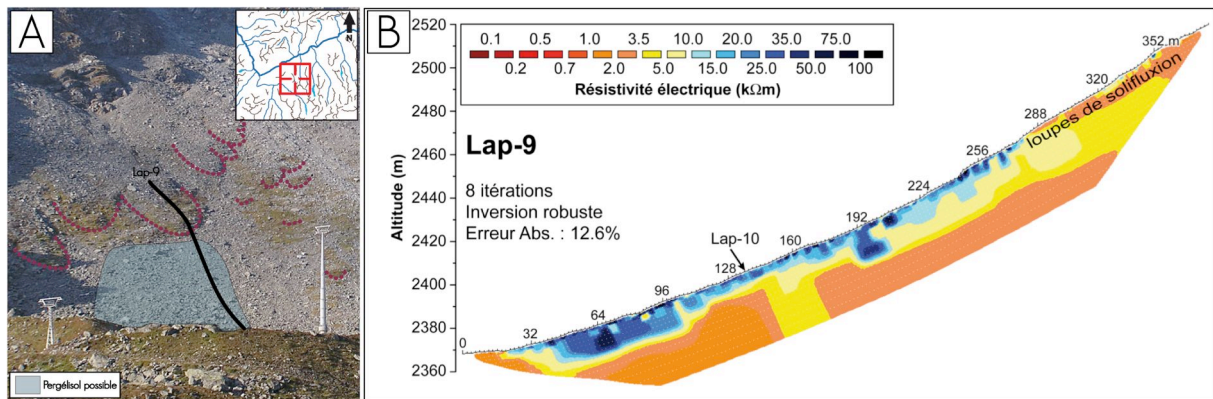


Fig. 6.23. A) Distribution possible du pergélisol dans l'éboulis des Lapires (588335/106060) et position des lobes de solifluxion ainsi que du profil géoélectrique Lap-9. D'après Scapozza, 2012. Photo R. Delaloye. B) Résultats de la tomographie géoélectrique coupant les lobes de solifluxion dans la partie est de l'éboulis. Scapozza, 2012.

- L'éboulis de Tsaté-Moiry se situe sous les parois nord de la Pointe du Tsaté dans le Val de Moiry (fig. 6.24.). On y observe principalement deux glaciers rocheux dans la partie ouest, alors qu'à l'est ce sont les processus de solifluxion qui dominent. Contrairement aux autres sites, les lobes de solifluxion y sont difficilement délimitables et s'y superposent ; on pourrait ainsi même parler « d'éboulis soliflué ». La granulométrie des lobes est moins homogène : le front est composé de matériaux fins, alors que le corps contient des blocs décimétriques. Le profil géoélectrique réalisé dans cette zone coupe trois lobes longitudinalement et présente des valeurs de résistivité comprise entre 2 kΩm et 5 kΩm. La présence de pergélisol est ainsi possible à l'aval du front des lobes et plus probable en profondeur au centre du profil (Scapozza, 2012).

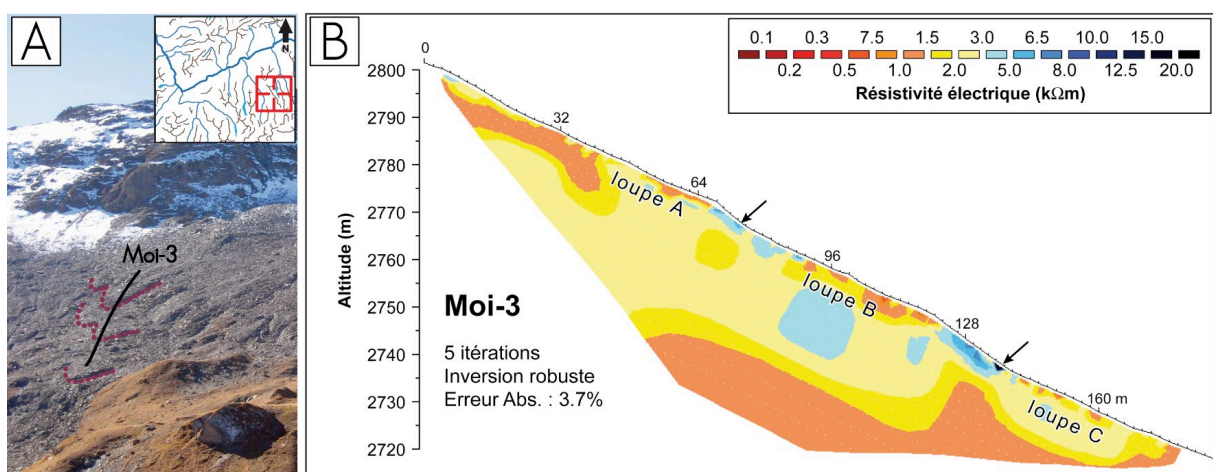


Fig. 6.24. A) Position des lobes de solifluxion et du profil géoélectrique Moi-3 dans l'éboulis du versant NNE de la pointe du Tsaté (609210/106465). D'après Scapozza, 2012. Photo C. Lambiel. B) Résultats de la tomographie géoélectrique coupant les lobes de solifluxion de l'éboulis. Scapozza, 2012.

Dans les cas de l'éboulis des Attelas et des Lapires, tous deux situés dans la même région, on estime que le pergélisol y est présent, mais toujours à l'aval des lobes de solifluxion. Cette hypothèse n'exclut pas le fait que le gel puisse intervenir dans le développement de ces formes ; en revanche il ne semble pas y avoir d'influence directe du pergélisol sur le fluage superficiel. On ne trouve pas non plus de traces qui pourraient laisser penser à un glissement de la masse sur le pergélisol.

Pour l'éboulis du Tsaté, Scapozza (2012) conclut que la morphologie de surface ne semble pas être contrainte par le pergélisol en profondeur ; le fluage superficiel n'est donc pas lié au fluage sur sol gelé, ni à la reptation de la glace en profondeur. Il considère que ces formes doivent être définies comme des lobes de solifluxion et non de gélifluxion ; leur développement est lié au fluage de la partie superficielle du terrain, imbibée d'eau. Les calcschistes du Tsaté composant cet éboulis se délitent finement en cailloux et graviers, pris ensuite dans une matrice sablo-limoneuse particulièrement favorable à la saturation en eau. Le pergélisol n'y influence pas directement le fluage de la couche superficielle, mais il favorise peut-être sa saturation en eau.

Dans l'ensemble, mes différentes observations et l'utilisation de ces données permettent d'affirmer qu'il ne semble pas y avoir d'influence directe du pergélisol sur le processus, mais qu'indirectement il peut faciliter la saturation de la couche superficielle selon l'épaisseur de la couche active. Tout comme pour les sols gelés temporairement, la saturation provient du dégel de la partie superficielle du sol combinée à un apport en eau supplémentaire provenant de la fonte de la couverture neigeuse, alors que le gel perdure en profondeur. Il ne semble donc pas que le pergélisol apporte, dans le cas des sites étudiés, des spécificités au niveau du processus par rapport à un sol gelé temporairement. La possibilité de glissement de la masse superficielle sur le sol gelé ne peut être exclue, mais elle semble principalement limitée aux pergélisols froids qui sont essentiellement présents dans les milieux polaires. Les conditions climatiques qui y règnent permettent un gel bilatéral de la couche superficielle – par l'extérieur, et par le sous-sol, – favorisant ainsi le potentiel de glissement de la masse. En revanche, la granulométrie fine des matériaux composant les lobes de solifluxion semble réduire la pénétration du gel dans le sol, et donc le développement potentiel de pergélisol.



---

### 6.1.10. Mouvements

---

Afin de déterminer le degré d'activité d'une forme, la méthode la plus simple et efficace est celle des traits de peinture déjà présentée plus haut (cf. chap. 4.2.1.). J'ai appliqué cette méthode sur différents sites d'études situés dans la région d'Arolla. De plus, des carrés de peintures, permettant théoriquement de percevoir la déformation du substrat et le remaniement des particules par le processus, ont également été peints

- **La moraine latérale gauche du Glacier de Tsijore Nouve** dans le Val d'Arolla est affectée par le processus de solifluxion, qui y a formé une multitude de lobes. Au cours de l'été 2012, des traits et des carrés de peinture ont été dessinés sur l'une des formes présentes. La forme observée est composée de différents lobes et a un aspect majoritairement minéral, de la végétation éparse délimitant le front et les bordures (fig. 6.25.A). Elle mesure approximativement 50 m de long pour 20 m de large, et les lobes sont haut d'environ 50 cm. Les marquages ont été réalisés le 7 juin 2012 et les constatations faites environ un mois plus tard, le 3 juillet, couvrant ainsi la période théoriquement la plus propice au processus. La couverture neigeuse a beaucoup évolué entre le mois de juin – où seul les fronts des lobes étaient visibles – et le mois de juillet, période à laquelle la couverture avait entièrement disparue. Lors du marquage, les lobes présentaient un taux d'humidité extrêmement important, au point que certains se déformaient lorsque l'on marchait dessus ; la saturation était probablement déjà atteinte. Le 3 juillet, le matériel était en revanche nettement moins humide, voire même sec par endroits.

Trois traits transversaux (fig. 6.25.C) et deux carrés (fig. 6.25.B+E) ont été peints sur la forme, et deux piquets semi-rigides ont également été plantés (fig. 6.25.D). De plus, des marques circulaires (fig. 6.25.B) ont été réalisées sur cinq blocs présents dans la partie centrale de la forme, numérotés de 1 à 5 en direction de l'aval. L'emplacement des traits a été choisi de manière à ce qu'ils traversent entièrement des lobes, alors que pour les carrés, les blocs et les piquets, le choix a été fait de manière arbitraire.





## Tsijiore Nouve, Arolla (VS)

07.06.2012

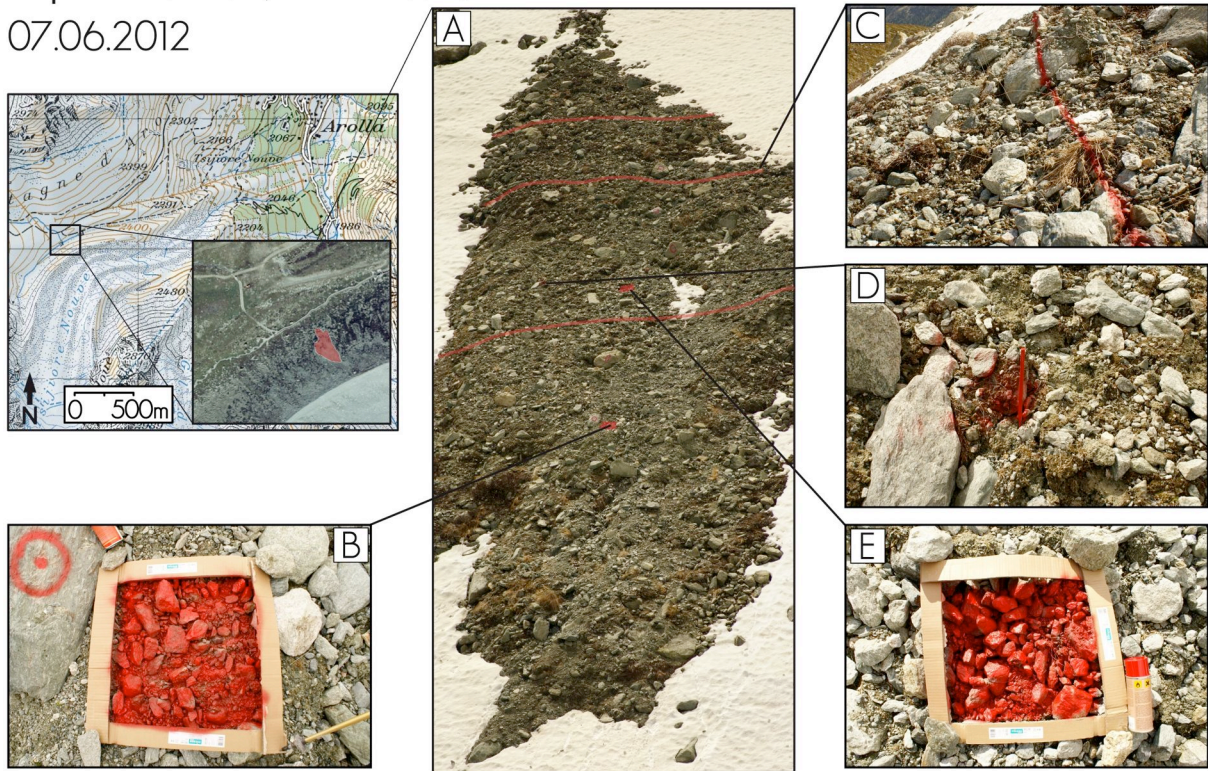


Fig. 6.25. Etat de la forme et des marquages le 07.06.2012.

Au début du mois de juillet, l'ensemble de la forme a paru être dans un état a priori similaire à celui de juin, mis à part l'absence de neige compliquant la délimitation de la forme (fig. 6.26.A). Grâce à un examen plus approfondi, plusieurs évolutions ont cependant pu être constatées:

- Les trois traits de peinture ont été coupés sur la partie ouest de la forme par le fluage d'un grand lobe central à partir d'une petite niche d'arrachement (fig. 6.26.E). Pour les deux traits du haut, seul quelques uns des cailloux et des blocs colorés ont été observés dans la masse ayant flué vers l'aval (fig. 6.26.B). Par contre, la troisième transversale a été déformée par la poussée du front du lobe. La section du trait déplacée se situait alors près de 4 mètres plus bas (fig. 6.26.C+F).
- En ce qui concerne les carrés peints, il a été constaté que celui du haut avait entièrement disparu lors du fluage d'un lobe, alors que celui du bas n'a pas été déformé ; seul quelques particules fines avaient disparu (fig. 6.26.G).
- Si un des deux piquets a été retrouvé dans le même état que lors de sa pose, l'autre, plus à l'amont et plus au centre, a disparu dans la masse de matériel flué.
- Parmi les cinq blocs marqués d'un cercle, les blocs 1 et 2 ont été déplacés de près de 5 mètres vers l'aval, alors que le bloc 3 a disparu dans la masse fluée. Le bloc 4



n'a pas été déplacé mais a été partiellement recouvert de matériel (fig. 6.26.D), et le bloc 5, situé à côté du carré peint intact, n'a pas été affecté par la dynamique présente (fig. 6.26.G).

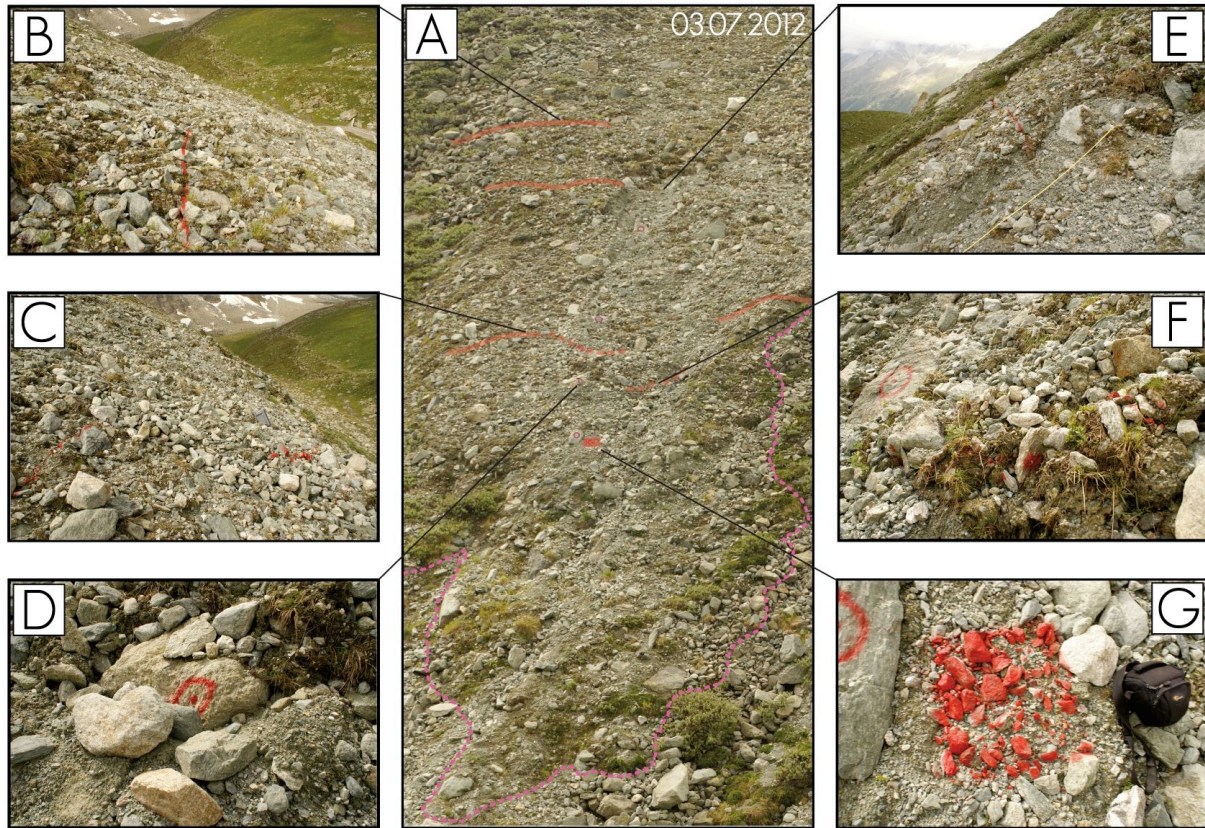


Fig. 6.26. Etat de la forme et des marquages le 03.07.2012.

Ces différentes constatations permettent de conclure à une importante dynamique sur ce site. La présence d'une petite niche d'arrachement en haut du lobe est surprenante, mais l'aspect de la forme et le bombement du front laisse tout de même penser que celle-ci résulte du processus de solifluxion. Il est envisageable que la saturation excessive de la masse combiné à la forte pente, ait provoqué tout d'abord un petit glissement en masse, qui a soliflué par la suite. La masse de matériel déplacée est difficile à évaluer en raison de la mauvaise délimitation du lobe, mais elle correspond à une surface d'approximativement  $50 \text{ m}^2$  sur environ  $0.5 \text{ m}$  d'épaisseur, soit un volume de près de  $25 \text{ m}^3$ .

- Des mesures ont également été réalisées sur différents lobes présents à proximité de **l'alpage de Pra Gra**, sur le versant situé à l'ouest de la Tête du Tronc (2554m) (fig. 6.27.). Les mesures y ont été réalisées entre le 7 juin et le 2 juillet 2012. Le contexte géologique est très différent du Tsijiore Nouve, puisque les formes se situent dans la nappe du Tsaté et que le substrat y est donc essentiellement composé de schistes.





Sur un des lobes, la masse était saturée lors du marquage, et du ruissellement de surface était même visible en raison de la fonte des taches de neiges résiduelles situées juste en amont de la forme. Les deux carrés qui y ont été peints n'ont pas été déformés durant la période. Quelques particules relativement fines y ont été emportées par le ruissellement de surface et la végétation s'y est développée. Le piquet qui avait été planté à la verticale au début du mois de juin a été retrouvé incliné en direction de l'aval au début du mois de juillet, mais il n'a pas été déformé. Sur le second lobe, les mesures ont été un peu plus concluantes : un des deux traits transversaux peints n'a pas évolué, alors que l'autre a été en partie recouvert par la formation d'un nouveau lobe.

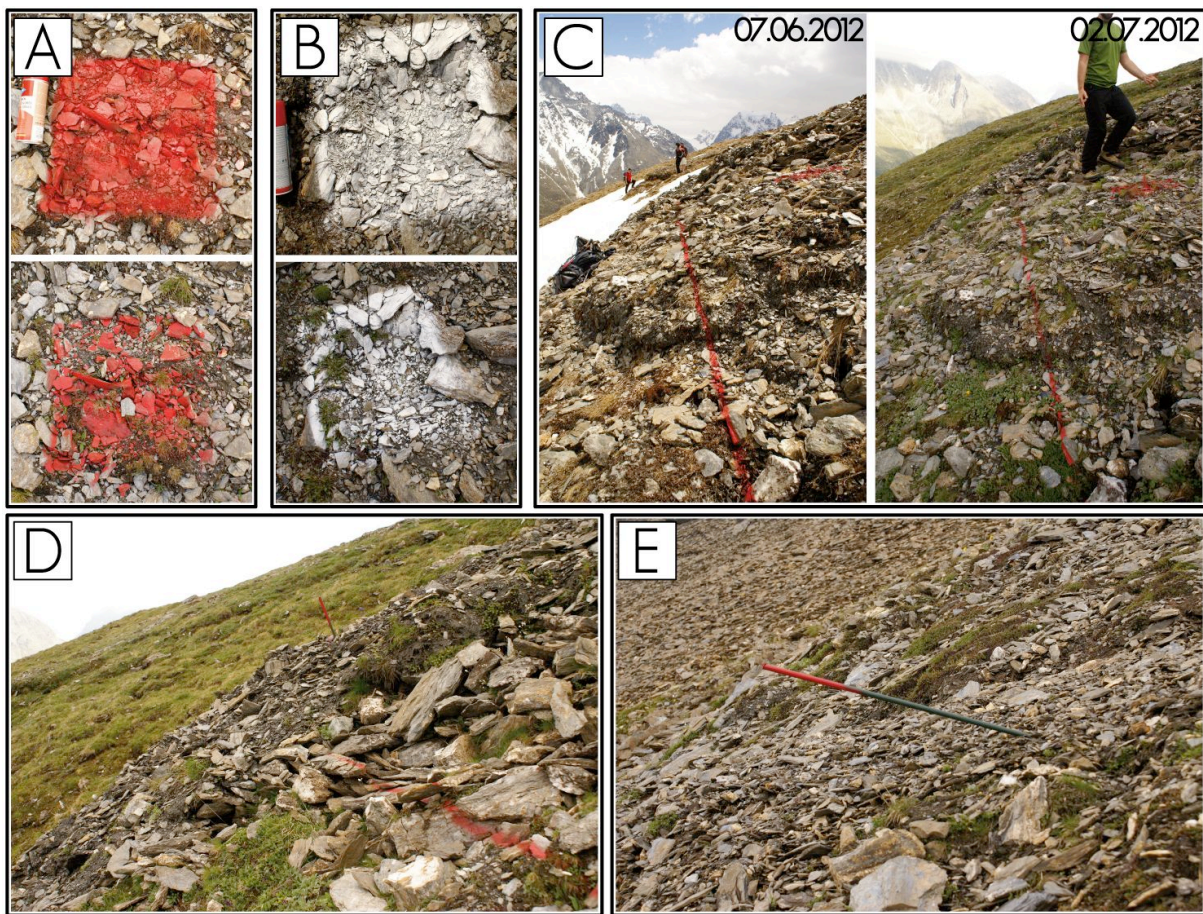


FIG. 6.27. Evolution des marquages sur les lobes de Pra Gra (602200/98775) entre le 07.06.12 et le 02.07.12. A) et B) Les carrés peints n'ont pas été déformés, seul la végétation s'y est développée et quelques éléments ont été emportés par le ruissellement. C) Le trait transversal aval n'a pas évolué, alors que celui peint plus à l'amont a été en partie recouvert par un nouveau lobe (D). E) Le piquet planté à la verticale, s'est incliné vers l'aval sous l'effet du fluage.

D'après les mesures faites sur ces deux lobes, on peut conclure que la dynamique solifluante sur le site est encore active. Les mouvements sont toutefois nettement plus faibles que sur la moraine latérale du Tsjiore Nouve. De nombreuses traces d'activité récente ont pu être observées sur d'autres lobes situés à proximité de ceux étudiés,

démontrant ainsi la forte variabilité spatiale du processus, certainement liée à la répartition de la couverture neigeuse résiduelle. Mais il est également envisageable que les marquages aient simplement été réalisés sur des lobes n'ayant pas flué, et peut-être trop tardivement dans la saison, puisque le matériel était alors déjà en partie saturé.

Globalement, les mesures réalisées sur ces deux sites ont permis de démontrer leur dynamique et de mettre en évidence la forte disparité spatiale des mouvements entre les différents lobes. La méthode des traits de peinture semble être efficace pour la perception de la dynamique solifluante, même si elle ne permet pas une quantification précise des déplacements.

Les observations de terrain détaillées ci dessus, ont permis de clarifier certains aspects du processus de solifluxion abordés dans le cadre théorique.

- L'influence de la tectonique et de la lithologie sur le processus de solifluxion a pu être démontrée par la disparité régnant entre la rive gauche et la rive droite du Rhône. Les alternances de schistes et de marnes de la nappe du Tsaté, ainsi que les cornieules de la nappe de Siviez-Mischabel favorisent par exemple particulièrement le processus, en raison de leur bonne capacité de rétention d'eau. A l'opposé, les roches calcaires de la nappe du Wildhorn ou de Morcles sont clairement défavorables au processus en raison de la forte infiltration et de l'absence de particules très fines.
- La complexité des liens qui existent entre le processus de solifluxion et les caractéristiques topographiques, a pu être cernée. L'altitude influence par exemple de nombreux paramètres déterminants pour le processus et la morphologie des formes comme l'intensité du gel, l'enneigement et la couverture végétale. Le seul lien direct qui ait pu être établi entre l'orientation des sites et la morphologie est la plus grande épaisseur des formes dans les versants bien abrités, probablement en raison de la profondeur de gel plus importante. S'il ne semble pas possible d'établir de liens entre la morphologie des formes et les pentes sur lesquelles elles se développent, ceux-ci semblent plus nets entre le contexte morphologique des lobes et leur morphologie.
- Une très grande variabilité morphologique des formes a pu être constatée tant à l'échelle de la zone d'étude, qu'au sein de différentes vallées. Certaines régions de la zone d'étude semblent permettre une plus grande diversité de formes que d'autre, essentiellement en fonction du contexte géologique. Les mesures morphométriques réalisées directement sur le terrain ainsi que dans certains cas à l'aide de documents numériques ont démontré les dimensions très variables que peuvent avoir les lobes de solifluxion. Le calcul du ratio entre longueur et largeur est efficace pour représenter la morphologie d'ensemble d'un lobe, mais il n'est pas suffisant pour réellement différencier les formes.
- L'observation de formes d'activité apparemment très variables a permis de distinguer trois degrés d'activités différents, en se basant essentiellement sur des critères morphologiques. Il en ressort que les formes situées en dessous de 2300 mètres sont généralement fossiles,



et qu'elles doivent donc résulter d'une période plus froide, où cette zone était plus favorable au processus de solifluxion.

- Les données de prospection du pergélisol ont permis de consolider l'hypothèse selon laquelle il n'y aurait aucun lien entre le pergélisol et le processus de solifluxion, du moins dans les environnements alpins. On peut seulement imaginer une influence indirecte du pergélisol qui, en faisant office de sous-couche imperméable, favoriserait la saturation des masses superficielles.
- La variabilité des mouvements engendrés par la solifluxion a pu être constatée sur le terrain par les mesures effectuées à Pra Gra, dont les résultats étaient très différents entre les deux lobes. Les mesures réalisées sur la moraine du glacier de Tsijiore Nouve ont permis de démontrer l'intensité des mouvements pouvant se produire, ainsi que le potentiel de déplacement de masse non négligeable du processus de solifluxion. Nous reviendrons sur le rôle de la solifluxion dans le transfert sédimentaire lors de la discussion (cf. chap. 7.4.).
- La combinaison de mes observations générales avec des mesures plus ciblées a permis de confirmer que le processus de solifluxion est essentiellement actif durant une courte période de l'année. La saturation de la masse survient entre la fin du printemps et le début de l'été, en fonction de la fonte de la couverture neigeuse dont dépend le dégel du sol ; les variations locales peuvent donc être considérables.





Toutes ces différentes observations ainsi que les constats qui ont pu en être déduits portent essentiellement sur le processus et pas directement sur la morphologie des formes qui résultent de celui-ci. Pourtant, les formes observées peuvent être regroupées selon certaines similarités morphologiques, permettant ainsi d'établir une typologie. Les critères qui sont utilisés pour différencier les types se fondent en grande partie sur la morphométrie des lobes, mais intègrent aussi l'aspect, la délimitation et le contexte morphologiques des formes.

A partir de mes observations, j'ai pu distinguer quatre principaux types de formes liées au processus de solifluxion pour la zone d'étude. Je distingue les *loupes*, les *coulées*, les *micro-loupes*, et les *bourrelets* de solifluxion. Ces différents types correspondent approximativement aux différentes formes décrites le plus fréquemment dans la littérature, même si leur nomenclature n'est pas forcément identique. Il faut préciser que ces différents types sont établis sur la base de mes observations personnelles et qu'ils correspondent aux formes les plus fréquentes dans la région d'étude. Toutefois, pour de nombreuses formes, la distinction n'est pas évidente, car celles-ci ne correspondent pas tout à fait à l'un de ces types ou alors s'apparentent à plusieurs types. La présentation des types de formes se fonde sur celles qui sont les plus représentatives pour chacune des catégories et reste donc théorique. De nombreuses variations dans la morphologie de ces types existent sur le terrain.

---

### 6.3.1. Loupes

---

Les **loupes** sont des formes qui s'apparentent à des lobes typiques liés au fluage. La morphologie générale de ces formes est plutôt arrondie ; elles sont plus larges vers l'avant et plus étirées vers l'arrière, avec des contours bien marqués. C'est d'ailleurs pour cette raison que le terme *loupe* est utilisé : le front correspondrait au verre, alors que l'arrière représenterait le manche. Les loupes de solifluxion mesurent pour la plupart entre 2 et 50 m de longueur, et leur largeur est comprise entre 2 et 30 m environ. L'épaisseur de la forme s'accroît généralement en direction du front, qui est souvent bombé et convexe ; les loupes atteignent en moyenne 0.5 m à 1.5 m de hauteur. Le rapport entre la longueur et la largeur des loupes est en principe compris entre 0.5 et 2, témoignant de formes pouvant tant être légèrement étirées en largeur ou en longueur. Les formes sont souvent assez symétriques. Malgré les dimensions très variables que peuvent prendre les loupes, leur morphologie similaire permet de les définir comme un type de forme.

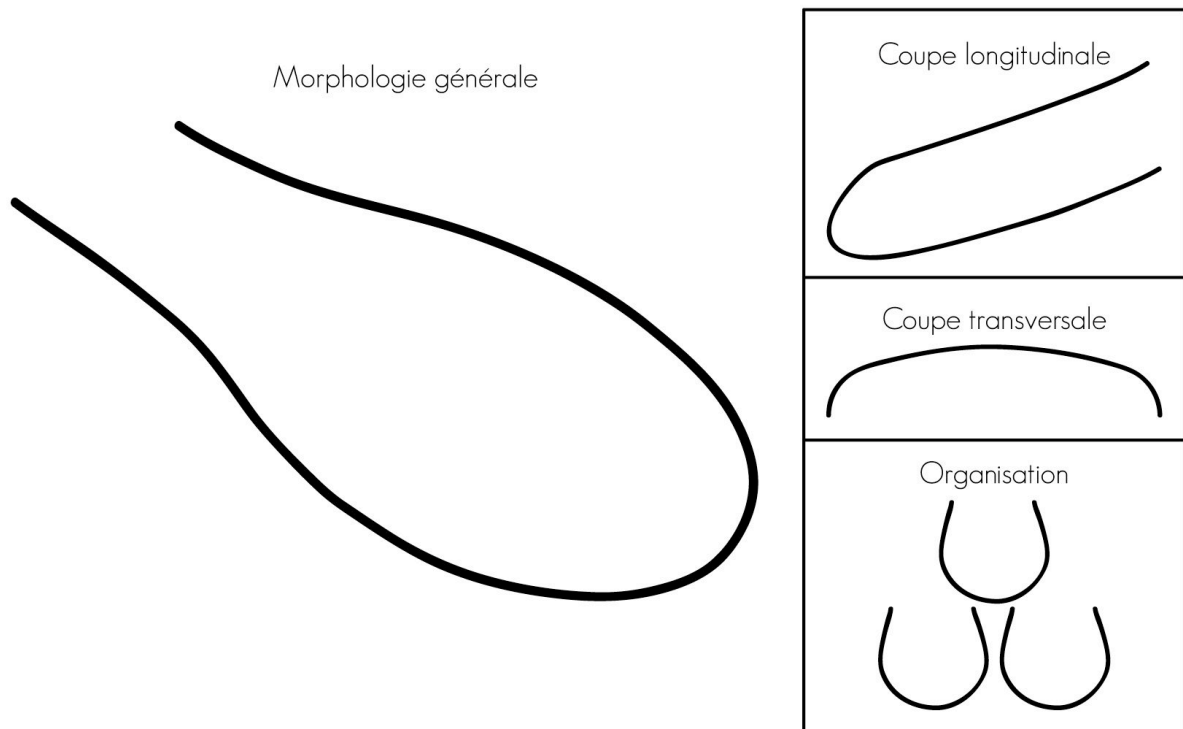


Fig. 6.28. Représentation schématique de la morphologie d'une loupe de solifluxion.

Les loupes présentent fréquemment un aspect majoritairement végétal, le substrat pouvant quant à lui être aussi bien être recouvert par la végétation que vierge. La granulométrie du matériel qui compose les formes est très variable, allant d'une fine couverture pédologique à des blocs métriques. En général, plus les loupes sont grandes, plus la taille des éléments transportés est importante. Il existe toutefois certaines exceptions à cette règle, sur lesquelles nous reviendrons par la suite. Les éléments les plus grossiers sont avant tout présents dans le front de la forme, et la granulométrie décroît vers l'amont, mais aussi en direction des bords. Globalement, on observe une répartition variable du matériel dans la forme ; les éléments les plus grossiers se trouvent dans le front, alors qu'à l'arrière se concentrent essentiellement des particules fines. La délimitation des loupes est souvent assez bonne en raison de la présence de végétation favorisant le maintien de la masse et accentuant le contraste avec le substrat lorsque celui-ci diffère de la forme. En revanche, comme les loupes peuvent être aussi bien isolées sur un versant que superposées ou entrecroisées avec de nombreuses autres formes, cela peut compliquer leur délimitation.

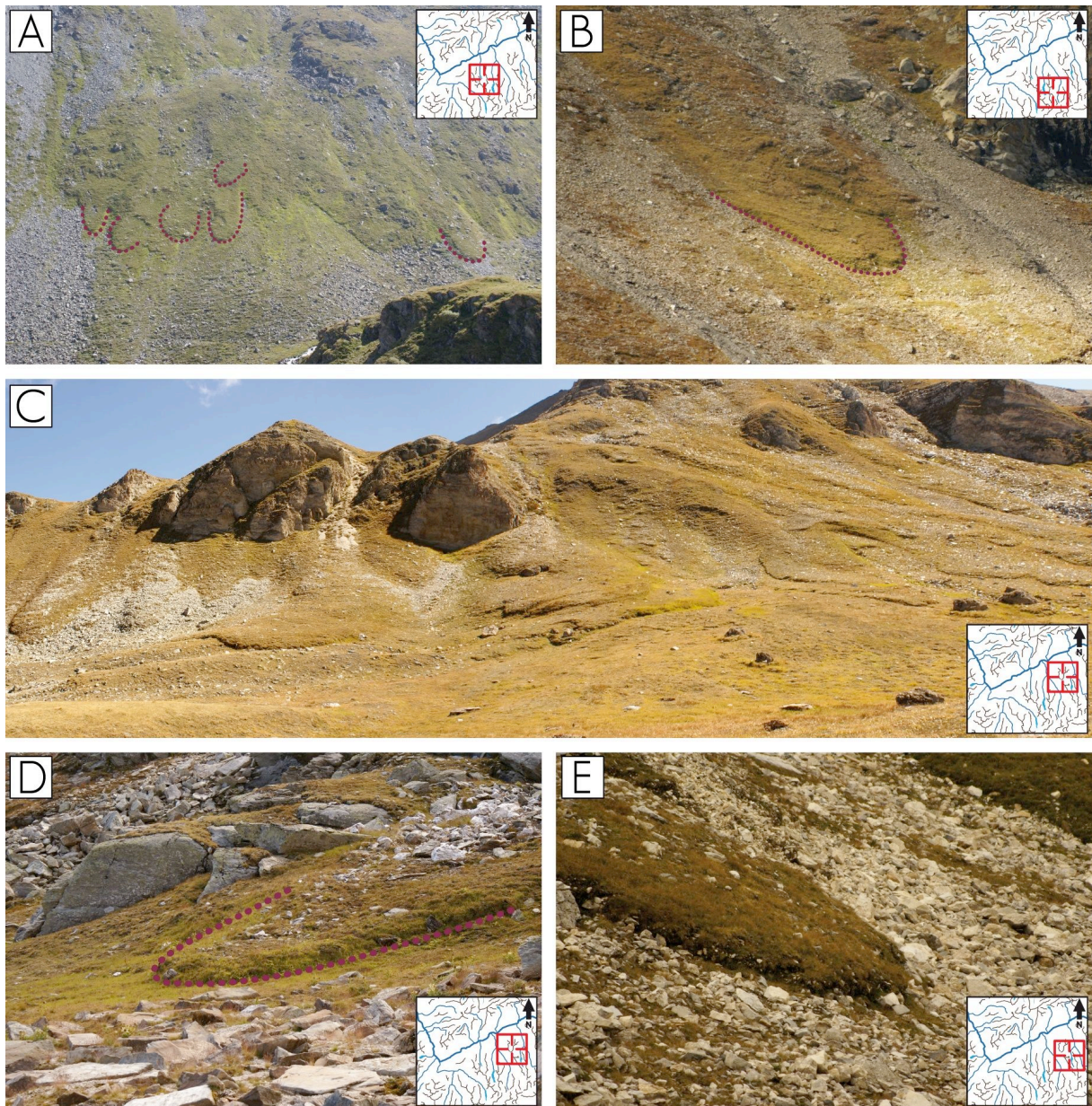


FIG. 6.29. Exemples de loupes de solifluxion observées dans la zone d'étude. A) Les Savoleyres, Val de Nendaz (592478/105288). B) Tête du Tronc, Val d'Arolla (602060/98870). C) Le Louché, Vallon de Réchy (605765/114120). D) La Luèreche, Vallon de Réchy (605840/114460). E) Motta Blantse, Val de Moiry (609220/109560).

Quant au développement de ces loupes, il semble résulter d'une solifluxion dite « classique », la saturation de la masse s'effectuant par le dégel de la couche superficielle et l'infiltration d'eau de fonte. Les loupes s'observent sur des versants de toutes les orientations, et à des altitudes très variables, même si on en observe relativement peu au dessus de 2700 m. Les pentes peuvent aller de 15° à 35° degré environ. Il n'est par ailleurs pas possible d'établir de liens directs entre les caractéristiques lithologiques du substrat et de la forme, dont le matériel peut provenir de zones situées plus à l'amont. Les loupes sont les formes les plus typiques du processus de solifluxion dans les Alpes, mais ce sont également celles dont la diversité morphologique est la plus importante. Elles peuvent se développer dans tous les contextes





morphologiques, et leur grande diversité rend presque impossible l'établissement de liens entre leur morphologie et les variables environnementales.

### 6.3.2. Coulées

Le second type de formes qui a pu être établi à travers mes observations sont les **coulées** de solifluxion. Elles ont l'apparence de lobes très allongés qui s'écoulent sur les versants, et c'est d'ailleurs de là que provient cette nomenclature. La morphologie des coulées est plus longiforme que celle de loupes; leur longueur dépasse toujours largement leur largeur. Le rapport longueur-largeur des coulées est toujours supérieur à 2 et peut atteindre 10 dans les cas les plus extrêmes. En moyenne, la longueur varie entre 5 et 50 mètres environ, et la largeur est comprise entre 1 et 10 mètres au maximum. Les coulées ne présentent pas, comme dans le cas des loupes, un élargissement de la forme en direction de l'aval. Elles sont assez symétriques dans l'ensemble, même si parfois le front est quelque peu difforme. Ce dernier est généralement peu convexe, voire rectiligne dans sa coupe longitudinale, et plutôt plat, voire creux, dans sa coupe transversale. De manière générale, l'épaisseur de ces formes est assez faible puisqu'elle est souvent inférieure à 1 mètre, même si elle peut aussi, dans de rares cas, atteindre plusieurs mètres. Les coulées sont composées d'une forte proportion de particules fines, servant de matrice aux éléments plus grossiers. Les blocs métriques sont très rares dans ce type de forme.

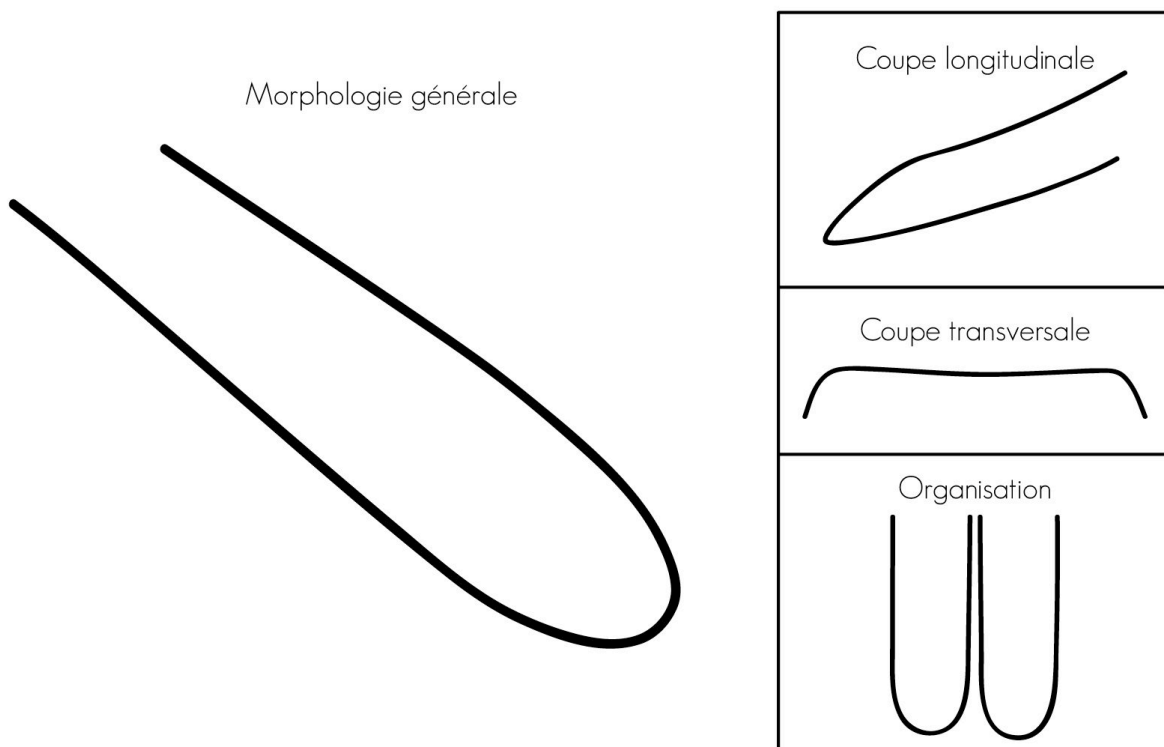


Fig. 6.30. Représentation schématique de la morphologie d'une coulée de solifluxion.





La délimitation des coulées est peu évidente : en effet, leurs contours sont généralement peu marqués en raison de leur faible épaisseur et de la morphologie moins convexe des bordures et du front. De plus, elles sont souvent alignées par groupes sur les versants, et cette forte proximité latérale complique alors la délimitation des contours. L'aspect des coulées est généralement minéral, ce qui contraste bien avec le substrat végétalisé sur lesquels elles se développent. Par contre, on remarque fréquemment la présence de zones de matériel meuble non végétalisé, à l'amont des formes d'où le processus semble être initié.

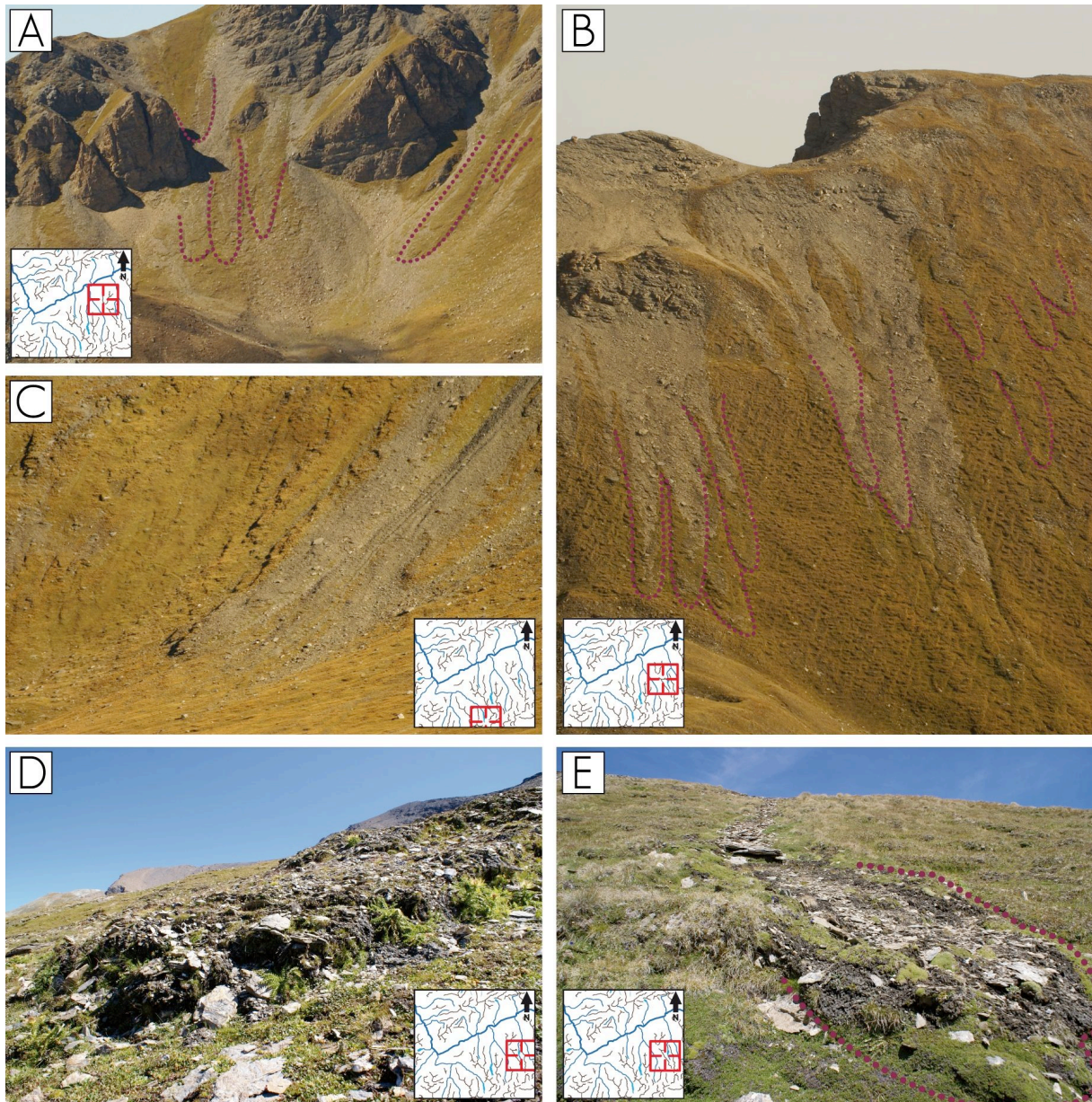


FIG. 6.31. Exemples de coulées de solifluxion observées dans la zone d'étude. A) Becca Lovégno, Vallon de Réchy (604050/114050). B) Basset de Levron, Val de Moiry (607690/109600). C) Lac de Tsofeiret, Val de Bagnes (595380/90075). D) Les Chapelettes, Val de Moiry (611000/107163). E) Pointe du Prélet, Val de Moiry (608450/107200).

Contrairement aux loupes, il semblerait que le développement des coulées se fasse de manière plus rapide et plus irrégulière. Ce type de formes pourrait résulter de la formation des petites poches d'eau dans le front en raison d'une saturation trop importante. Lorsque celles-ci rompent, elles provoquent l'écoulement soudain de la masse de matériel sur le versant, comme l'explique Avenard (1989). Cela explique pourquoi l'aspect des fronts est en principe rectiligne et que de nombreuses particules fines y apparaissent. La succession de tels évènements qui remanient à chaque fois les matériaux déposés provoque l'apparition d'une trace minérale à l'arrière de la forme, composée de matériel détritique. En fonction de la dynamique présente et donc aussi de leur âge, les formes sont ensuite plus ou moins recouvertes par la végétation. Les pentes nécessaires au développement des coulées sont relativement importantes ( $> 25^\circ$ ) ; un certain degré de pente minimal est indispensable pour permettre l'éventuelle rupture de poches d'eau et le déclenchement de l'écoulement de la masse sur le versant. L'orientation semble jouer un rôle plus particulier dans la distribution des coulées au sein de la zone d'étude, puisque celles-ci s'observent essentiellement sur des versants ensoleillés.

Les coulées ne sont toutefois pas à confondre avec des formes résultant de la sursaturation d'une masse, comme les laves torrentielles, dont la morphologie des dépôts peut parfois être assez similaires.

---

### 6.3.3. *Micro-loupes*

---

Le nom *micro-loupe* provient de la ressemblance morphologique de ces formes avec les loupes, et de leurs dimensions nettement plus restreintes. En épaisseur, elles atteignent rarement les 50 cm et elles mesurent environ 1 à 2 mètres de longueur pour une largeur plus ou moins similaire. Les micro-loupes s'observent généralement en grand nombre sur les versants affectés, et elles sont fréquemment superposées et alignées, formant ainsi des *guirlandes*. La morphologie des formes prises en compte dans cette catégorie est plus étendue dans la largeur : le ratio entre la longueur et la largeur pour les micro-loupes est fréquemment inférieur à 1. Elles forment alors des sortes de *marches*, de *terrasses* ou de *banquettes* dont la morphologie s'apparente à celle des terrassettes en pied de vache.

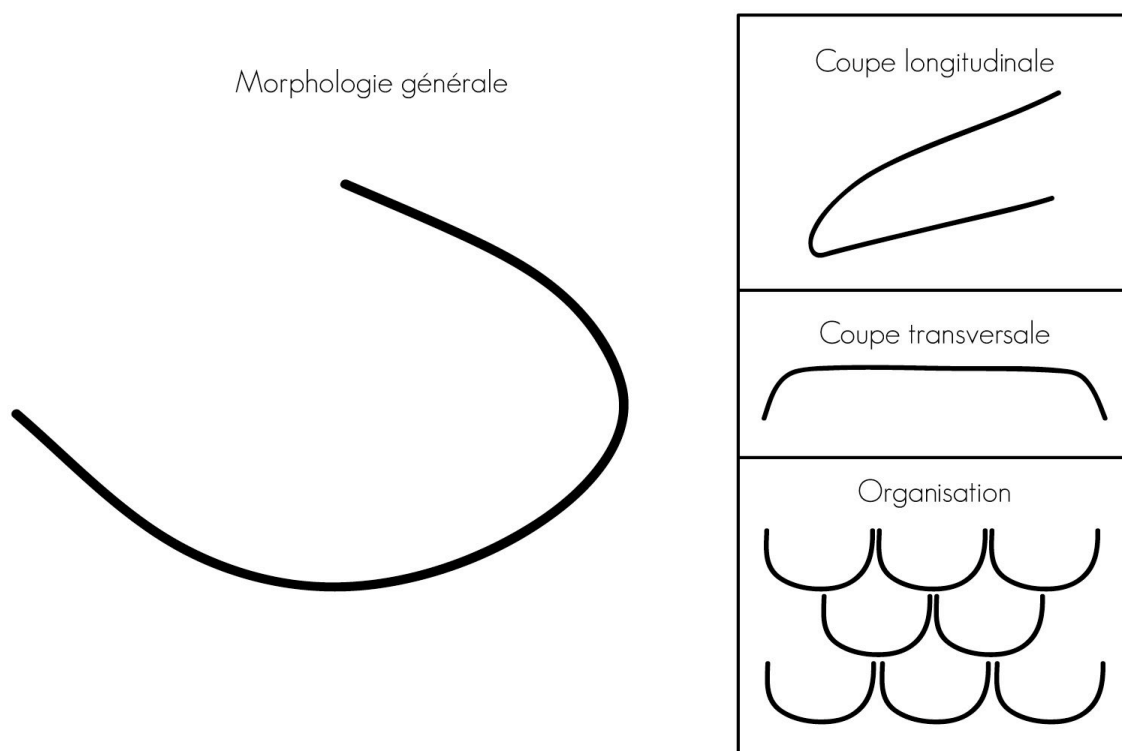


Fig. 6.32. Représentation schématique de la morphologie d'une micro-loupe de solifluxion.

L'aspect des micros-loupes est généralement végétal, même si dans certains cas la couverture est discontinue et colonise prioritairement le front et les bordures des formes. La délimitation des micro-loupes est souvent peu évidente car elles ne sont jamais présentes de façon isolée sur les versants, et leurs morphologies sont très irrégulières. Les bordures des formes sont rarement symétriques et leur épaisseur est parfois tellement faible qu'il est difficile de délimiter le contour de chaque forme.

Le développement de ces micro-loupes se fait essentiellement sur des versants végétalisés où le matériel présente une forte proportion de particules fines et en principe assez peu d'éléments grossiers. Les micro-loupes s'observent sur des versants avec des pentes en moyenne supérieure à 20°, et rarement au dessous de 2500 m d'altitude dans la zone d'étude. La taille relativement restreinte de ce type de forme dépend certainement de la profondeur à laquelle le substrat est affecté par le gel, ce qui conditionne l'épaisseur de la couche saturée. Ceci expliquerait pourquoi on retrouve les micro-loupes essentiellement sur des versants bien exposés.





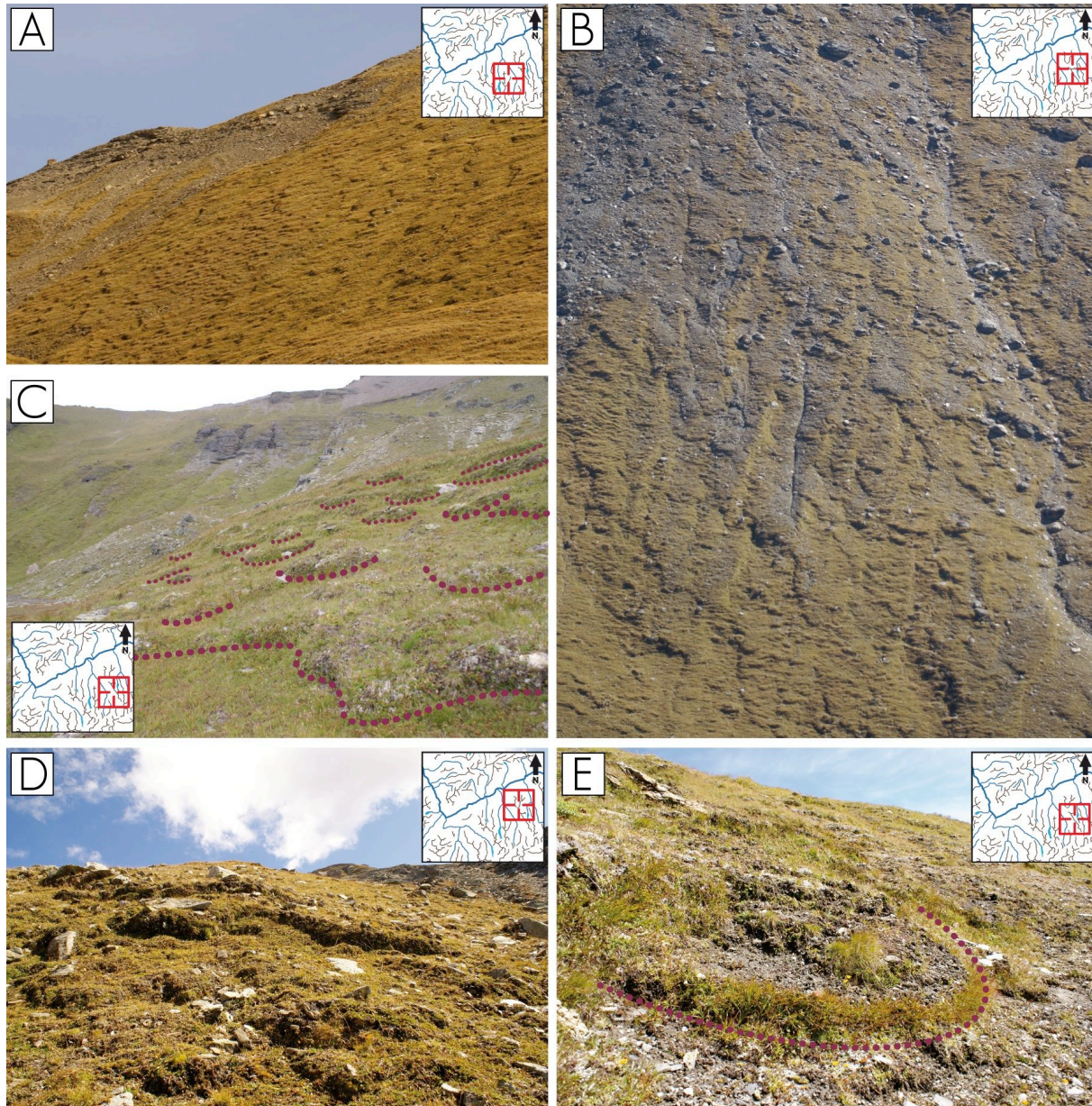


Fig. 6.33. Exemples de micro-loupes de solifluxion observées dans la zone d'étude. A) Basset de Levron, Val de Moiry (607690/109600). B) Palanche de la Crettaz, Val d'Hérens (601310/105430). C) Lac du Tsaté, Val de Ferpèche (608600/105595). D) La Luérèche, Vallon de Réchy (605550/114500). E) Pointe du Prélet, Val de Moiry (608450/107200).

#### 6.3.4. Bourrelets

Les bourrelets de solifluxion sont des formes de taille relativement importante qui se développent généralement dans du matériel non végétalisé. Les formes sont souvent mal définies ; c'est essentiellement leur front qui est perceptible et elles peuvent donc facilement se confondre avec le substrat sur lequel elles se développent. La dissymétrie fréquente des contours des bourrelets leur donne une apparence difforme. Leur taille est très variable allant de l'échelle décimétrique à décamétrique, tant en ce qui concerne la longueur que la largeur de la





forme. L'épaisseur des bourrelets varie entre environ 1 mètre et près de 3 mètres. En moyenne, le ratio est de l'ordre de 2 pour les cas mesurés, mais il arrive également qu'il soit inférieur à 1.

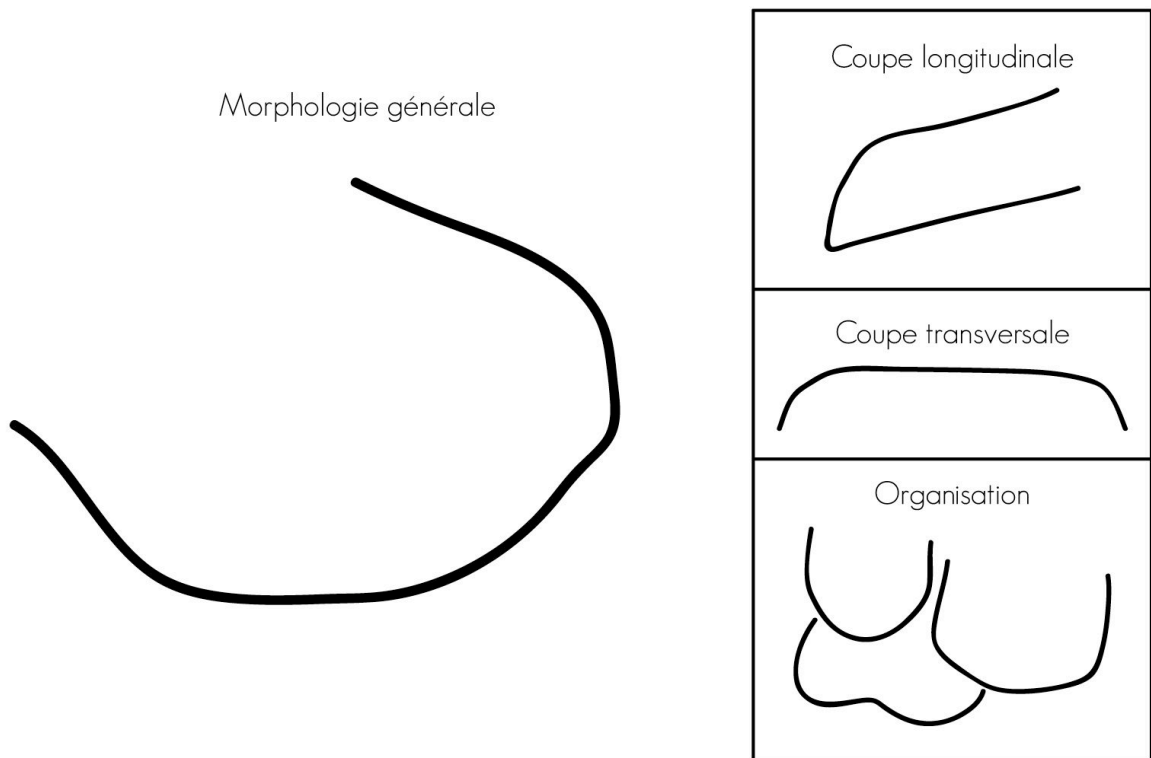


FIG. 6.34. Représentation schématique de la morphologie d'un bourrelet de solifluxion.

L'aspect de ces formes est généralement minéral, même si parfois quelques végétaux épars colonisent le front. La granulométrie des éléments composant aussi bien le substrat que la forme est très variable. Le contraste entre la forme et le substrat est souvent assez faible, ce qui rend la délimitation des bourrelets difficile. De plus, l'absence de végétation, qui favorise habituellement l'effet de cohésion de la masse détritique, rend les contours moins convexes, et donc moins marqués. Les bourrelets sont dans certains cas présents en grand nombre sur les versants affectés, donnant l'impression d'un fluage d'ensemble. Ce cas s'observe avant tout sur des constructions morainiques ou des éboulis.



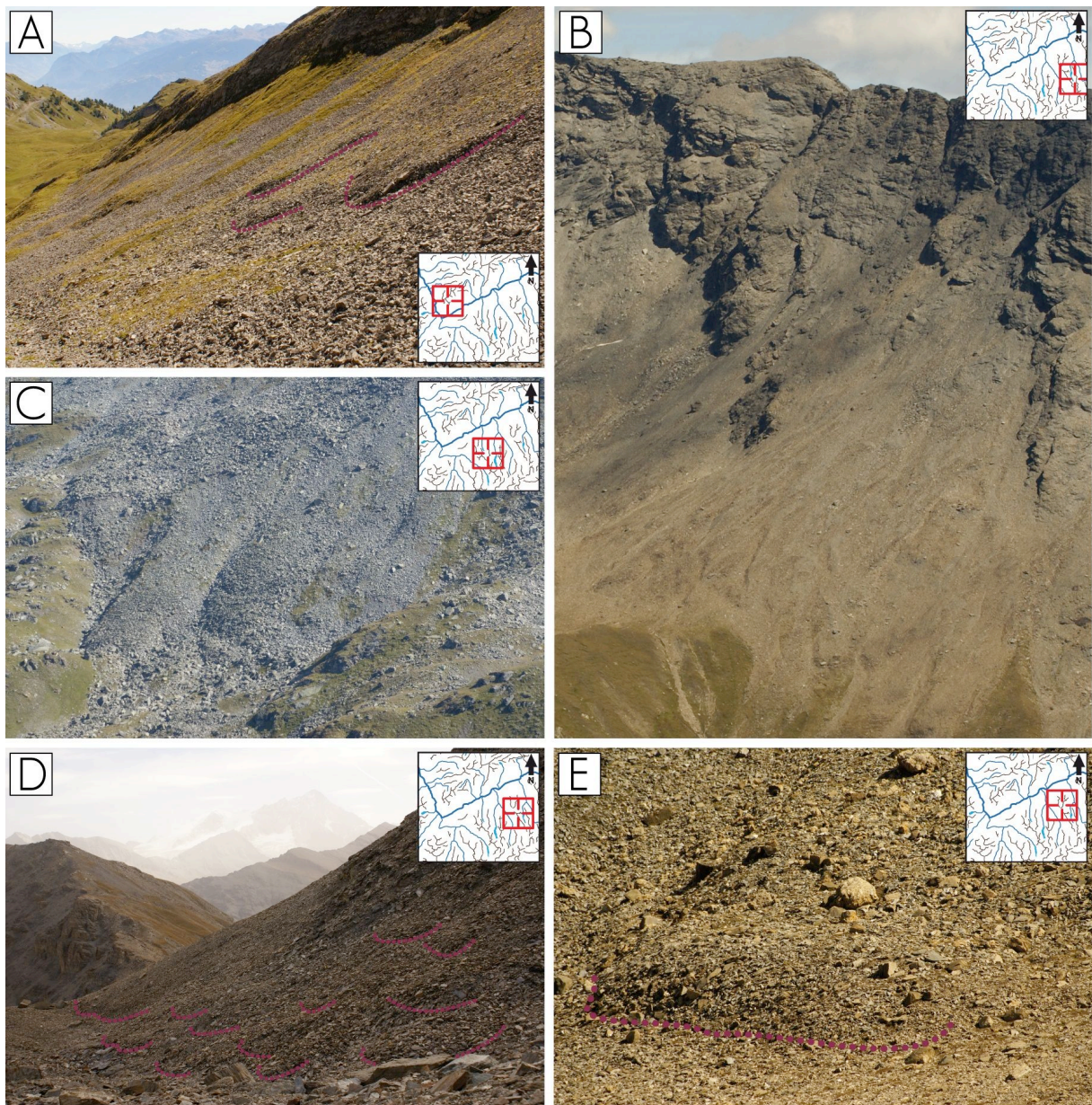


FIG. 6.35. Exemples de bourrelets de solifluxion observés dans la zone d'étude. A) Col du Fenestral, Vallon d'Euloi (574200/115646). B) Comba Rossa, Val de Moiry (612350/106390). C) Monts Rossets, Val de Nendaz (593290/104840). D) Basset de Levron, Val de Moiry (607165/109730). E) Le Louché, Vallon de Réchy (606000/114140).

Les bourrelets se développent essentiellement dans des contextes morphologiques tel que des éboulis ou des moraines non végétalisés, où la disponibilité en matériel détritique est maximale et le rayonnement solaire minimal. Les conditions particulièrement froides qui y règnent engendrent un fluage plus épais, en raison de la profondeur de gel plus importante. Lorsque celle-ci est combinée à une granulométrie grossière, les formes qui se développent sont de grande taille et relativement mal délimitées. Toutefois, d'après les mesures réalisées par l'IGUL (cf. chap. 6.1.9.), il n'y aurait pas de pergélisol dans ou sous les bourrelets de solifluxion



observés dans les éboulis du Tsaté et des Lapires. Les bourrelets ne sont donc pas des formes particulières dans leur développement ; ils résultent essentiellement de la saturation de la masse en eau, contrairement à ce que pourrait laisser penser leur morphologie assez proche de celles de petits glaciers rocheux ou protalus. Il est cependant envisageable que les mécanismes de reptation soient plus actifs dans la formation des bourrelets que pour les autres types de formes.

---

### 6.3.5. *Cas limites*

---

De nombreuses formes se trouvent aux limites de cette typologie, que ce soit parce qu'elles ressemblent à plusieurs types de lobes, qu'elles résultent de l'interaction de la solifluxion avec d'autres processus, ou alors que, bien qu'étant similaire à des formes résultant de la solifluxion, elles ont en réalité été engendrées par des processus complètement différents.

Les formes qui s'apparentent à plusieurs types sont relativement fréquentes, et il s'agit dès lors d'identifier le type dominant, à savoir celui qui ressort en premier. Dans le cas où une forme d'un premier type est recouverte ou remaniée par le développement d'une forme d'un second type, la catégorisation doit s'effectuer en fonction de l'ordre de leur développement et donc de la forme la plus récente (fig. 6.36.A). Parfois, c'est la délimitation des formes qui pose problème pour les catégoriser, le processus ayant simplement laissé des traces de fluage superficiel sur le versant, sans qu'il soit possible de définir clairement le contour des formes (fig. 6.36.C). Il est alors plus facile de considérer simplement le phénomène dans son ensemble et de parler d'« éboulis soliflués » ou de « moraines solifluées », même si dans ces cas les lobes s'apparentent généralement à des bourrelets qui s'entremêlent (fig. 6.36.B).

Lorsque d'autres processus, comme le fluage périglaciaire, les glissements en masse ou la torrentialité agissent simultanément à la solifluxion, des formes mixtes peuvent se développer (fig. 6.36.D). Il s'agit alors de considérer uniquement la partie de la forme liée au processus de solifluxion et de préciser qu'elle a interagi avec ou a été remaniée par un autre processus. Les blocs laboureurs sont par exemple des cas à la limite de la typologie proposée (fig. 6.36.E). En général, ceux-ci se développent sur des pentes relativement fortes, et c'est alors essentiellement la gravité qui provoque le déplacement du bloc par des rotations et des glissements successifs, creusant un sillon à l'arrière. Toutefois, on observe parfois la présence d'un lobe sous le bloc, lui permettant de fluer sans faire de sillon, et ce sur des pentes qui peuvent être inférieures à 20°. Dans ce cas, le processus qui provoque le déplacement de ces





blocs semble être la solifluxion, et on pourrait donc évoquer le terme de *bloc fluant*. Il aurait été possible de définir une classe de la typologie pour ces formes, comme l'ont par exemple fait Oliva et al. (2009). Toutefois, la distinction entre blocs laboueurs et fluants n'est en réalité pas toujours évidente puisque dans certains cas on observe un sillon et un lobe. On peut donc de préférence assimiler les blocs fluants à des loupes de solifluxion ayant la spécificité de transporter un grand bloc, ou alors les considérer comme des cas particuliers des blocs laboueurs.

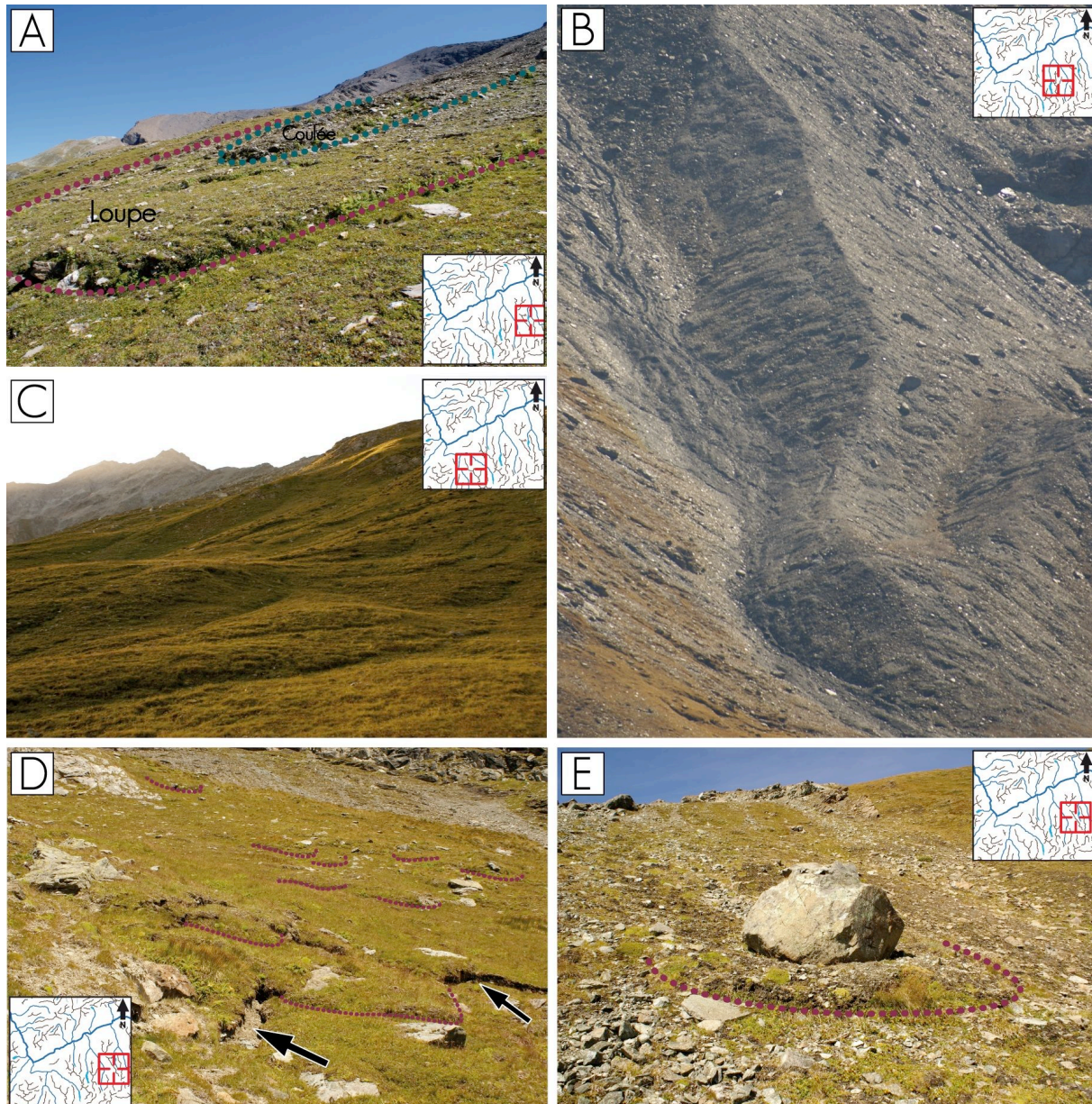


Fig. 6.36. Exemple de différentes formes se trouvant à la limite de la typologie. A) Superposition d'une coulée et d'une loupe, Les Chapelettes, Val de Moiry (611020/107007). B) Moraine solifluées du Glacier de Vouasson, Val d'Hérens (600600/104100). C) Formes solifluées entremêlées pour lesquels il est difficile de déterminer un type, Col de Mille, Val de Bagnes (582425/95923). D) Micro-loupes sur un glissement-tassement, les flèches indiquent l'emplacement des « crevasses », Col de Bréona, Val Ferpècle (609550/104840). E) Bloc fluant sur un lobe, Pointe du Prélet, Val de Moiry (608450/107200).





### 6.3.6. Synthèse

A partir de cette typologie, il est possible de présenter certaines statistiques concernant la morphologie des formes présentes sur les sites étudiés. Comme cela a déjà été évoqué, ces statistiques n'ont toutefois qu'une valeur indicative et ne sont pas représentatives en soi. Elles soutiennent toutefois certains critères de différenciation proposés dans la typologie.

L'altitude moyenne (fig. 6.37.A) des différents types de formes permet de se rendre compte que les loupes et les coulées se situent généralement à plus basse altitude que les micro-loupes ou les bourrelets. En moyenne, les pentes (fig. 6.37.B) sur lesquels se développent les différents types sont de l'ordre de 25°. Pour les coulées, les pentes sont en moyenne supérieures à 30°, ce qui concorde avec les éléments théoriques présentés, selon lesquels la morphologie des formes s'allonge avec l'augmentation des pentes.

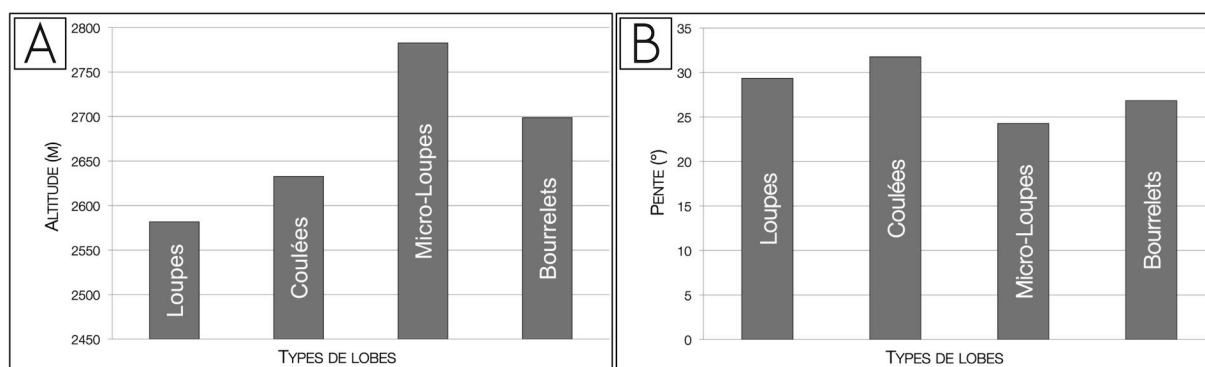


Fig. 6.37. Altitudes (A) et pentes (B) moyennes des différents types de formes observés.

Concernant les dimensions des formes (fig. 6.38.A), il est intéressant de présenter des valeurs moyennes pour la hauteur, la longueur et l'épaisseur de chaque type de forme afin de faciliter leur différenciation. On remarque essentiellement de grandes variations concernant la longueur qui est en moyenne de plus 45 m pour les coulées, alors qu'elle est de 1 m pour les micro-loupes. La largeur moyenne ne diffère pas beaucoup entre les loupes, les coulées et les bourrelets pour lesquels elle se situe entre 10 et 15 m. Par contre elle est nettement plus petite pour les micro-loupes (1.2 m). L'épaisseur moyenne démontre que les bourrelets sont les formes qui sont généralement les plus épaisses (0.9 m), et que les micro-loupes sont les plus fines (0.3 m).

Les ratios longueur-largeur moyens (fig. 6.38.B) des formes permettent également de faciliter la distinction des types de formes, comme pour les coulées où le ratio moyen (5) démontre que ce sont des formes très allongées, alors que les micro-loupes (0.8) s'étendent généralement en largeur. Pour les loupes et les bourrelets, les valeurs sont très similaires, et ce ratio ne permet pas de les différencier clairement.



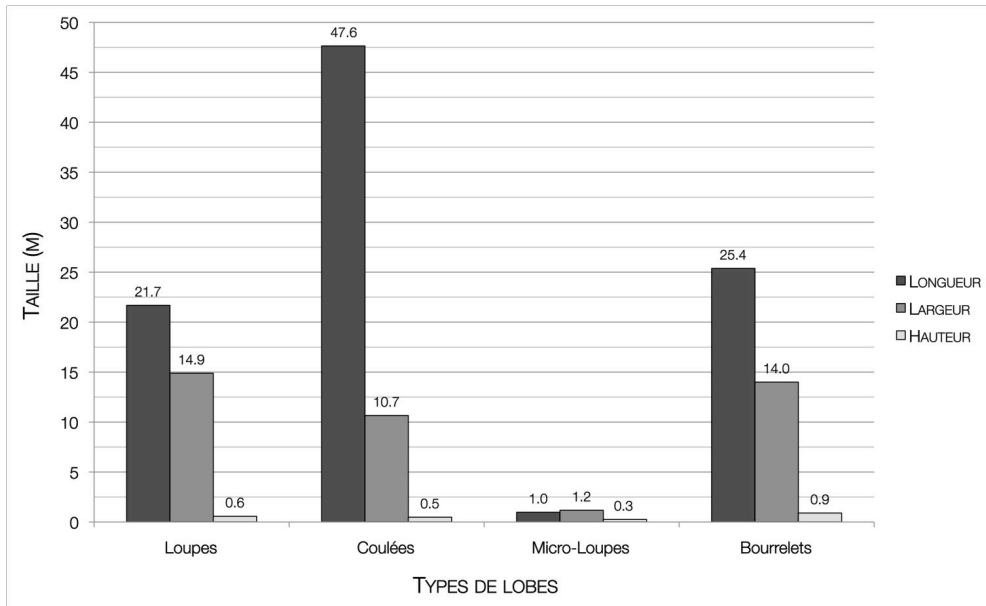


Fig. 6.38. Dimensions moyenne des différents types de formes.

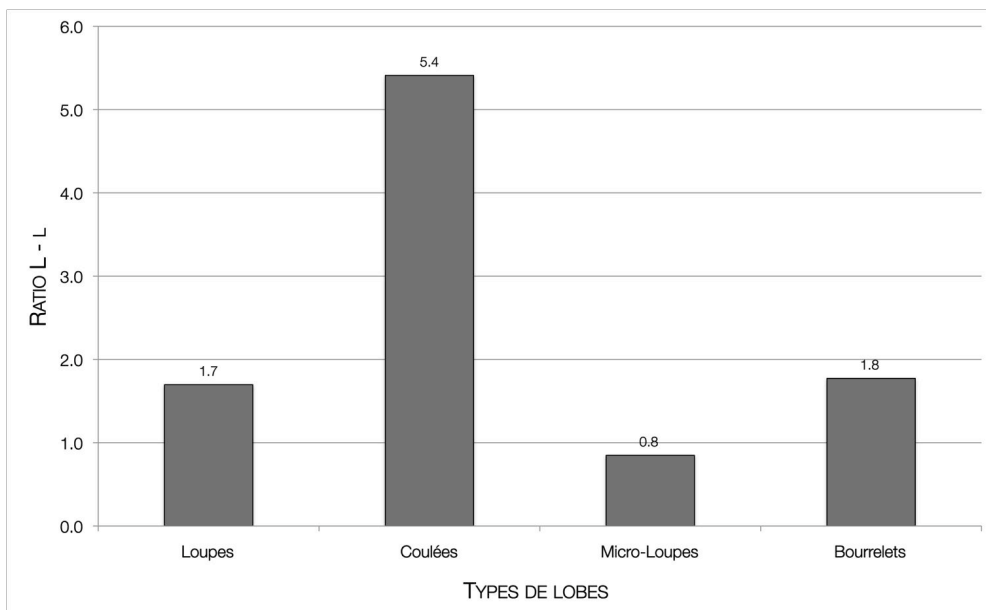


Fig. 6.39. Ratio longueur-largeur moyen pour les différents types de formes.

Le tableau suivant (fig. 6.40.) résume les caractéristiques des différents types de lobes en fonction des critères de distinction définis dans la méthodologie typologique (cf. chap. 5.2.2.). Les éléments concernant le développement de chaque type y sont également synthétisés.



TYPES DE LOBES		LOUPES	COULEES	MICRO-LOUPES	BOURRELETS	
MORPHOLOGIE	Générale	- Lobe arrondi - Forme plus large en bas qu'en haut	- Lobe allongé - Longueur supérieur à la largeur - Pas d'élargissement	- Lobes arrondis - Souvent plus larges que longues	- Lobe très variable - Plus large en bas qu'en haut	
	Front	- Bombé ou plat - Convexe	- Plat à creux - Rectiligne	- Bombé à plat - Convexe	- Bombé à plat - Convexe à rectiligne	
	Dimension	Longueur	2 à 50 m	5 à 100 m	0.2 à 1.5 m	2 à 50 m
		Largeur	1 à 30 m	2 à 20 m	0.2 à 1.5 m	2 à 25 m
		Hauteur	0.5 à 1.5 m	0.2 à 1 m	0.1 à 0.5 m	0.5 à 2.5 m
Ratio L-l	0.5 – 3	> 3	< 1.5	< 3		
ASPECT	Forme	Matériel	- Mixte entre grossier et fin - Grossier dans le front	- Forte proportion de matériaux fins - Eléments plus grossiers dans le front	- Essentiellement des matériaux fins	- Mixte entre grossiers et fins - Présence de blocs métriques possible.
		Végétation	- Possible surtout dans le front - Végétation dans certains cas plus développée que de la pelouse alpine	- Rare ou parfois éparse - Concentrée prioritairement dans le front et les contours	- Eparses à continue - Concentrée prioritairement dans le front et les contours	- Rare, parfois éparse dans le front ou les contours
	Substrat	Matériel	- Tout type de lithologie et de granulométrie	- Substrat végétalisé avec beaucoup de fines et peu de grossières - Disponibilité de matériel non consolidé à l'amont du versant	- Substrat végétalisé avec beaucoup de fines et peu de grossières	- Essentiellement dans des éboulis plutôt grossier - Pas de couverture pédologique
		Végétation	- Présente comme absente - Continuité variable - Végétation plus développée possible	- Fréquente - Continue - Pelouse alpine	- Fréquente - Continuité variable - Pelouse alpine	- Rare - Présente parfois au pied du front et des bordures
DELIMITATION	Bordures	- Bien marquées - Nettes - Bon contraste avec le substrat	- Moins bien marquées - Pas très nettes - Bon contraste	- Bien marquées - Assez nettes - Contraste faible avec le substrat	- Peu marquées - Pas nettes - Très faible contraste avec le substrat	
	Front	- Bien marqué - Contour net - Bon contraste avec le substrat	- Moins marqué - Contour plus chaotique - Bon contraste avec le substrat	- Bien marqué - Contour assez net - Contraste faible avec le substrat	- Plus marqué que les bordures - Contour plutôt chaotique - Contraste moyen	
CONTEXTE MORPHOLOGIQUE		- Tous les types de contextes	- Essentiellement sur des versants végétalisés avec stock de matériel meuble à l'amont	- Versants végétalisés essentiellement	- Eboulis non végétalisés - Constructions morainiques	
DEVELOPPEMENT	Processus	- Solifluxion « classique » - Profondeur très variable (0 à 2m)	- Poche d'eau avec rupture possible - Faible profondeur (< 1 m)	- Classique - Faible profondeur (< 1 m)	- Classique - Reptation potentielle plus importante - Profondeur moyenne (env. 1 m)	
	Altitude	- Rarement au dessus de 2700 m.	- Rarement en dessous de 2500 m	- Toutes les altitudes - Moyenne à 2700 m	- Essentiellement en dessous de 2600 m.	
	Pente	- Tous les degrés (10-40°)	- Pentes fortes (> 25°)	- Tous les degrés de pentes à partir de 20°	- Pentes moyennes (env. 25°)	
	Orientation	- Toutes les orientations	- Plutôt sur les versants exposés (E à O)	- Plutôt sur les versants exposés (E à O)	- Essentiellement sur les versants abrités (O à E)	

Fig. 6.40. Tableau récapitulatif de la typologie.



## 7. DISCUSSION

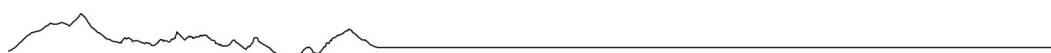
### 7.1. LE RAPPORT ENTRE SOLIFLUXION ET GELIFLUXION

Comme l'un des trois thèmes principaux de ce travail est la définition de la solifluxion, il semble nécessaire d'y revenir ici. Il s'agit d'intégrer aux éléments théoriques présentés les résultats de mes observations.

La solifluxion est généralement considérée comme un processus dont résulte une forme. Mes observations m'ont cependant permis de constater que des formes peuvent être présentes sans que le processus soit encore actif, et inversement que le processus n'entraîne pas forcément la création de formes nettes. Il est donc nécessaire de bien différencier ces deux aspects du phénomène de solifluxion.

Mes observations concernent en premier lieu les formes. Elles reflètent ainsi généralement un instant donné, en faisant abstraction du développement passé ou de l'évolution future. Elles manquent donc de profondeur temporelle. Toutefois, certains sites ont pu être visités à plusieurs reprises à différentes périodes de l'année, ce qui a permis tout de même d'aborder ponctuellement l'évolution morphologique des formes.

Lorsque l'on évoque le processus de solifluxion, son rapport avec la gélifluxion est certainement la question qui est le plus fréquemment soulevée. Malgré le fait que la majorité de la communauté scientifique considère la gélifluxion comme un des mécanismes de la solifluxion, certaines confusions y règnent encore. Celles-ci sont probablement liées au fait que dans les environnements alpins, c'est essentiellement le mécanisme de gélifluxion qui est actif et que la reptation est plus marginale. La gélifluxion est définie comme le déplacement parallèle à la pente d'un matériel devenu plastique sous l'effet de la fonte d'un sol gelé et / ou de l'infiltration d'eau provenant de la fonte neige ou de la pluie (Matsuoka, 2001). La reptation se produit lorsque les particules à la surface du sol sont soulevées par le développement d'aiguilles ou de lentilles de glace et retombent plus à l'aval lors du dégel. Je n'ai pu observer la reptation par aiguille de glace que quelques rares fois sur des lobes de solifluxion. Elle est plus fréquemment présente sur les substrats avec une bonne couverture pédologique, mais où la pelouse alpine est éparse voire absente, comme par exemple à la limite supérieure des forêts.





D'après la définition de Matsuoka (2001), la gélifluxion pourrait également se développer par la saturation en eau d'une masse détritique par le dégel du sol, la fonte de la neige, ou – en l'absence de gel ou de neige – uniquement par l'infiltration d'eau de pluie. Toutefois, Matsuoka est contredit par certains auteurs (p. ex. Jaesche et al., 2002) qui ont réussi à démontrer que le processus ne peut pas être activé uniquement de cette manière. Mes observations vont dans le même sens, les formes étant généralement sèches en dehors de la période de dégel, du sol et de la fonte des neiges. Il est par contre probable que des précipitations survenant durant cette période accélèrent la saturation des masses détritiques et la maintiennent plus longtemps après le dégel.

De nombreuses études cherchent à faire le lien entre le pergélisol et la solifluxion, mais la question reste ouverte. Les mesures effectuées par Scapozza (2012) démontrent que le pergélisol n'est jamais vraiment présent dans ou directement en dessous des lobes. Malgré la présence de pergélisol dans certaines zones des éboulis étudiés, les lobes de solifluxion se développent là où il est absent. Une des hypothèses possibles est que le gel de la partie superficielle du sol diminue la capacité de saturation en eau de la masse. Toutefois, la couche active du pergélisol, qui dégèle directement après la fonte de la neige, est généralement plus épaisse que les lobes, et il paraît donc peu probable que la saturation puisse être ralentie par la présence de glace interstitielle.

Un glissement de la masse superficielle sur le pergélisol dans les environnements alpins est également difficilement envisageable. Contrairement aux environnements polaires, la couche active y est souvent épaisse de plusieurs mètres et sa limite inférieure – le « toit » du pergélisol – ne peut donc pas faire office de plan de glissement. Mes observations ne m'ont pas permis d'identifier des formes qui pourraient résulter d'un tel glissement. Par contre, il est probable que la présence du pergélisol en profondeur favorise la saturation en surface en agissant comme une couche imperméable. Cette situation ne diffère cependant pas véritablement de celle d'un sol gelé temporairement dont le dégel se fait également progressivement de la surface jusqu'en profondeur.

La solifluxion semble alors résulter principalement de la saturation de la masse en eau, que ce soit par le dégel du sol ou par l'infiltration d'eau de fonte, et donc du mécanisme de gélifluxion. Toutefois, on doit recourir au terme *solifluxion* afin de prendre en compte les mécanismes de reptation, dont il est difficile de déterminer dans quelle proportion ils sont actifs. De la sorte, on peut également minimiser l'assimilation de ce processus avec la présence de pergélisol.



## 7.2. DOMAINE MORPHOGENETIQUE

La solifluxion et la gélifluxion sont également différenciés par le domaine morphogénétique auquel elles sont rattachées. Actuellement, la légende de l'IGUL distingue la solifluxion et la gélifluxion, les attribuant respectivement au domaine morphogénétique *gravitaire* et *périglacière* (fig. 4.19.). Cette attribution est discutable, puisque le domaine gravitaire englobe les processus géomorphologiques dont la mise en mouvement résulte principalement de la gravité, alors que le domaine périglacière concerne tous les processus associés aux alternances de gel et de dégel de l'eau dans le sol que ce soit en présence de pergélisol ou de sols gelés temporairement.

D'après les éléments présentés dans ce travail, la gélifluxion n'est pas un processus en soi, mais un des mécanismes constituant le processus de solifluxion (cf. chap. 4.1.2.). En conséquence, on ne peut pas véritablement attribuer de domaine morphogénétique à la gélifluxion, même si elle dépend de conditions périglaciaires. Par contre, la solifluxion est un processus et dépend essentiellement des cycles de gel du sol et de la fonte de la neige, et il semble donc plus justifié de l'attribuer au domaine périglacière.

De plus, d'un point de vue spatial, les processus de solifluxion sont essentiellement présents dans les zones périglaciaires où ils côtoient fréquemment d'autres formes périglaciaires comme les glaciers rocheux, les protalus ou les sols structurés avec lesquels on peut les confondre assez facilement.

### 7.3.1. Limites

La typologie proposée dans travail permet de différencier plus facilement les formes présentes dans les environnements alpins et plus précisément au sein de la zone d'étude. Toutefois, il faut rappeler que ces différentes catégories sont des « types », et qu'il ne s'agit donc que d'une différenciation théorique de ces formes, dont la morphologie peut être quelque peu différente dans la réalité.

Cette typologie se focalise sur la morphologie. Elle ne possède pas de véritable profondeur temporelle. Les formes y sont catégorisées en fonction de leur apparence actuelle. Leur évolution et les éventuelles mutations qui peuvent survenir lui échappent alors. Ceci est par exemple le cas de coulées qui, lorsqu'elles arrivent au pied d'un versant, s'étendent en largeur à cause de la diminution de la pente et ressemblent alors progressivement à des loupes. Pour bien distinguer ce type de forme, il faut tout de même recourir à la dimension temporelle. Ceci afin d'éviter qu'elle soit appliquée à l'ensemble des formes lobées, résultants de tous les processus géomorphologiques.

Cette typologie facilite la distinction des formes les plus fréquentes de la zone d'étude, sans nécessiter de véritables mesures de terrain. Les dimensions des formes majeures peuvent même être estimées à partir de documents numériques comme des orthophotos ou des modèles numériques de terrain à haute résolution, dont la précision croissante permet une utilisation toujours plus large. Cependant, l'application de cette typologie uniquement à l'aide de documents numériques sans faire d'observations de terrain paraît difficilement envisageable, les orthophotos et les modèles numériques de terrain n'étant pas suffisamment précis pour bien identifier les formes résultant de la solifluxion. Celles-ci restent généralement trop petites, et il est presque impossible de se rendre compte de l'épaisseur des lobes. De plus, la vision en plan qu'offre ces types de documents accentue par exemple la confusion entre des lobes et des taches de végétation présentes sur certains éboulis (fig. 7.1.). Toutefois, les documents numériques permettent de bien différencier les types de formes présentes une fois qu'elles ont pu être identifiées. Les dimensions des formes et leur morphométrie y sont plus perceptibles. Ce sont donc des outils complémentaires aux observations de terrain, mais ils ne permettent pas à eux seuls d'appliquer la typologie avec certitude.



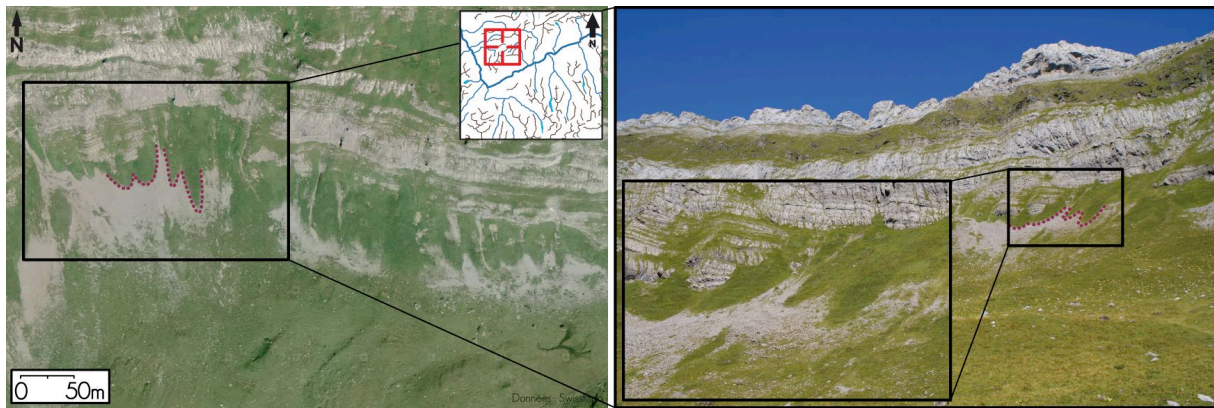


Fig. 7.1. Exemple de confusion lié à l'étude par documents numériques. Sur l'orthophoto (g.) apparaissent clairement des formes lobées, qui ne sont en réalité que des tâches de végétation (d.) se développant aux pieds des parois en raison de l'apport de matériel fin par le ruissellement. Plan des Bouis, Vallon de Léderrey (577565/124792).

---

### 7.3.2. Application de la typologie

---

Cette typologie morphologique ayant été élaborée pour une zone d'étude spécifique, on peut s'interroger sur la portée qu'elle pourrait avoir en dehors de celle-ci. Comme la distinction des formes se base essentiellement sur leur morphométrie, il devrait théoriquement être possible d'étendre cette typologie à l'ensemble des régions affectées par le processus de solifluxion.

Les informations relayées par les différentes études qui traitent de la solifluxion alpine, ainsi que certaines observations personnelles réalisées en dehors de la zone d'étude, laissent penser que cette typologie pourrait s'appliquer à l'ensemble de l'arc alpin. De manière générale, les caractéristiques environnementales n'y diffèrent pas suffisamment de celle de la zone d'étude pour que cela puisse influencer significativement la morphologie des formes.

Il est par contre plus difficile de se prononcer quant à une application à plus grande échelle encore, mais il semblerait que la morphologie des formes soit plus ou moins similaire dans la plupart des chaînes alpines. L'application de la typologie dans les environnements polaires, paraît en revanche moins évidente, car certaines formes comme les coulées n'y semblent pas être présentes, du moins d'après les références bibliographiques étudiées. Pour pouvoir se prononcer sur l'application potentielle de cette typologie à d'autres environnements, il serait bien entendu nécessaire d'y mener de plus amples observations de terrain, ainsi que d'étudier la littérature spécifique à chaque environnement.

Le nombre restreint de « types » proposés et la simplicité avec laquelle ils peuvent être différenciés, permettent une bonne application de la typologie dans le cadre de la cartographie géomorphologique. Les figurés de cartographie proposés pour les quatre types de formes (fig.





7.3.) s'inspirent de ceux de la légende de l'IGUL (Reynard, et al. 2005). Une version ponctuelle et surfacique des figurés sont proposés pour chaque type, et ils appartiennent tous au domaine morphogénétique périglaciaire (couleur mauve). L'utilisation des figurés ponctuels paraît plus adaptée pour les coulées et les bourrelets que pour les loupes et les micros-loupes, en raison de la dimensions et de leur répartition sur les versants. En effet, les bourrelets et les coulées sont plus souvent présents de façon isolée sur les versants, contrairement aux loupes et aux micros-loupes qui se superposent et s'entremêlent fréquemment.









Forme	Ponctuel	Surface
Loupes		
Coulées		
Micro-loupes		
Bourrelets		

Fig. 7.2. Propositions de figurés pour chaque type de formes pour la cartographie géomorphologique.

### 7.3.3. Comparaison avec d'autres typologies

Il est difficile de comparer cette typologie avec celles qui sont proposées par d'autres auteurs, car dans mon cas, c'est essentiellement la morphométrie qui a été déterminante pour définir les types. Ensuite, l'apparence des formes permet de mieux les différencier. Ce n'est donc pas la combinaison directe entre la morphométrie et l'apparence qui a servi à la détermination des types de formes. Des auteurs comme Matsuoka (2001) ou Oliva et al. (2009) distinguent les types de formes par leur morphométrie et affinent ensuite cette distinction par des critères portant sur l'apparence des formes. Ils différencient par exemple deux types de formes selon leur morphologie – les *lobes* et les *sheets* – qu'ils subdivisent alors selon leur apparence végétale ou minérale. Il en résulte une typologie plus détaillée et plus spécifique à la zone qu'ils étudient. Leurs résultats semblent pourtant compatibles avec la typologie proposée (cf. chap. 6.3.).



J'aurais également pu proposer des subdivisions au sein de mes différents types de formes, par exemple en fonction du recouvrement végétal ou de la granulométrie du matériel qui les composent, mais cela aurait été contraire à l'objectif de réaliser une typologie la plus simple et efficace possible. De plus, j'ai pu démontrer que l'apparence des formes est extrêmement variable et que celles-ci ne sont en réalité pas simplement végétales ou minérales ou de granulométrie grossière ou fine. Le contexte morphologique aurait également pu être intégré dans cette typologie.

---

#### *7.3.4. Répartition spatiale du processus et des formes*

---

Concernant la répartition spatiale du processus de solifluxion au sein de la zone d'étude, nous avons vu qu'il n'était pas possible de procéder à de véritables analyses spatiales puisqu'aucun inventaire exhaustif des formes n'a été réalisé. Toutefois, on constate qu'il est difficile d'établir de véritables liens entre la morphologie des formes et les paramètres environnementaux. Seules certaines hypothèses ont pu être émises quant à la répartition des différents types de formes comme par exemple le fait que les bourrelets sont majoritairement présents dans des versants bien abrités du rayonnement solaire.

Comme évoqué précédemment, les critères proposés dans la typologie permettent simplement de différencier chaque type de forme et de se faire une idée quant à l'influence des paramètres environnementaux sur leur morphologie. Cette typologie ne permet donc pas de faire des prédictions sur la répartition des formes dans l'espace.

Dans certains cas, on observe par exemple la présence de plusieurs types de formes sur un même versant avec des conditions plus ou moins similaires, ce qui démontre bien la difficulté d'établir des rapports de cause à effet entre les paramètres environnementaux et la morphologie des formes (fig. 7.3.). De plus, la co-présence de formes de tous les types ne signifie pas pour autant qu'elles soient toutes actives. On peut ainsi imaginer que certaines soient encore actives, et que d'autres soient inactives ou même fossiles. Nous reviendrons plus tard sur la dimension temporelle de la dynamique solifluante (cf. chap. 7.5.).



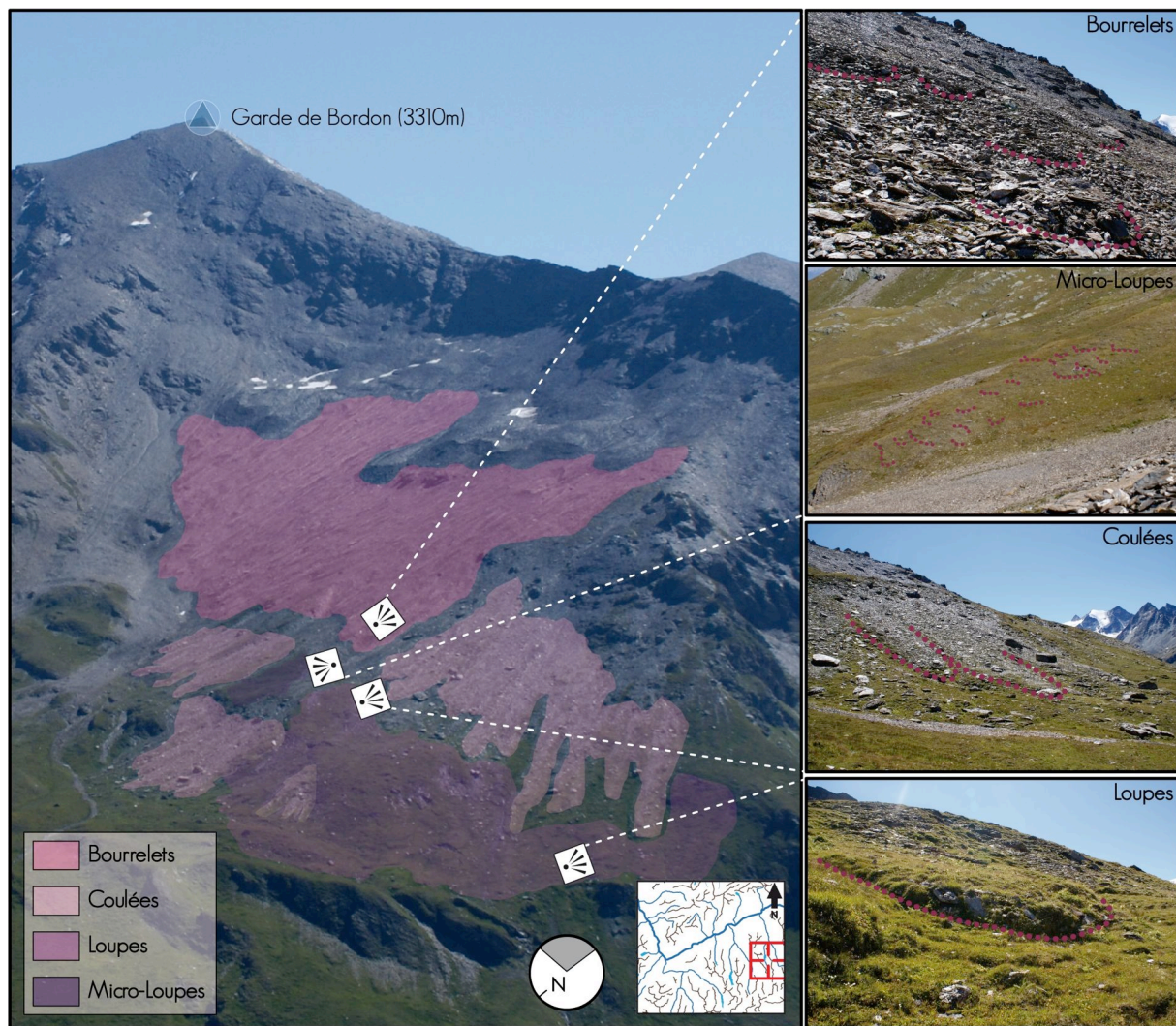


FIG. 7.3. Exemple de versant sur lequel tous les types de formes sont présents, Garde de Bordon, Val de Moiry (611500/107400). La zone supérieure présente principalement des bourrelets, alors que les coulées occupent la zone centrale. A l'aval, les loupes sont majoritaires, mais quelques micro-loupes sont également présentes.

## 7.4. LA SOLIFLUXION ET LE TRANSFERT SEDIMENTAIRE

### 7.4.1. Masses déplacées

L'état de la recherche ainsi que mes observations personnelles ont permis de démontrer que le processus de solifluxion peut engendrer des mouvements annuels de l'ordre centimétrique à métrique. Ces vitesses de déplacement sont plus ou moins similaires à celles générées par d'autres processus périglaciaires comme par exemple les glaciers rocheux, souvent étudiés dans le cadre des recherches sur le transfert sédimentaire. En terme de volume de matériel déplacé, les masses paraissent relativement faibles par rapport à la taille moyenne des formes. On observe tout de même certains lobes de solifluxion dont le front peut atteindre plusieurs mètres de hauteur pour une longueur de près de 100 mètres, et le volume de telles formes peut dépasser 2000 m<sup>3</sup>. La fréquence de formes de telle taille est assez faible. Lorsqu'il s'agit de lobes plus petits, on peut facilement en compter jusqu'à plusieurs centaines sur un même versant, le volume total de matériaux déplacés étant alors certainement aussi important (fig. 7.4.B).

Comme nous l'avons vu, la granulométrie du matériel est généralement plutôt fine (de l'ordre millimétrique à décimétrique), mais elle peut parfois atteindre ou dépasser l'échelle métrique, comme dans le cas des blocs fluants (fig. 7.4.C). Le processus de solifluxion ne participe donc pas uniquement au déplacement des particules fines et moyennes, mais parfois aussi de celles de taille plus importante.



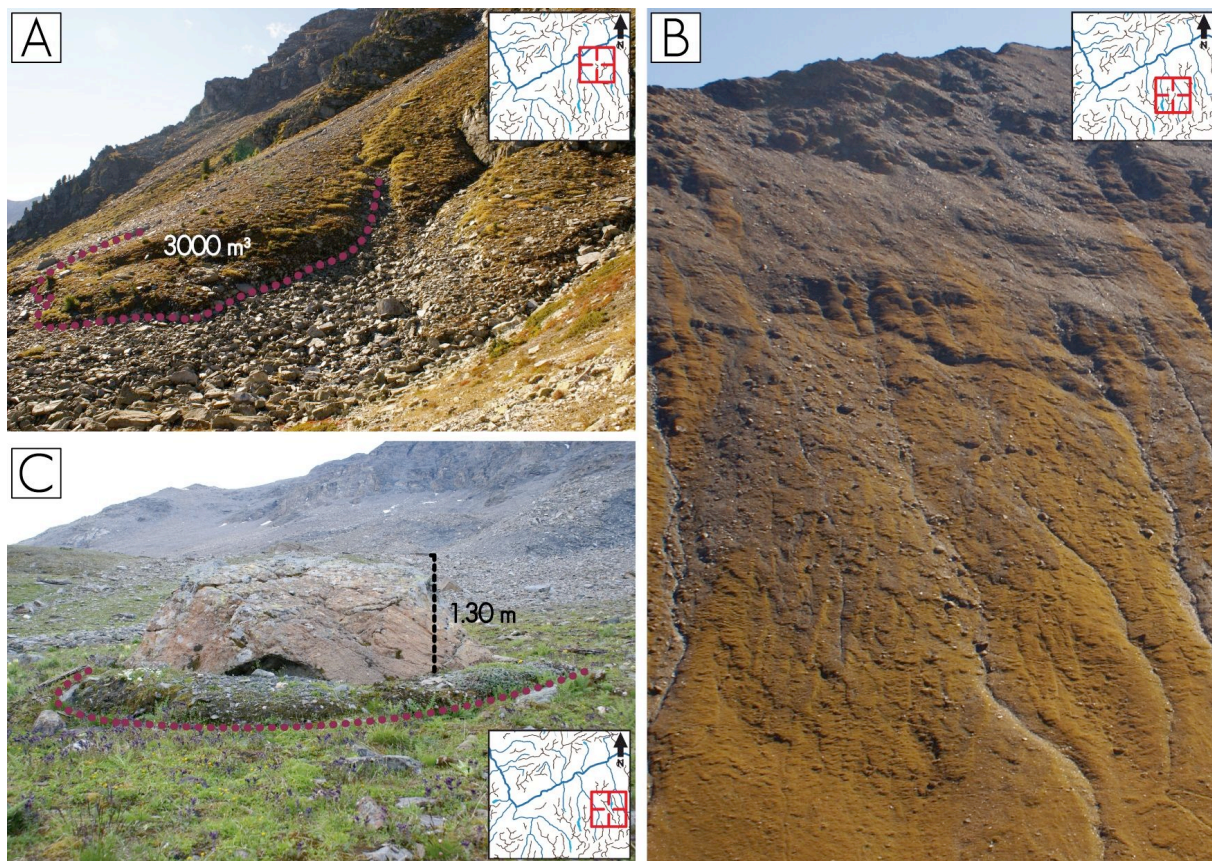


FIG. 7.4. Exemples des masses pouvant être déplacées par le processus de solifluxion. A) Loupe géante sur un éboulis du versant nord du Mont Noble, Vallon de Réchy (603880/117980), dont le volume peut être estimé à environ 3000 m<sup>3</sup>. B) Détail du versant NO de la Palanche de la Crettaz, Val d'Hérens, où plusieurs centaines de micro-loupes s'entremêlent et se superposent. (601260/105120). C) Bloc d'environ 1,3 m de côté flottant sur une loupe, Fête d'Août, Val de Moiry (609080/106866).

#### 7.4.2. Positionnement dans la chaîne de transfert sédimentaire

La solifluxion peut être présente sur un très grand nombre de versants. Comme elle ne dépend pas de la présence de pergélisol, elle peut se développer dans une gamme d'altitude et d'exposition bien plus importante que les processus de fluage profond.

De manière générale, le processus de solifluxion se développe principalement à l'aval des zones périglaciaires et son rôle dans le transfert sédimentaire reste marginal. Toutefois, dans certains cas, on peut observer une complémentarité entre les processus de fluage périglaciaire profond et la solifluxion qui assure la continuité du transfert des sédiments. Les processus de solifluxion sont également fréquemment présents à l'amont des systèmes torrentiels, où ils participent à l'acheminement du matériel (Kummert, 2012). Ainsi, la solifluxion assure un rôle de transition entre les différentes zones de transfert, mais elle se développe également souvent dans des secteurs où elle ne participe pas à la cascade sédimentaire.



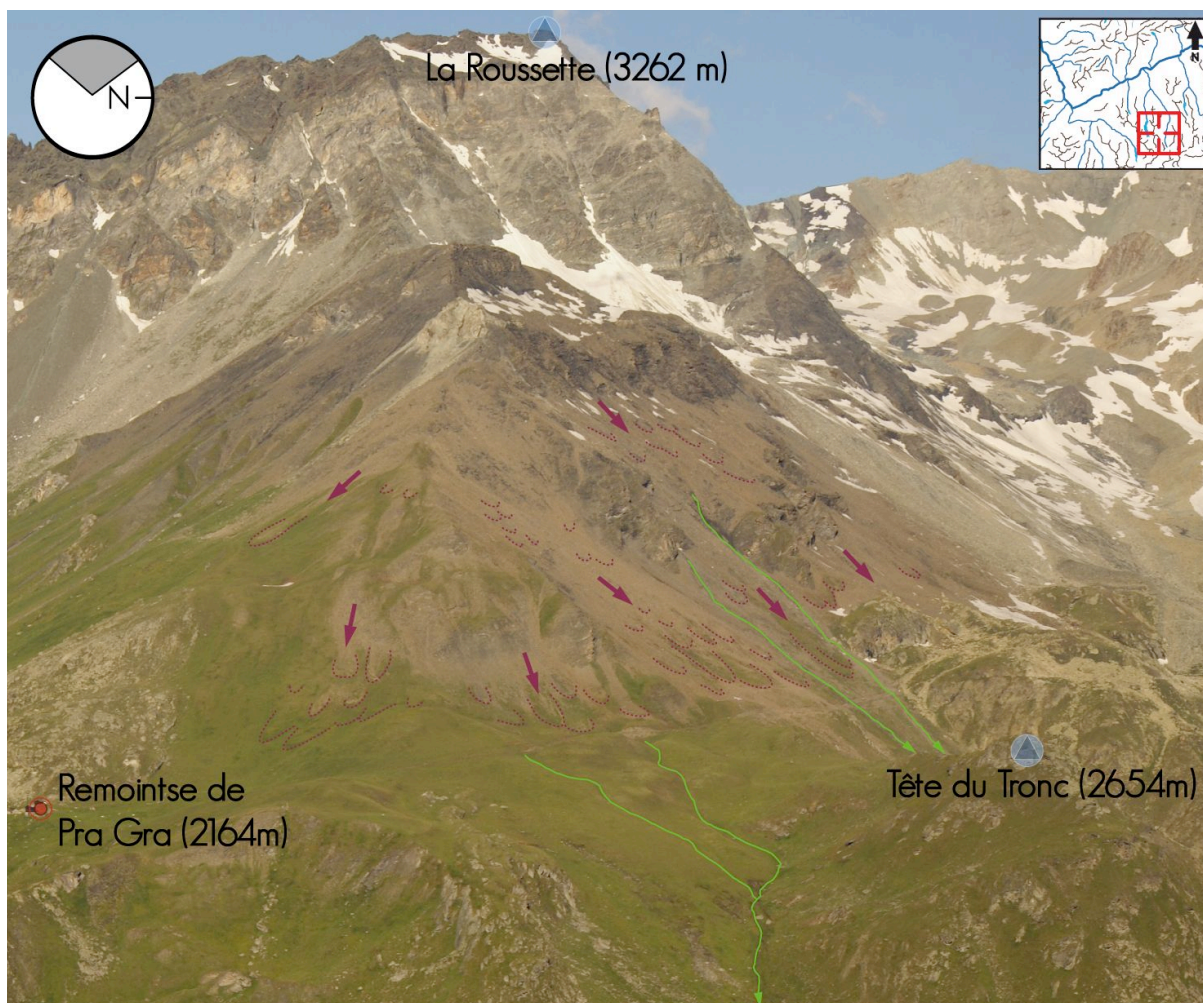


Fig. 7.5. Exemple du rôle transitoire du processus de solifluxion dans le transfert sédimentaire sur le versant à l'ouest de la Tête du Tronc, Val d'Arolla (601390/98850). Les sédiments sont déplacés par la solifluxion depuis les zones de production, et les processus torrentiels assurent alors leur évacuation vers l'aval.

Le processus de solifluxion participe également dans de nombreux cas au rééquilibrage des constructions morainiques. En effet, lors de la construction des moraines par les glaciers, celles-ci sont généralement en déséquilibre en raison de leur forte pente et de l'absence de couverture végétale qui stabilise habituellement les matériaux meubles. Nous avons vu (cf. chap. 6.1.4.) que les constructions morainiques sont fréquemment affectées par le processus de solifluxion. Le déplacement du matériel meuble par les lobes de solifluxion réduit progressivement la pente des moraines et facilite également leur colonisation par la végétation. Ainsi, en longeant certaines moraines de l'amont à l'aval, on observe une absence de lobes de solifluxion dans les secteurs amonts – où le rééquilibrage est assuré par les processus gravitaires –, alors que plus en aval les secteurs sont rééquilibrés par la solifluxion (fig. 7.6.B). Dans les secteurs rééquilibrés, les lobes sont généralement fossiles, ou alors ils ne sont plus du tout visibles si les moraines sont complètement recouvertes par la végétation (fig. 7.6.A).



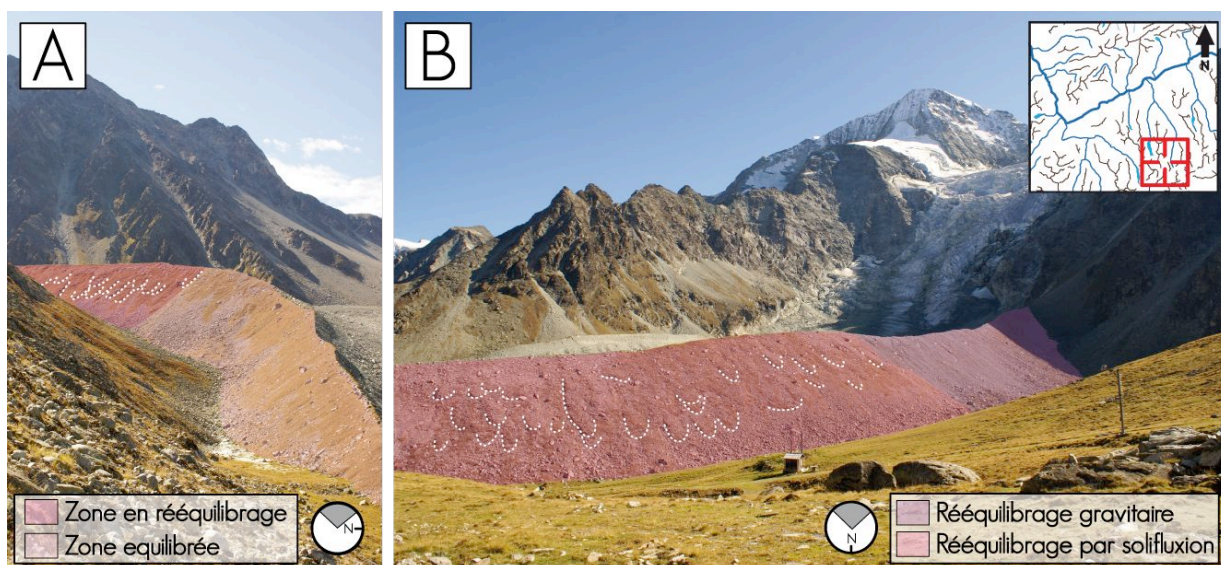


Fig. 7.6. Exemple du rôle du processus de solifluxion dans le rééquilibrage des moraines latérales du Glacier du Tsijiore Nouve (601500/95700). A) Sur la moraine latérale droite, les lobes de solifluxion sont uniquement visibles dans les zones en rééquilibrage, et ont disparus sous la couverture végétale continue dans les zones en équilibre. B). Sur la moraine latérale gauche, on constate bien le rééquilibrage progressif de la moraine par le processus de solifluxion, qui déplace du matériel vers l'aval et favorise le recouvrement végétal.

#### 7.4.3. Interaction de la solifluxion avec les activités anthropiques

L'impact direct du processus de solifluxion sur les activités anthropiques est presque inexistant puisqu'il se développe rarement dans des zones exploitées par l'homme. De plus, les volumes et les déplacements sont relativement faibles en comparaison avec d'autres processus présents dans les environnements alpins, et les impacts potentiels sont donc également plus faibles. Les éléments théoriques présentés et mes observations personnelles ne font que confirmer ces aprioris ; aucun impact direct du processus de solifluxion n'est à relever sur des infrastructures anthropiques.

Toutefois, la présence de processus de solifluxion à proximité de captages d'eau pour les exploitations hydroélectriques peut entraîner un apport supplémentaire de sédiments dans ceux-ci. Le cas de la moraine latérale du Tsijiore Nouve en est un bon exemple : la forte dynamique qui y règne (cf. chap. 6.1.10.) pourrait entraîner du matériel dans la canalisation ouverte située une vingtaine de mètres en contrebas qui est reliée à un captage du système hydroélectrique de la Grande Dixence. Les problèmes qu'engendre la sédimentation de ces captages sont bien connus tant par les exploitants hydroélectriques pour le coût des travaux de déblaiement nécessaires que par les défenseurs de l'environnement, en raison des purges récurrentes indispensables pour évacuer les sédiments piégés.



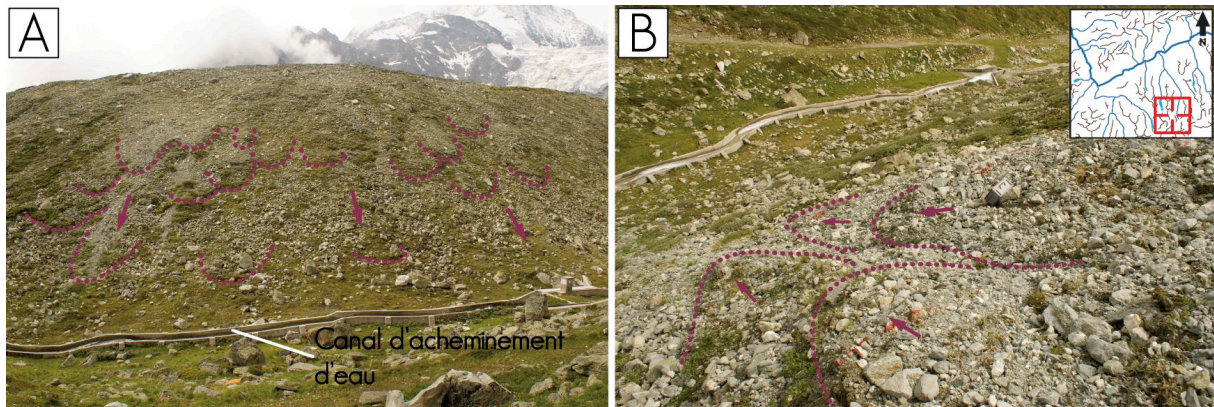


FIG. 7.7. Exemple d'impact potentiel du processus de solifluxion sur les activités anthropiques, moraine latérale du Glacier du Tsijiore Nouve (601495/96040). A) Actuellement, les lobes de solifluxion n'arrivent pas encore jusqu'au canal d'acheminement d'eau, mais les importants déplacements constatés laissent penser qu'il est tout à fait probable que cela se produise malgré le petit replat présent entre la moraine et le canal. B) Les différents lobes où des déplacements pluri-métriques ont été mesurés durant l'été 2012 (cf. chap. 6.1.10.).

En conclusion, il faut relever que le processus de solifluxion reste assez marginal dans le transfert sédimentaire. Malgré son influence moins spectaculaire que d'autres processus comme par exemple les laves torrentiels, la solifluxion assure certainement une part non négligeable dans l'évacuation des stocks sédimentaires vers l'aval. Toutefois, les variations spatiales sont très importantes, et l'influence du processus semble dépendre fortement du contexte morphologique dans lequel il se développe. Sur les éboulis et les constructions morainiques non végétalisés, le transfert assuré par la solifluxion semble plus important que sur les versants végétalisés. La couverture végétale réduit probablement le transfert, en raison de la plus forte cohésion de la masse qu'elle génère.





## 7.5. EVOLUTION TEMPORELLE DE LA DYNAMIQUE SOLIFLUANTE

Comme nous l'avons vu dans les notions théoriques (cf. chap. 4.3.2.), la dynamique solifluante est fortement dépendante du climat. Elle est donc particulièrement sensible à son évolution (p. ex. Gamper, 1985 ; Veit, 1988 ; Oliva et al. 2009). Différents auteurs ont proposés, grâce aux datations réalisées sur différents lobes, des périodes où le processus de solifluxion serait particulièrement actif. Les formes présentes dans les environnements alpins ne semblent généralement pas dater de plus de 5000 ans environ. Ces différentes phases n'ont donc pu être déterminées que pour la seconde moitié de l'Holocène.

L'absence de datation pour des formes plus âgées n'est pas seulement liée à des problèmes méthodologiques ou techniques, comme le choix des sites ou la conservation des isotopes, mais plus simplement à l'absence de formes plus âgées. La taille relativement restreinte des lobes de solifluxion par rapport à d'autres formes géomorphologiques, comme les constructions morainiques ou les glaciers rocheux, laisse supposer qu'ils sont plus facilement remobilisés et ne peuvent donc pas persister durant un temps plus long. Outre leur taille, la structure interne des formes est également déterminante pour leur conservation. Par exemple, un grand bourrelet composé de blocs décimétriques à métriques résistera plus longtemps que des micro-loupes formées dans une couverture pédologique fine.

Les différentes phases d'activité du processus de solifluxion ne signifient pas pour autant qu'il était totalement inactif en dehors de ces périodes. La solifluxion serait un processus particulièrement actif au début des périodes interglaciaires en raison des conditions spécialement favorables qui y règnent. Le manque de concordance entre les phases établies pour les Alpes laisse toutefois penser que la dynamique solifluante évolue plutôt en fonction de facteurs plus locaux, comme les températures hivernales et la couverture neigeuse (Gamper, 1983). Il est donc difficile d'assimiler ces phases aux fluctuations climatiques et glaciaires dans les Alpes.

L'extrême hétérogénéité spatiale de la dynamique à petite échelle qui a pu être démontrée par mes observations personnelles (cf. chap. 6.), mais également par de nombreux auteurs (Gamper, 1985 ; Matsuoka, 2001 ; Matsumoto et Ishikawa, 2002), ne permet pas d'établir dans quel type de phases nous nous trouvons actuellement. Les résultats des mesures de mouvements démontrent que certaines formes progressent de plusieurs mètres par années, alors que pour d'autres les déplacements se limitent à l'échelle centimétrique ou sont



totallement inexistants. Toutefois, seule une faible proportion des sites observés paraît très actifs.

Certains auteurs (p. ex. Veit, 1988 ; Jaesche et al. 2002) ont également émis l'hypothèse que le processus de solifluxion était autrefois présent à des altitudes plus basses qu'actuellement, principalement pour des raisons climatiques. Les observations réalisées concordent bien avec cette hypothèse, puisqu'effectivement les formes qui sont situées entre 2000 et 2300 mètres dans la zone d'étude paraissent toutes inactives, voire même fossiles. Par ailleurs, on n'observe que rarement des formes à des altitudes inférieures à 2000 mètres, certainement parce qu'elles ont été remobilisés ou recouvertes par d'autres processus.

Dans le cas de la moraine latérale gauche du Glacier du Tsjiore Nouve à Arolla, Röthlisberger et Schneebeli (1976) ont effectué des datations qui ont relevé que les lobes situés sur le versant extérieur datent d'environ 1000 ans BP. Ces datations ont été effectuées sur la même moraine où j'ai pu constater d'importants mouvements (cf. chap. 6.1.10.), environ 400 m plus à l'est, à l'endroit où deux moraines se superposent (601850/96100). Les lobes qui peuvent y être observés ont l'air inactifs, et ils se trouvent approximativement 30 mètres plus bas en altitude que ceux que j'ai étudiés. En longeant la moraine du bas vers le haut, on remarque que les lobes paraissent toujours plus actifs. On pourrait en déduire qu'il y aurait peut-être eu un léger rehaussement de la limite de la solifluxion durant le dernier millénaire.



## 8. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

### 8.1. CONCLUSIONS

La composante théorique de ce travail pourrait servir d'étape préparatoire à de futures recherches appliquées. En effet, quelque soit leur nature, elles nécessitent généralement une base théorique à partir de laquelle différentes études peuvent ensuite être menées. Ce travail contribue ainsi modestement à poser certaines bases nécessaires au développement de recherches plus spécifiques sur la solifluxion. Les nombreuses références bibliographiques qui ont été présentées permettent de cerner la diversité des recherches sur la solifluxion qui sont parfois très spécifiques. Les recherches qui concernent directement la zone d'étude sont par contre bien plus rares.

L'interaction entre ces bases théoriques et mes observations personnelles a permis de comprendre plus précisément le processus de solifluxion, que ce soient les mécanismes qui le composent, les facteurs qui le régissent, son évolution ou alors ses effets sur la morphologie des reliefs.

Nous avons vu que de manière générale, deux mécanismes composent le processus de solifluxion, et que leur participation dans le déplacement des masses est variable. Le mécanisme **de gélifluxion**, qui se définit comme la déformation par saturation d'une masse de matériel meuble par le dégel du sol et/ou par l'infiltration d'eau de fonte, est la composante dominante de la solifluxion dans les environnements alpins. Elle se produit durant une période relativement courte, comprise entre la fin mai et le début du mois de juillet, en fonction des spécificités topo-climatiques locales. Il a également pu être démontré que c'est effectivement ce mécanisme qui est responsable de la large majorité des mouvements. Le mécanisme **de reptation** – qui résulte du soulèvement de particules retombant plus en aval en raison du développement de lentilles ou d'aiguilles de glace en subsurface – peut agir continuellement tant qu'il n'y a pas de couverture neigeuse, et il engendre essentiellement le remaniement de certains éléments en surface. Dans les environnements alpins, il ne semble participer que dans une moindre mesure au processus de solifluxion.

L'action de ces mécanismes induit une **déformation** de la partie superficielle du sol lorsqu'elle se produit sur un versant et entraîne généralement le développement de formes lobées. Les





déplacements sont en moyenne de l'ordre centimétrique à décimétrique. Ce travail a permis de démontrer que les déplacements peuvent dans certains cas être largement supérieurs et atteindre plusieurs mètres par année. Le processus de solifluxion est donc également à considérer comme un des vecteurs du transfert sédimentaire dans les environnements alpins.

Le **degré d'activité** des formes présentes dans les environnements alpins est très variable. Dans ce travail, il a été démontré que le degré d'activité des formes peut être différencié par des critères morphologiques et qu'il varie en fonction de l'altitude où elles sont situées. Les formes situées en dessous de 2300 mètres sont généralement fossiles.

Les **facteurs** qui régissent le processus de solifluxion ont été évoqués dans les notions théoriques, et les observations personnelles ont ensuite permis de les vérifier. De manière générale, ce sont le climat, la topographie et les caractéristiques du substrat qui sont essentiels. Le **climat** est décisif pour le gel du sol, qui lui-même est déterminant pour l'épaisseur de la masse saturée et donc la profondeur des mouvements. La saturation de la masse se fait principalement par le dégel du sol et par l'infiltration d'eau de fonte, alors que la pluie ne joue qu'un rôle mineur, du moins dans les environnements alpins. Par contre, les précipitations neigeuses ont une influence importante. Elles dépendent directement des conditions climatiques, mais la répartition de la couverture neigeuse varie essentiellement en fonction de la **topographie** locale. Les micro-reliefs impliquent des variations dans l'épaisseur du manteau neigeux, et donc l'apparition de « tâches de neige » résiduelle au cours de la fonte. Celles-ci sont très importantes pour la saturation des masses en eau, et les formes les plus actives se situent fréquemment à leur pied. Le processus de solifluxion s'observe généralement sur des pentes comprises entre 15° et 35°, mais il n'a pas été possible d'établir de corrélation directe avec la morphologie des formes. L'orientation des versants sur lesquels se développe le processus de solifluxion est très variée, et il n'est pas possible d'établir de relations directes avec la dynamique présente ou la morphologie des formes. Le contexte morphologique joue également un rôle, tant en ce qui concerne la fréquence du processus que la morphologie apparente des formes. Certains contextes comme les constructions morainiques ou les éboulis sont particulièrement favorables à la solifluxion, en raison de la forte disponibilité en matériel meuble qui y règne.

Les **caractéristiques du substrat** sont également fondamentales en ce qui concerne la présence du processus de solifluxion et les formes qui en résultent. La capacité de rétention d'eau de la lithologie est déterminante quant à la saturation de la masse en eau. La proportion



de particules fines doit être suffisante pour que leur saturation permette le déplacement des éléments plus grossiers. En plus, la susceptibilité du substrat au gel est également essentielle. Par exemple, les roches schisteuses sont idéales pour la solifluxion, alors que pour les roches calcaires, l'infiltration est trop importante et les particules fines trop rares. La morphologie des formes varie fortement en fonction de la granulométrie moyenne du substrat, et celles-ci sont donc mieux délimitées lorsque les particules sont fines et que les formes sont également plus petites.

Comme les nombreuses formes qui peuvent résulter du processus de solifluxion sont non seulement difficile à différencier mais qu'elles peuvent également facilement être confondues avec celles résultant d'autres processus, une **typologie** a été développée dans ce travail. Elle distingue quatre types de formes sur la base de critères morphologiques : les loupes, les coulées, les micro-loupes et les bourrelets. La différenciation de ces types de formes est suffisamment souple pour qu'il soit possible d'y intégrer le plus grand nombre de formes, malgré leur variété. Cette typologie est alors un outil heuristique plutôt adapté à une application à des observations de terrain qu'une clé d'attribution et de distinction exactes. L'étude de la répartition de ces différents types de formes n'a pas permis d'établir de relations de cause à effet entre leur morphologie et les paramètres environnementaux, et la typologie n'a donc pas de dimension prédictive. Bien que la typologie soit spécifique à la zone d'étude, il a été démontré qu'elle pourrait s'appliquer à plus large échelle, moyennant certaines adaptations.

L'élaboration de cette typologie aurait pu se baser essentiellement sur des statistiques morphométriques des formes. Cependant, j'ai pu mettre en évidence les difficultés inhérentes à la mesure des dimensions des formes, principalement en raison de leur délimitation très variable. De plus, l'utilisation du ratio entre la longueur et la largeur reste limitée puisque les valeurs peuvent être similaires pour des formes de morphologie très différentes. Une typologie comme celle que j'ai développée, qui ne se base pas uniquement sur des mesures morphométriques, permet une distinction plus souple des types de formes. A ce propos, sa subjectivité peut être perçue comme un avantage.

La petite **échelle temporelle** durant laquelle ce travail devait être réalisé n'est certainement pas propice à la réalisation de véritables campagnes de mesures, que ce soit concernant les mouvements ou la structure interne des formes et du substrat. D'étendre les observations sur plusieurs années aurait permis de mieux quantifier les mouvements. La période très courte dans l'année pendant laquelle les déplacements ont lieu permet toutefois d'obtenir des résultats

pertinents à cette échelle temporelle. Même sans mesures quantifiantes, l'observation de certains sites en différentes saisons a révélée la dynamique relative du processus de solifluxion.

La réalisation d'un **inventaire exhaustif** aurait permis d'établir des statistiques plus représentatives et de trouver des corrélations facilitant la compréhension du phénomène. Toutefois, les résultats obtenus par de nombreux chercheurs démontrent bien la grande complexité et variabilité des liens entre le processus de solifluxion et les paramètres environnementaux. C'est pourquoi il est difficile d'aboutir à des résultats plus pertinents dans ce domaine avec un travail limité.

## 8.2. PERSPECTIVES

Comme évoqué précédemment, ce travail peut être considéré comme une étape préliminaire à de nombreux autres travaux potentiels sur la solifluxion, que ce soit au sein de la même zone d'étude ou alors à plus large échelle. Nous avons vu que – pour la zone d'étude – le facteur primordial concernant la présence de processus de solifluxion est la **lithologie**. Il serait très intéressant d'élargir les recherches sur l'influence de la géologie sur le processus, en essayant par exemple de déterminer si la solifluxion est effectivement toujours plus rare dans les massifs calcaires. A partir de là, on pourrait par exemple établir un classement des lithologies les plus favorables. Ceci nécessiterait la réalisation préalable d'une cartographie exhaustive des formes liées à la solifluxion, afin de déterminer exactement la lithologie pour chaque site d'étude.

La question de l'**influence potentielle du pergélisol** sur le processus n'est encore et toujours pas résolue. Dans ce travail, je n'ai pu qu'étudier des données pré-existantes, pas collectées spécifiquement pour l'étude de la solifluxion. Il serait très intéressant de pouvoir faire des mesures directement dans ce but, et surtout de les étendre à un choix de sites plus large et diversifié. L'utilisation de méthodes géophysiques (ERT, SRT), combinée à des méthodes thermiques, promet des résultats concluants en ce qui concerne la prospection du pergélisol dans les zones affectées par celui-ci, comme cela a par exemple été démontré pour l'éboulis des Attelas ou du Tsaté. La réalisation de telles mesures dans des éboulis soliflués, comme celui présents au NO de la Tête du Tronc dans le Val d'Arolla (fig. 6.27.), permettrait peut-être de déterminer si les formes présentes résultent uniquement du fluage superficiel, où si elles dépendent d'un fluage plus profond. Par l'analyse de la structure interne de moraines solifluées, comme par exemple celles du Glacier des Vouasson (fig. 6.12.C), on pourrait vérifier s'il existe un lien direct entre le processus de solifluxion et la présence de glace résiduelle dans les constructions morainiques.

Par des excavation ou des forages, on pourrait également acquérir une meilleure connaissance de la **structure interne des lobes** de solifluxion. Par la suite, la comparaison de la structure interne des différents types de formes permettrait peut-être une meilleure compréhension du développement de chacun. On pourrait notamment déterminer en détail l'humidité présente dans les masses fluées. Elle est également un sujet qui mérite de plus amples recherches, et il serait très intéressant d'établir des liens avec la dynamique présente.





Concernant les **mouvements** engendrés par le processus de solifluxion, les perspectives sont multiples. Nous avons parcouru les différentes méthodes utilisées pour mesurer les déplacements qui peuvent être très rudimentaires comme beaucoup plus complexes. Il est étonnant que presque aucune mesure de mouvement par GPS différentiel ne semble avoir été faite sur des lobes de solifluxion ; pourtant cette méthode est très utilisée sur les glaciers rocheux (p. ex. Lambiel et Delaloye 2004 ; Delaloye, Lambiel et Gärtner-Roer, 2010). Il serait intéressant d'appliquer cette méthode au processus de solifluxion sur différents sites durant plusieurs saisons et de pouvoir ainsi déterminer l'efficacité de la méthode. La réalisation de mesures de mouvement sur les différentes formes proposées dans la typologie ouvrirait la perspective de comparer la dynamique de chaque type, et ainsi accroître encore les connaissances sur leur développement. Toutefois, au vu de la diversité morphologique des formes comprises dans chaque « type », une telle comparaison nécessite l'étude d'un grand nombre de sites et cela dans différents contextes. Il serait également intéressant de confirmer la différenciation morphologique du degré d'activité des formes par des mesures de mouvements. Il semble par contre nécessaire de réaliser une telle étude dans une zone restreinte offrant des conditions environnementales similaires, surtout si l'objectif est également de vérifier l'exactitude des délimitations altitudinales proposées.

De plus, la précision croissante des **outils d'analyse numérique** comme les orthophotos, les photos satellites ou les modèles numériques de terrain devrait faciliter l'étude de solifluxion, les dimensions des formes étant jusqu'alors trop restreintes par rapport à la résolution de tels documents. L'utilisation des méthodes photogrammétriques et d'interférométrie radar satellitaire, qui étaient jusqu'alors peu concluantes pour la solifluxion, devrait être de plus en plus fréquente pour les recherches sur les mouvements. L'utilisation de scanners laser terrestre (LIDAR) pourrait permettre de quantifier les mouvements avec une grande précision, mais également de faire des estimations quant aux volumes de matériel déplacés. Cette méthode pourrait aussi bien être appliquée à des sites présentant des formes de grande taille, comme par exemple dans le versant ouest des Monts Rossets dans le Val de Nendaz (fig. 6.4.A), ou avec un très grand nombre de formes, comme sur le versant ouest de la Palanche de la Crettaz dans le Val d'Hérens (fig. 7.4.B). Il serait dès lors possible de déterminer plus précisément le rôle de la solifluxion dans la chaîne de transfert sédimentaire.

La question de l'**évolution temporelle** du processus de solifluxion offre de nombreuses perspectives d'étude. Il serait très intéressant de réaliser, dans la zone d'étude, des datations historiques similaires à celles réalisées par différents auteurs dans les Alpes. Cela permettrait



d'obtenir des données supplémentaires pour essayer d'affiner encore la reconstitution de l'évolution de la solifluxion durant l'Holocène. Le complexe glaciaire du Tsijiore Nouve dans le Val d'Arolla (fig. 6.5.A) serait très propice à de telles études, en raison des nombreuses moraines datant de différents stades glaciaires, et de la variété des phénomènes de solifluxion qui y sont présents.

Dans le cadre des recherches générales sur l'impact des **changements climatiques** actuels sur les géosystèmes alpins, l'étude du processus de solifluxion serait également très pertinente. La question de la répartition future du processus de solifluxion devrait alors être posée. On passerait ainsi de l'analyse historique et actuelle à une dimension prédictive. Par exemple, nous avons vu qu'il y avait probablement eu un déplacement vers le haut de la dynamique solifluante durant l'Holocène, et il serait intéressant d'essayer de déterminer si à l'avenir le processus se concentrera à plus haute altitude encore.

Par rapport à la **typologie**, la question de son application pourrait également faire l'objet de recherches plus poussées. Comme évoqué dans la discussion, elle pourrait être appliquées à l'ensemble des environnements alpins ainsi qu'aux environnements polaires, moyennant peut-être certaines adaptations. Il serait intéressant de réaliser une étude consacrée à l'adaptabilité de la typologie à d'autres environnements, mais aussi de la comparer plus précisément aux autres typologies existantes.

Dans le domaine de la **cartographie géomorphologique**, cette typologie pourrait être très utile tant pour différencier les formes qui résultent de la solifluxion que pour les distinguer des formes similaires qui peuvent être produites par d'autres processus. Son application se basant essentiellement sur des critères morphologiques, il est possible de différencier facilement et rapidement les types de formes, ce qui est essentiel pour la cartographie géomorphologique. Le nombre de types reste suffisamment restreint pour qu'ils puissent être intégrés à une légende de cartographie générale, sans la rendre trop complexe. Les figurés proposés dans la discussion (fig. 7.3.) pour la cartographie des différents types de formes doivent encore être adaptées pour une utilisation réelle dans la légende numérique de l'IGUL. Il serait bien sûr possible de développer une légende spécifique aux formes de fluage superficiel périglaciaire, qui intégrerait également toutes les formes liées à la cryoreptation et à la cryoturbation.

Tout comme des nombreuses formes résultant de processus géomorphologiques, les formes liées à la solifluxion font partie du patrimoine naturel. De part les dimensions des formes ou leur



nombre élevé, le processus de solifluxion a, dans certains cas, un véritable impact sur le paysage, et elle peut alors être prise en compte dans une perspective de **géovalorisation**. Actuellement, peu de géomorphosites mettent en évidence la solifluxion, même si les valeurs scientifiques et esthétiques sont comparables à celles de glaciers rocheux ou de sols structurés qui sont présents dans certains inventaires. La complexité de ces processus ainsi que l'accessibilité limitée des sites où ils se développent rend leur valorisation particulièrement difficile auprès du grand public.

Comme la solifluxion dépend étroitement de l'humidité contenue dans le sol, l'étude de ce processus pourrait également s'intégrer dans les recherches générales sur la présence d'eau dans certains environnements. Ainsi, différentes études (Gallagher et al., 2011 ; Johnsson et al., 2012) sont déjà menées sur les traces de solifluxion qui ont pu être observées sur Mars grâce à des images de forte résolution. La présence de telles formes laisse supposer la présence d'eau sous forme liquide sur Mars, même s'il s'agit encore de déterminer préalablement leur degré d'activité.

Mais avant d'étendre la zone d'étude sur Mars, il convient de souligner encore l'intérêt que l'on peut porter à l'étude du processus de solifluxion sur Terre. Malgré ses dimensions relativement restreintes, il n'est pas aussi marginal dans son influence sur la morphologie des reliefs que l'on pourrait le penser. Bien au contraire, avec un regard aiguisé par la recherche et la typologie proposée, on peut découvrir la présence fréquente de la solifluxion à une échelle globale.



## 9. REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AKERMAN, H.J. (1996). Slow mass movements and climatic relationships, 1972-1994, Kapp Linné, West Spitzbergen. In Anderson, M.G. et Brooks, S.M. (Eds), *Advances in Hillslope Processes*, vol.2. Chichester : John Wiley & Sons Ltd. 1219-1256.
- ALLIX, A. (1924). Les coulées de blocs du Parc National Suisse d'Engadine (Note préliminaire). *Revue de géographie alpine*, 12, 161-163.
- AMAT, J.-P. (2008). *Éléments de géographie physique*. Paris : Bréal.
- ANDERSON, G. ET RICHARDS, K.S. (1987). *Slope Stability*. Chichester : John Wiley & Sons Ltd.
- ANDERSSON, J.-G. (1906). Solifluction : a component of subaerial denudation. In King, C.A.M. (Dir), *Periglacial processes*. Stroudsburg : Hutchinson & Ross, Inc. 253-261.
- AUBOUIN, J., BROUSSE, R. ET LEHMAN, J.-P. (1979). *Précis de géologie Tome 3, Tectonique, tectonophysique, morphologie*, 4<sup>ème</sup> édition. Paris : Dunod.
- AVENARD J.-M. (1989). Sensibilité aux mouvements en masse (Solifluxion). *Cahier ORSTOM, série Pédologie*, vol. XXV, 1-2, 119-129.
- BALLANTYNE, C.K. ET HARRIS, C. (1994). *The periglaciation of Great Britain*. Cambridge : University Press.
- BAULIG, H. (1956). Pénéplaines et pédiplaines. *Bulletin de la Société Belge d'Etudes Géographiques*, Vol. 25, 1, 25-58.
- BENEDICT, J.B. (1970). Downslope soil movement in a Colorado alpine region : rates, processes, and climatic significance. *Arctic and Alpine Research*, 2, 165-226.
- BENEDICT, J.B. (1976). Frost creep and gelifluction features : a review. *Quaternary Research*, 6, 55-76.
- BIGARELLA, J.J., MOUSINHO, M.R. ET DA SILVA, J.X. (1965). *Processes and environments of Brazilian Quaternary*. Curitiba : Imprensa da Universidade do Parana.
- BRIDGE, J.S. ET DEMICCO, R.V. (2008). *Earth Surface Processes, Landforms and Sediment Deposits*. Cambridge : University Press.
- BOUËT, M. (1985). *Climat et météorologie de la Suisse romande (2ème édition)*. Lausanne : Payot.
- BURGA, C.A. ET PERRET, R. (1998). *Vegetation und Klima der Schweiz seit dem jüngeren Eiszeitalter*. Thun : Ott.
- BURRI, M. (1994). *Connaître la nature en Valais, Les Roches*. Martigny : Editions Pillet.
- COQUE, R. (2006). *Géomorphologie*, 6<sup>ème</sup> édition. Paris : Armand Collin.





- COUTARD, J.-P. ET OZOUF, I.-C. (1996). Modalités de la Cryoreptation dans les Massifs du Chambeyron et de La Mortice, Haute-Ubaye, Alpes Françaises du Sud. *Permafrost and Periglacial Processes*, 7, 21-51.
- DELALOYE, R. ET LAMBIEL, C. (2005). Evidence of winter ascending air circulation throughout talus slopes and rock glaciers situated in the lower belt of alpine discontinuous permafrost (Swiss Alps). *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 59, 194-203.
- DELALOYE, R., LAMBIEL, C. ET LUGON, R. (2005). *Service for Landslides Monitoring SLAM InSAR Bas-Valais, ESA SLAM project, phase 2 extension, Bas-Valais, Validation of InSAR data in permafrost zone, Final report*. Departement of Geosciences, Geography, University of Fribourg, Switzerland. Mandate from the Federal Office of Water and Geology (FOWG) and the European Space Agency (ESA).
- DELALOYE, R., LAMBIEL, C., LUGON, R., RAETZO, H. ET STROZZI, T. (2007). Typical ERS INSAR signature of slope movements in a periglacial mountain environment (Swiss Alps). *Proceedings ENVISAT Synopsium Montreux*.
- DELALOYE, R., LAMBIEL, C. ET GÄRTNER-ROER, R. (2010). Overview of a rock glacier kinematics research in the Swiss Alps : seasonal rythm, interannual variations and trends over several decades. *Geographica Helvetica*, 65, 135-145.
- DYLIK, J. (1951). Some periglacial structures in Pleistocene deposits of middle Poland. *Bulletin de la Société des Sciences et des Lettres de Lodz*, 3, 1-6.
- DYLIK, J. (1967). Solifluxion, Congelifluxion and related slope processes. *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography*, 49 (2/4), 167-177.
- EMBLETON, C. ET KING, C.A.M. (1975). *Periglacial Geomorphology*. Londres : Edward Arnold.
- FALLOT, J.-M. (2009). *Cours de climatologie régionale* [Polycopié]. Lausanne : Université, Institut de géographie.
- FOUCAULT, A. ET RAOULT, J.-F. (2010). *Dictionnaire de géologie : géophysique, préhistoire, paléontologie, pétrographie, minéralogie*. Paris : Dunod.
- FRANCOU, B. (1990). Stratification Mechanisms in Slope Deposits in High Subequatorial Mountains. *Permafrost and Periglacial Processes*, 1, 249–263.
- FRENCH, H.M. (1976). *The periglacial environment, 1st. Edition*. Londres : Longman Group.
- FRENCH, H.M. (2007). *The periglacial environment, 3rd. Edition*. Chichester : John Wiley & Sons Ltd.
- FURRER, G. (1954). Soliflukationsformen im Schweizerischen Nationalpark. *Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchungen im Schweizerischen Nationalpark, IV*, 203-276.



- GALLAGHER, C., BALME, M.R., CONWAY, S.J. ET GRINDROD, P.M. (2011). Sorted classic stripes, lobes and associated gullies in high-latitude craters on Mars : Landforms indicative of very recent, polycyclic ground-ice thaw and liquid flows. *Icarus*, 211, 458-471.
- GAMPER, M. (1981). *Heutige Solifluktionsträger von Erdströmen und klimamorphologische Interpretation fossiler Böden*. Zürich : Geographisches Institut der Universität.
- GAMPER, M. (1985). *Morphochronologische Untersuchungen an Solifluktionsträgern, Moränen und Schwemmkegeln in den Schweizer Alpen, Eine Gliederung mit Hilfe der <sup>14</sup>C-Altersbestimmung fossiler Böden*. Zürich : Geographisches Institut der Universität.
- GENEST, C.G. (2000). *Dictionnaire de géomorphologie*. Trois-Rivières : Société de Géographie de la Mauricie Inc.
- GOMEZ ORTIZ, A., PALACIOS, D., RAMOS, M., TANARRO, T.M. ET SALVADOR FRANCH, F. (2001). Location of permafrost in marginal regions : Corral del Veleta, Sierra Nevada, Spain. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, 92-110.
- HAMELIN, L.E. ET COOK, F.A. (1967). *Le périglaciaire par l'image*. Québec : Uni LAVAL.
- HAMELIN, L.E. (1963). Cartographie géomorphologique appliquée au périglaciaire. *Cahiers de géographie de Québec*, 7, 193-209.
- HAEBERLI, W. (1985). Creep of mountain permafrost : internal structure and flow of alpine rock glaciers. *Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, Mitteilungen*, 77.
- HARRIS, C. (1972). Processes of soil movement in turf-banked solifluction lobes, Okistindan, northern Norway. In Price, R.J. et Sugden, D.E. (Eds), *Polar Geomorphology*. Inst. Br. Geogr. Spec. Publ., vol 4. 155-174.
- HARRIS, C. (1977). Engineering properties, groundwater conditions and the nature of soil movement on a solifluction slope in North Norway. *The Quarterly Journal of Engineering Geology*, 10, 27-43.
- HARRIS, C. (1981). *Periglacial Mass-Wasting : A Review of Research*. British Geomorphological Research Group, Research Monograph, 4, Norwich : Geo Abstracts.
- HARRIS, C., GALLOP, M. ET COUTARD, J.-P. (1993). Physical modelling of gelifluction and frost creep : some results of a large-scale laboratory experiment. *Earth Surface Processes Landforms*, 18, 383-398.
- HARRIS, C., DAVIES, M.C.R. ET COUTARD, J.-P. (1997). Rates and processes of periglacial solifluction : an experimental approach. *Earth Surface Processes Landforms*, 22, 849-868.
- HARRIS, C., DAVIES, M.C.R. ET COUTARD, J.-P. (1997b). Laboratory simulation of periglacial solifluction : Significance of porewater pressures, moisture contents and undrained shear strengths during soil thawing. *Permafrost and Periglacial Processes*, 6, 293-311.



- HARRIS, C. ET DAVIES, M.C.R. (2000). Gelifluction : Observations from large-scale laboratory simulations. *Arctic and Alpine Research*, 32, 202-207.
- HARRIS, C. REA, B. ET DAVIES, M.C.R. (2001). Scaled Physical Modelling of Mass Movement Processes on Thawing Slopes. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, 125–135.
- HARRIS, C., VONDER MÜHLL D., ISAKSEN K., HAEBERLI, W., SOLLID J.L., KING, L., HOLMUND P., DRAMIS, F., GUGLIELMIN M. ET PALALCIOS D. (2003). Warming permafrost in European mountains. *Global and Planetary Change*, 39, 215-225.
- HARRIS, C., ET SMITH J.S. (2003). Modelling gelifluction processes : the significance of frost heave and slope gradient. In Philipps, M., Springman, S.M., Arenson L.U. (Eds), *Proceeding of the Eight International Conference on Permafrost, Zürich, 21-25 July*, Lisse : Balkema. 355-260.
- HARRIS, C. SMITH J.S., DAVIES, M.C. ET REA, B.R. (2007). An investigation of periglacial slope stability in relation to soil properties based on physical modelling in the geotechnical centrifuge. *Geomorphology*, 93, 437-459.
- HARRIS, C. ET KERN-LUETSCHG, M. (2008). Centrifuge Modelling of Solifluction Processes : Displacement Profiles Associated with One-sided and Two-sided Active Layer Freezing. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19, 379-392.
- HARRIS, C., KERN-LUETSCHG, M., SMITH, F. ET ISAKSEN, K. (2008). Solifluction Processes in an Area of Seasonal Ground Freezing, Dovrefjell, Norway. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19, 31–47.
- HARRIS, C., KERN-LUETSCHG, M., MURTON, J., FONT, M., DAVIES, M. ET SMITH, F. (2008b). Solifluction Processes on Permafrost and Non-permafrost Slopes : Results of a Large-scale Laboratory Simulation. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19, 359–378.
- HIGASHI, A. ET CORTE, A. (1971). Solifluction : a model experiment. *Science*, 171, 3970, 480-482.
- HIRAKAWA, K. (1989). Downslope movement of solifluction lobes in Iceland : a tephrostratigraphic approach. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, 24, 15-30.
- HÖGBOM, B. (1914). Über die geologische Bedeutung des Frostes. *Geological Institute Bulletin, Uppsala University*, 12, 257-390.
- HUGENHOLTZ H.C. ET LEWKOWICZ A.G. (2002). Morphometry and Environmental Characteristics of Turf-Banked Solifluction Lobes, Kluane Range, Yukon Territory, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13, 301–313.
- IUGG (CCS)-UNEP-UNESCO (2005). *Fluctuations of Glaciers 1995-2000, Vol. VIII*. Zürich : World Glacier Monitoring Service.
- JAESCHE, P., VEIT, H., STINGL, H. ET HUWE, B. (1997). Influence of water and heat dynamics on solifluction movements in a periglacial environment in the Eastern Alps (Austria). In



- Iskander, I.K. (Ed), *Proc. Int. Symp., Physics, Chemistry and Ecology of Seasonally Frozen Soils (Fairbanks, Alaska)*. CRREL Spec.Rep. 97 (10). 80-86.
- JAESCHE, P. (1999). *Bodenfrost und Solifluktdynamik in einem alpinen Periglazialgebiet (Hohe Tauern, Osttirol)*. Bayreuth : Naturwissenschaftliche Gesellschaft Bayeuth.
- JAESCHE, P., BERND, H. ET STINGL, H. (2002). Temporal Variability of alpine solifluction : a modelling approach. *Geographica Helvetica*, 57, 157-169.
- JAESCHE, P., VEIT, H. ET HUWE, B. (2003). Snow Cover and Soil Moisture Controls on Solifluction in an Area of Seasonal Frost, Eastern Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14, 399-410.
- JAHN, A. (1967). Some features of mass movement on Spitzbergen slopes. *Geografiska Annaler*, 49, 213-225.
- JOHANSSON, A., REISS, D., HAUBER, E., ZANETTI, HIESINGER, H., JOHANSSON, L. ET OLVMO, M. (2012). Periglacial mass-wasting landforms on Mars suggestive of transient liquid water in the recent past : Insights from solifluction lobes on Svalbard. *Icarus*, 218, 489-505.
- KAPLINA, T.N. (1965). *Cryogenic slope processes*. Moscow : Nauka Press.
- KING, C.A.M. (1976). *Periglacial processes*. Stroudsburg : Dowden, Hutchinson & Ross, Inc.
- KINNARD, C. ET LEWKOWICZ, A.G. (2005). Movement, moisture and thermal conditions at a turf-banked solifluction lobe, Kluane Range, Yukon Territory, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16, 261-275.
- KUMMERT, M. (2012). *Cartographie géomorphologique de la dynamique sédimentaire et torrentielle de haute montagne. Le cas du bassin versant des Aiguilles Rouges d'Arolla, Val d'Hérens (VS)*. Mémoire de master. Lausanne : Université, Faculté des géosciences et de l'environnement, Institut de géographie.
- LABHART, T. ET DECROUEZ, D. (1997). *Géologie de la Suisse*. Lausanne : Delachaux et Niestlé SA.
- LAMBIEL, C. (1999). *Inventaire des glaciers rocheux entre le Val de Bagnes et le Val d'Héremence (Valais)*. Mémoire de Licence. Lausanne : Université, Institut de géographie.
- LAMBIEL, C. (2006). *Le pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité: distribution, régime thermique et instabilités*. Thèse de doctorat. Institut de Géographie, Faculté des géosciences et de l'environnement, Université de Lausanne, Suisse.
- LAMBIEL, C. ET DELALOYE, R. (2004). Contribution of real time kinematic GPS in the study of creeping mountain permafrost, Examples the Western Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15, 229-241.
- LAMBIEL, C. ET PIERACCI, K. (2008). Permafrost distribution in talus slopes located within the alpine periglacial belt, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19, 293-304.





- LEWKOWICZ, A.G. (1988). Slope Processes. In Clark, M.J. (Dir), *Advances in periglacial geomorphology*. Chichester : John Wiley & Sons Ltd. 325-368.
- LEWKOWICZ, A.G. (1992). A solifluction meter for permafrost sites. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, 11-18.
- LEWKOWICZ, A.G. ET HARRIS, C. (2005). Morphology and geotechnique of active-layer detachment failures in discontinuous and continuous permafrost, northern Canada. *Geomorphology*, 69, 275-297.
- LISTER, G.S., LIVINGSTONE, D.M., AMMANN, B., ARIZTEGUI, D., HAEBERLI, W., LOTTER, A., OHENLDORF, C., PFISTER, C., SCHWANDER, J., SCHWEINGRUBER, F.H., STAUFFER, B. ET STURM, M. (1998). Alpine paleoclimatology. In Cebon, P., Dahinden, U., Davies, H., Imboden, D.M. et Jaeger, C.C. (Eds), *Views from the Alps : Regional perspectives on climate change*. Cambridge : University Press. 73-169.
- MACKAY, J.R. (1981). Active layer slope movement in a continuous permafrost environment, Garry Island, Northwest Territories, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 1666-1680.
- MACKAY, J.R. ET MATHEWS, W.E. (1974). Movement of sorted stripes, the Cinder Cone, Garibaldi Park, BC, Canada. *Arctic and Alpine Research*, 6, 245-254.
- MARTHALER, M. (2001). *Le Cervin est-il africain ? Une histoire géologique entre les Alpes et notre planète (3<sup>ème</sup> édition)*. Lausanne : Loisirs et Pédagogie.
- MARTHALER, M. ET STAMPFI, G. (1989). Les schistes lustrés de la nappe du Tsaté : un ancien prisme d'accrétion issu de la marge active apulienne ? *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*, 69, 211-216.
- MATSUMOTO, H. ET ISHIKAWA, M. (2002). Gelifluction within a solifluction lobe in Krakevagge valley, Swedish Lapland. *Geografiska Annaler*, 84 A, 261-266.
- MATSUMOTO, H., YAMADA, S. ET HIRAKAWA, K. (2010). Relationship Between Ground Ice and Solifluction: Field Measurements in the Daisetsu Mountains, Northern Japan. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21, 78-89.
- MATSUOKA, N. (1994). Continuous recording of frost heave and creep on a Japanese alpine slope. *Arctic and Alpine Research*, 26, 245-254.
- MATSUOKA, N. (1998). Modelling frost creep rates in an alpine environment. *Permafrost Periglacial Processes*, 9, 397-409.
- MATSUOKA, N. (2001). Solifluction rates, processes and landforms : a global review. *Earth Science Reviews*, 55, 107-134.
- MATSUOKA, N. (2005). Temporal and spatial variations in periglacial soil movements on alpine crest slopes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, 41-58.



- MATSUOKA, N. (2010). Solifluction and Mudflow on a Limestone Periglacial Slope in the Swiss Alps : 14 Years of Monitoring. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21, 219-240.
- MATSUOKA, N. (2011). Climate and material control on periglacial soil processes : Toward improving periglacial climate indicators. *Quaternary Research*, 75, 356-365.
- MATSUOKA, N., IKEDA, A. ET DATE, T. (2005). Morphometric Analysis of Solifluction Lobes and Rock Glaciers in the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16, 99-113.
- MICHEL, J.-P., CARPENTER, M.S.N. ET FAIRBRIDGE, R.W. (2004). *Dictionnaire des sciences de la Terre*, 4<sup>ème</sup> édition. Paris : Dunod.
- MORARD, S., SCAPOZZA, C., DUHEM, V., REYNARD, E. ET DELALOYE, R., (2009). Géomorphologie de la montagne – fiches pour l'enseignant. *Site de la Société Suisse de Géomorphologie (SSGm)* [en ligne]. <http://www.unifr.ch/geoscience/geographie/montagne> (consulté le 26.11.12).
- NICHOLS, D.A. (1932). Solifluction and other features in Northern Canada shown by photographs from the air. *Royal Society of Canada Transactions*, 4, 267-269.
- OZENDA, P. (1985). *La végétation de la chaîne alpine dans l'espace montagnard européen*. Paris : Masson.
- OLIVA, M., SCHULTE, L. ET ORTIZ, A.G. (2009). Morphometry and Late Holocene Activity of Solifluction Landforms in the Sierra Nevada, Southern Spain. *Permafrost and Periglacial Processes*, 20, 369-382.
- PAYETTE, S., BOUDREAU, F. ET GAGNON, R. (1985). Gélifluxion néoglaciale dans une combe à neige à la limite des arbres, Québec nordique. *Géographie physique et Quaternaire*, 39, 91-97.
- PECH, P. (1996). Modalité de la cryoreptation sur le plateau de Bure (2600 m) dans le massif du Dévoluy (Hautes-Alpes, France). *Geomorphologie : relief, processus, environnement*, 2, 37-59.
- PRICE, L.W. (1991). Subsurface movement on solifluction slopes in the Ruby Range, Yukon Territory, Canada, A 20 years study. *Arctic and Alpine Research*, 23, 200-205.
- REYNARD, E., HOLZMANN, C., LAMBIEL, C. ET PHILLIPS, M. (2005). *Légende géomorphologique de l'IGUL et Guide pratique pour le levé de cartes géomorphologiques*. Lausanne : Institut de géographie.
- RIDEFELT, H. (2009). Spatial and Temporal Variations of Solifluction and Related Environmental Parameters in the Abisko Mountains, Northern Sweden. *Digital Comprehensive Summaries of Uppsala Dissertations from the Faculty of Science and Technology*, 648.
- RIDEFELT, H. ET BOELHOUWERS, J. (2006). Observations on Regional Variation in Solifluction Landform Morphology and Environment in the Abisko Region, Northern Sweden. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17, 253-266.



- RIDEFELT, H., BOELHOUWERS, J. ET ETZELMÜLLER, B. (2011). Local variations of solifluction activity and environment in the Abisko Mountains, Northern Sweden. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36, 2042-2053.
- ROLIN, D. (2001). *Etude morphodynamique d'un bassin versant de haute montagne alpine : la Grande Sassièrè (Tignes – Savoie)*. Thèse de doctorat. Université Paris XII – Val de Marne, U.F.R. de lettres, Sciences humaines, Département de géographie.
- RUSSELL, R. J. (1964). Mass-movement in contrasting latitudes. *Report of the 6th INQUA Congress, Warsaw*, 4, 143-153.
- SCAPOZZA, C. (2008). *Contribution à l'étude géomorphologique et géophysique des environnements périglaciaires des Alpes Tessinoises orientales*. Mémoire de master. Lausanne : Université, Faculté des géosciences et de l'environnement, Institut de géographie.
- SCAPOZZA, C. (2012). *Stratigraphie, morphodynamique, paléoenvironnements des terrains sédimentaires meubles à forte déclivité du domaine périglaciaire alpin*. Thèse de doctorat. Institut de Géographie, Faculté des géosciences et de l'environnement, Université de Lausanne, Suisse.
- 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, 15-32.
- SCHNEEBELI, W. ET ROETHLISBERGER, F. (1976). 8000 Jahre Walliser Gletschergeschichte : Ein Beitrag zur Erforschung des Klimaverlaufs in der Nacheiszeit. *Die Alpen (SAC)*, 52 (3/4), 5-134.
- SCHULTE, L. (2002). Climatic and human influence on river systems and glacier fluctuations in southeast Spain. *Quaternary International*, 93-94, 85-100.
- SERVICE DES ROUTES ET DES COURS D'EAU (1997). Solifluxion de la moraine du Dolent, Effondrement du 10 juillet 1990. Avis géologique du géologue cantonal. Sion : Département des transports, de l'équipement et de l'environnement.
- SHARPE, C.F.S. (1938). *Landslides and related phenomena, a study of mass-movements of soil and rock*. New York : Columbia University Press.
- SMITH, D.J. (1988). Rates and controls of soil movement on a solifluction slope in the Mount Rae area, Canadian Rocky Mountains. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.*, 71, 25-44.
- SMITH, D.J. (1992). Long-term Rates of Contemporary Solifluction in the Canadian Rocky Mountains. In Dixon, J.C., Abrahams, A.D. (Dir.), *Periglacial Geomorphology*. Chichester : John Wiley & Sons. 203-221.



- STEINMANN, S. (1978). Postglaziale Reliefgeschichte und gegenwärtige Vegetationsdifferenzierung in des alpinen Stufe der Südtiroler Dolomiten (Puez- und Sellagruppe). *Landschaftsgenese und Landschaftsökologie*, 2, 1-93.
- STRÖMQUIST, L. (1983). Gelifluction and Surface Wash, Their Importance and Interaction on a Periglacial Slope. *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography*, 65, 3/4, 245-254.
- SUMMERFIELD, M.A. (1991). *Global geomorphology*. Edinburgh : Paerson.
- TODISCO, D., BERTRAN, P. ET PECH, P. (2000). Déplacements superficiels et contrôle climatique des coulées à front pierreux de La Mortice, Haute-Ubaye, Alpes Françaises du Sud. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11, 97-108.
- TURATTI, A. (2002). La discontinuité du pergélisol dans l'éboulis des Lapires (Nendaz-VS). Travail de diplôme. Fribourg : Université [non publié].
- VEIT, H. (1988). Fluviale und solifluidale Morphodynamik des Spät- und Postglazials in einem zentralalpiner Flusseinzugsgebiet (Südliche Hohe Tauern, Osttirol), *Bayreuther Geowissenschaftliche Arbeiten*, 13, 1-167.
- VEIT, H. (1993). Holocene solifluction in the Austrian and southern Tyrolean Alps ; dating and climatic implications. In Frenzel, B. (Ed), *Solifluction and climatic variations in the Holocene*. Stuttgart : Fischer. 23-32.
- VAN VLIET-LANOË, B. (1995). Solifluxion et transferts illuviaux dans les formations périglaciaires litées, Etat de la question. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 1, 85-113.
- WASHBURN, A.L. (1973). *Periglacial processes and environments*. London : Edward Arnold Publishers Ltd.
- WASHBURN, A.L. (1965). Geomorphic and vegetational studies in the Mesters Vig District, Northeast Greenland. *Meddelelser om Gronland*, 166 (1), 60.
- WASHBURN, A.L. (1979). *Geocryology : A Survey of Periglacial Processes and Environments*. London : Edward Arnold Publishers Ltd.
- WERNER, P. (1988). *Connaître la nature en Valais, La Flore*. Martigny : Editions Pillet.
- WIESE, O.R. (1983). *Das Periglazial, Geomorphologie und Klima in gletscherfreien kalten Regionen*. Berlin : Gebrüder Borntraeger.
- YAMADA, S., MATSUMOTO, H. ET HIRAKAWA, K. (2000). Seasonal Variation in Creep and Temperature in a Solifluction Lobe : Continuous Monitoring in the Daisetsu Mountains, Northern Japan. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11, 125-135.
- WILLIAMS, P.J. ET SMITH, M.W. (1989). *The frozen Earth*. New York : Cambridge University Press.

