



UNIL | Université de Lausanne
Faculté des géosciences
et de l'environnement

Master of Science in Geography

Etude géomorphologique d'un versant en zone périglaciaire alpine Le cas du versant ouest de la Tsa (Valais, Suisse)

Lucie Vuilleumier

Sous la direction du Dr. Christophe Lambiel
Expert: Cristian Scapozza



Maîtrise universitaire ès sciences en géographie | Juin - 2011



Institut de géographie, Université de Lausanne | www.unil.ch/igul

Photo de couverture

L'Aiguille de la Tsa (3668 m). Photo: L. Vuilleumier (sauf mention contraire, toutes les photos sont de l'auteur).

Table des matières

Remerciements	5
Résumé	6
1. Introduction	7
1.1 Cadre général	9
1.2 Contexte d'étude	9
1.3 Etat des connaissances	10
1.4 Problématique du travail	12
1.2.1 Questions de recherche et objectifs	12
1.2.2 Méthodes utilisées	13
1.5 Plan de recherche	14
2. Cadre théorique	13
2.1 Le domaine périglaciaire alpin	15
2.1.1 Définition et répartition	15
2.1.2 Agents du modelé	15
2.2 Le pergélisol	16
2.2.1 Définition	16
2.2.2 Stratigraphie	17
2.2.3 Profil thermique vertical d'un pergélisol	18
2.2.4 Facteurs de contrôle et répartition	19
2.2.5 Le pergélisol dans les parois rocheuses	20
2.2.6 Le pergélisol actuellement	21
2.3 Mouvements gravitaires	23
2.3.1 Définition et causes	23
2.3.2 Classification des instabilités	25
2.3.3 Le versant considéré comme un système	30
2.3.4 Dangers et risques naturels	31
2.4 Les glaciers rocheux	33
2.4.1 Définition	33
2.4.2 Typologie et classification	33
2.4.3 Formation et facteurs de contrôle	35
2.4.4 Rhéologie	35
2.4.5 Moraine de poussée	36
3. Méthodes	37
3.1 La cartographie et les observations géomorphologiques	39
3.2 Le GPS différentiel	41
3.3 La géoélectrique	43
3.4 La photogrammétrie	47
3.5 L'interférométrie radar satellitaire (InSAR)	48

4. Zone d'étude	51
4.1 Cadre géographique	53
4.2 Cadre géologique	55
4.3 Cadre climatique	57
4.3.1 Climat	57
4.3.2 Caractéristiques climatiques durant la période d'étude	57
4.4 Distribution du pergélisol dans le versant	58
5. Etude géomorphologique	61
5.1 Etude géomorphologique	63
5.1.1 Les formes structurales	66
5.1.2 Les processus et formes glaciaires	66
5.1.3 Les processus et formes gravitaires	76
5.1.4 Les formes et processus périglaciaires	80
5.1.5 Les formes et processus fluviales	90
5.1.6 Synthèse du chapitre	94
5.2 Risques et dangers naturels dans le versant de la Tsa	95
5.2.1 Les glissements rocheux de Perroc et de la cabane de la Tsa	96
5.2.2 Les chutes de blocs	97
5.2.3 La torrencialité	98
5.2.4 Le glacier rocheux des Lésés	100
5.2.5 Le glacier rocheux de la Roussette	102
5.2.6 Synthèse du chapitre	111
5.3 Transfert sédimentaire du versant de la Tsa	113
6. Conclusion	119
6.1 Synthèse	121
6.2 Conclusion	123
7. Références bibliographiques	125

Remerciements

Il serait utopique de croire qu'un mémoire est le fruit du travail de son auteur seulement. Nombreuses sont les personnes qui m'ont accompagnées et soutenues durant cette tâche ardue. Je tiens à remercier particulièrement:

- **Christophe Lambiel**
- **Cristian Scapozza**
- **Charly Wuilloud**
- **Cécile Fauchère**
- **Danièle Pralong**
- **Pierre-Alain Sierro**
- **René Macherel**
- **Manon Rosset**
- **Mes parents**
- **Léonard, Arthur, Antoine, Roxane et Jean-Baptiste**
- **Xavier Jobin**
- **Raphaël**

Résumé

Le but de ce mémoire est de mieux comprendre la dynamique sédimentaire d'un versant périglaciaire alpin dans une dimension spatiale et temporelle.

La zone d'étude est le versant ouest de la Tsa (604'890/97'390), en rive droite du val d'Arolla au sud du Valais central. Ce versant s'étend entre 1850 et 3700 m d'altitude environ et il est composé de formes et processus variés (glaciaires, périglaciaires, gravitaires, et fluviaux) en raison de la forte extension verticale du versant et de la mixité des formes héritées et actives qui en font une zone complexe.

Depuis la fin de la dernière glaciation, les environnements de montagne sont soumis à un rééquilibrage constant des versants. Ce phénomène fait que les zones alpines sont fragiles et en ajustement constant. Cette étude vise à faire état de la dynamique et du transfert sédimentaire au sein du versant de la Tsa et de voir si cette dynamique est accentuée par le changement climatique global. Les méthodes utilisées ont été l'observation géomorphologique (transcrite sous forme de carte notamment), des mesures au GPS différentiel, de la géoélectrique et l'interférométrie satellitaire (InSAR).

Les résultats obtenus montrent que les formations superficielles qui sont le plus soumises à de l'érosion, sont celles à forte composante sédimentaire (bastions morainiques, glaciers rocheux, glissement rocheux). Ils sont affectés par la torrentialité, les chutes de blocs et le fluage périglaciaire. Bien que des événements de lave torrentielle et chute de bloc marquants ont eu lieu ces cinq dernières années, il faudrait toutefois des mesures plus précises et sur le plus long terme pour attester d'un changement de dynamique d'un versant comme celui de la Tsa. En revanche, on peut s'attendre à une recrudescence d'événements ponctuels à l'avenir, tels que des chutes de blocs ou laves torrentielles, en regard de l'histoire passée et récente et ainsi qu'une probable dégradation du pergélisol.

1. Introduction



Photo du chapitre

Coucher du soleil automnal sur l'Aiguille de la Tsa (3668 m).

1.1 Cadre général

Le pergélisol est un phénomène thermique qui affecte les zones de haute latitude et haute altitude et participe à la stabilité des versants. Dans les Alpes suisses, c'est environ 5 à 6% du territoire qui est occupé par ce phénomène, soit le double de la surface que couvrent les glaciers (Keller et al. 1998).

Les conditions d'existence du pergélisol alpin dépendent de différents facteurs (MAAT, enneigement, rayonnement solaire, etc...) et de l'échelle d'analyse (régionale, locale, objet) (Lambiel, 2006) mais de manière globale, c'est surtout à la température moyenne annuelle de l'air (MAAT) qu'il est le plus sensible (de par sa définition même). Or, depuis la fin du PAG, les environnements alpins sont soumis à un réajustement des versants dû à un changement climatique; ce qui induit actuellement un déséquilibre de la plupart des pergélisols alpins avec les conditions climatiques actuelles (Delaloye et al. 2010). Si le changement climatique se poursuit, les couches de subsurfaces en zone périglaciaire alpine pourraient alors subir des événements gravitaires récurrents (Harris et al. 2009; Ravelin, 2011).

La recherche sur les milieux alpins soumis à des conditions de pergélisol est donc primordiale, car sa dégradation peut entraîner une inactivation des formes, ou au contraire une accélération dynamique (Kääb et al. 2005). Trois types d'instabilités vont découler de cette dernière: une augmentation du flux sédimentaire, la réactivation de formes inactives (glacier rocheux par exemple) et des glissements de terrain (Lugon et al. 2008).

Le but de cette étude est de contribuer à la recherche sur le pergélisol et son lien avec des mouvements de terrain. Il s'agit d'observer un versant périglaciaire alpin et de faire état de sa dynamique sédimentaire dans une dimension spatiale et temporelle afin de voir si des changements marquants sont en cours. Le choix de la zone d'étude s'est porté sur le versant ouest de la Tsa, dans le val d'Arolla, car celui-ci est restreint et concentre des formes et processus variés (glaciaires, fluviaux, périglaciaires et gravitaires).

Ce type d'étude permet (dans une certaine mesure) d'améliorer les connaissances sur les conditions actuelles alpines et d'évaluer les processus et les formes les plus actifs et dominants (donc potentiellement dangereux) (Gruber, 2009).

1.2 Contexte d'étude

Deux raisons majeures font qu'il est fondamental d'étudier le pergélisol et ses réactions face aux changements en cours (Cossard, 2011): premièrement parce qu'il constitue une menace pour l'homme et ses infrastructures et ce d'autant plus que les Alpes sont la chaîne de montagne la plus peuplée au monde (Beniston, 2010) et deuxièmement parce qu'il constitue un enjeu scientifique majeur pour une meilleure connaissance de la réponse du pergélisol face aux changements climatiques (Kääb et al. 2007; Roer et al. 2008).

Le pergélisol participe à la stabilité des versants, or les scientifiques constatent depuis une quinzaine d'année une augmentation des vitesses de glaciers rocheux, en particulier ceux à la limite inférieure du pergélisol (Roer et al. 2005).

Si l'on considère alors un versant comme un réservoir sédimentaire, colmaté par du pergélisol, sa dégradation peut entraîner un déséquilibre du flux sédimentaire et du stock (qui perd sa cohésion). C'est par exemple le cas dans des moraines ou glaciers rocheux. Cette décohésion entraîne une potentielle augmentation des dangers naturels (laves torrentielles, chutes de blocs, éboulements, etc...) (Lugon & Monbaron, 1998; Rouiller, 2006).

Il est donc important d'étudier le milieu périglaciaire alpin, pour mieux comprendre la dynamique de ses formes et les conséquences qui peuvent découler de leur déstabilisation. Ce d'autant plus dans un contexte de changement climatique, car de nouveaux aléas risquent de toucher l'homme et ses infrastructures, en terme d'ampleur et d'effets à basse altitude (Delaloye interviewé par Besson, 13 janvier 2009).

1.3 Etat des connaissances

La recherche sur le pergélisol alpin est relativement récente et les scientifiques s'intéressent depuis une quinzaine d'année à sa dynamique et aux réponses de ce dernier face au changement climatique.

En effet, les scientifiques ont remarqué des changements de dynamique du milieu périglaciaire alpin comme par exemple une augmentation des vitesses de fluage des glaciers rocheux (Delaloye et al. 2010), des éboulements et écroulements (Ravanel, 2011) ou encore des laves torrentielles (Stoffel et al. 2011). Tous ces événements sont des réponses à la dégradation du pergélisol, qui peuvent avoir des conséquences sur l'homme et ses infrastructures.

Afin de mieux comprendre les réactions du pergélisol, il s'agit de l'étudier avec un certain nombre de méthodes. Pour un suivi des vitesses de déformation d'un terrain meuble, le GPS différentiel, l'interférométrie radar satellitaire, le LIDAR ou encore la photogrammétrie sont utilisés. Pour les mesures thermiques, des forages ou des capteurs de températures sont nécessaire, tandis que si l'on veut appréhender sa couverture spatiale, il faudra des mesures BTS (*Bottom Temperature of the Snow cover*). Enfin la structure interne d'un pergélisol peut être étudiée par des méthodes de géoélectrique. Toutes ces mesures permettent de suivre l'évolution du pergélisol.

Enfin, le pergélisol alpin est situé en altitude, mais sa dégradation peut entraîner des réactions en chaîne, comme par exemple une lave torrentielle. Cela implique d'avoir une vision globale de sa localisation dans un versant, ce qu'offre l'analyse systémique du transfert sédimentaire, où le versant est considéré comme une chaîne de processus allant de l'érosion au transfert puis au dépôt de matériaux (Otto & Dikau, 2004).

1.4 Problématique du travail

Le but de ce travail est de rendre compte de la dynamique sédimentaire d'un versant alpin en zone périglaciaire, dans une dimension spatiale et temporelle.

1.2.1 Questions de recherche et objectifs

Ce travail a pour but d'étudier un versant périglaciaire alpin et sa dynamique. Il vise à connaître les formes superficielles les plus actives face aux changements en cours. Voici les questions auxquelles il faudra répondre :

- 1. Quelle est la stabilité d'un versant alpin en zone périglaciaire ?**
 - 1.1. Comment s'opère le transfert sédimentaire dans le versant ?
 - 1.2. Quelles sont les formations superficielles où les processus sont les plus actifs ?
 - 1.3. Quelles sont les zones potentiellement dangereuses du versant ?
 - 1.4. Existe-t-il un lien entre ces zones dangereuses et le pergélisol ?

Il s'agit donc de s'intéresser au rôle du pergélisol dans le versant de la Tsa et plus précisément de définir des zones présentant des signes d'instabilités (présentes ou passées).

Une fois ces zones définies, il faudra évaluer la source de danger potentiel qu'elles représentent pour l'homme et ses activités.

Dans un deuxième temps, il s'agit d'étudier l'évolution récente d'un versant en zone périglaciaire, et notamment, si des changements marquants se sont produits ces 30 dernières années. En clair, voici les autres questions qui se posent:

- 2. Y a-t-il des changements de dynamique sédimentaire (accélération par exemple) à l'échelle spatiale et temporelle dans un versant ?**
 - 2.1. Quelle est l'évolution passée du versant (ces 30 dernières années)?
 - 2.2. Quelle est l'évolution présente? Y a-t-il un changement de dynamique?
 - 2.3. Quelle est son évolution future possible, en regard du contexte actuel?

Avoir un regard sur les événements passés permet de mieux connaître l'histoire et l'évolution d'un milieu. En essayant de reconstituer l'histoire récente du versant, on contribue à évaluer son évolution probable future (à moyen terme) et à évaluer les zones à risque pour l'homme.

Pour répondre au mieux à ces questions, j'ai choisi d'utiliser comme cas d'étude le versant ouest de la Tsa (605 029 / 97 669.), dans le Val d'Hérens en Valais central. Ce versant raide possède des formes et des processus variés (périglaciaires, glaciaires, gravitaires et fluviaux) sur une superficie restreinte (environ 6 km²), lui conférant tout son intérêt dans le cadre de cette recherche.

1.2.2 Méthodes utilisées

Différents outils et méthodes ont été employés pour répondre à la problématique.

- Un travail d'observation et de **cartographie géomorphologique** a été entrepris durant l'été 2010 pour comprendre et interpréter les phénomènes du versant.
- Le suivi de mouvements de blocs sur le glacier rocheux de la Roussette a été fait entre juin et octobre 2010 à l'aide d'un **GPS différentiel**. Dans un premier temps, le but était de faire un suivi saisonnier de ce glacier rocheux, mais pour des raisons de sécurité (avalanches notamment) et d'accès, les mesures n'ont pas pu être réalisées.
- Sur le même glacier rocheux, une campagne de **mesures géoélectriques** a été réalisée durant l'été 2010.
- Pour évaluer l'évolution des processus et des formes dans le versant nous avons utilisé des **photos aériennes** à différentes années d'intervalle (1967, 1999 et 2005).

1.5 Plan de recherche

La première partie de ce mémoire pose les bases théoriques nécessaires à la compréhension du travail (**chapitre 2**). Il développe notamment ce que sont un environnement périglaciaire alpin (**2.1**), le pergélisol (**2.2**), les différents mouvements gravitaires (**2.3**), ou encore les glaciers rocheux (**2.4**). Le **chapitre 3** développe, quant à lui, les différentes méthodes utilisées dans le cadre de ce travail: la cartographie géomorphologique (**3.1**), le GPS différentiel (**3.2**), la géoélectrique (**3.3**), la photogrammétrie (**3.4**) et l'interférométrie radar (**3.5**). Enfin, le **chapitre 4** situe et détaille la zone d'étude.

La seconde partie du travail rentre dans le vif du sujet en présentant au **chapitre 5** une étude géomorphologique détaillée du versant de la Tsa (**5.1**), suivie par un zoom sur les zones présentant un danger naturel potentiel pour l'homme (**5.2**) et enfin une analyse systémique du transfert sédimentaire du versant (**5.3**).

2. Cadre théorique



Photo du chapitre

Vue sur le glacier rocheux de la Roussette et sur le Pigne d'Arolla au second plan.

2.1 Le domaine périglaciaire alpin

2.1.1 Définition et répartition

Le terme «périglaciaire» a été introduit au début du XX^{ème} siècle par le géologue Walery von Lozinski (1909) pour désigner les conditions climatiques et géomorphologiques des zones environnantes aux calottes glaciaires du Quaternaire. Depuis, le terme a été élargi et désigne des conditions climatiques froides non-glaciaires (French, 2007). La présence d'un glacier n'est ainsi pas indispensable tant spatialement que temporellement.

Ces conditions climatiques spécifiques sont caractérisées «*par l'action du gel et/ou des processus liés au permafrost*» (Scapozza, 2008: 25) et se retrouvent dans différentes régions sur terre. On distingue ainsi le domaine périglaciaire de haute latitude et celui de haute altitude. En Suisse et dans les Alpes, le domaine périglaciaire alpin s'étend dans les zones alpines à partir de 2300 mètres d'altitude (Lambiel & Reynard, 2001).

2.1.2 Agents du modelé

Les principaux agents du modelé périglaciaire sont (French, 2007):

- la présence de glace dans le sol de manière temporaire ou pérenne;
- les phases de gel et dégel journalières ou saisonnières (gélifraction);
- et la neige, qui a une influence sur la température du sol et qui va en déterminer son régime thermique. Elle joue le rôle d'isolant thermique entre le sol et l'air.

Les formes qui découlent de ces agents sont diverses: des amas de gélifractions, de la gélifluxion, des sols structurés ou encore des buttes gazonnées, etc... (**fig. 2.1**). Pour plus de détails, se référer à French (2007).



Fig. 2.1 Exemples du modelé périglaciaire alpin: 1) Versant sud des Aiguilles Rouges d'Arolla et ses parois rocheuses fortement gélifractées. 2) Glacier rocheux au premier plan et éboulis dans la région de la Cassorte (Arolla). 3) Buttes gazonnées vers les Fontanesses (Arolla). 4) Loupes de solifluxion dans la région de Mille (Val de Bagnes).

2.2 Le pergélisol

2.2.1 Définition

Le pergélisol ou *permafrost* en anglais est une composante majeure du domaine périglaciaire alpin, il s'agit d' «**un phénomène purement thermique**» (Delaloye, 2004: 9), défini par Washburn (1979) comme étant du matériel de subsurface dont la température reste en dessous de 0°C durant au moins une année. Ce matériel comprend des matériaux rocheux divers, des éboulis, des parois rocheuses, de la moraine, etc... Mais n'implique pas forcément la présence de glace.

En Suisse, l'extension du pergélisol touche environ 5 à 6 % du territoire (**fig. 2.2**), soit deux fois plus de surface que les glaciers actuels (Keller et al. 1998). C'est donc un phénomène important dont la définition originale comprend plusieurs variations en fonction de la porosité, de l'état thermique ou encore de la surface qu'il couvre.

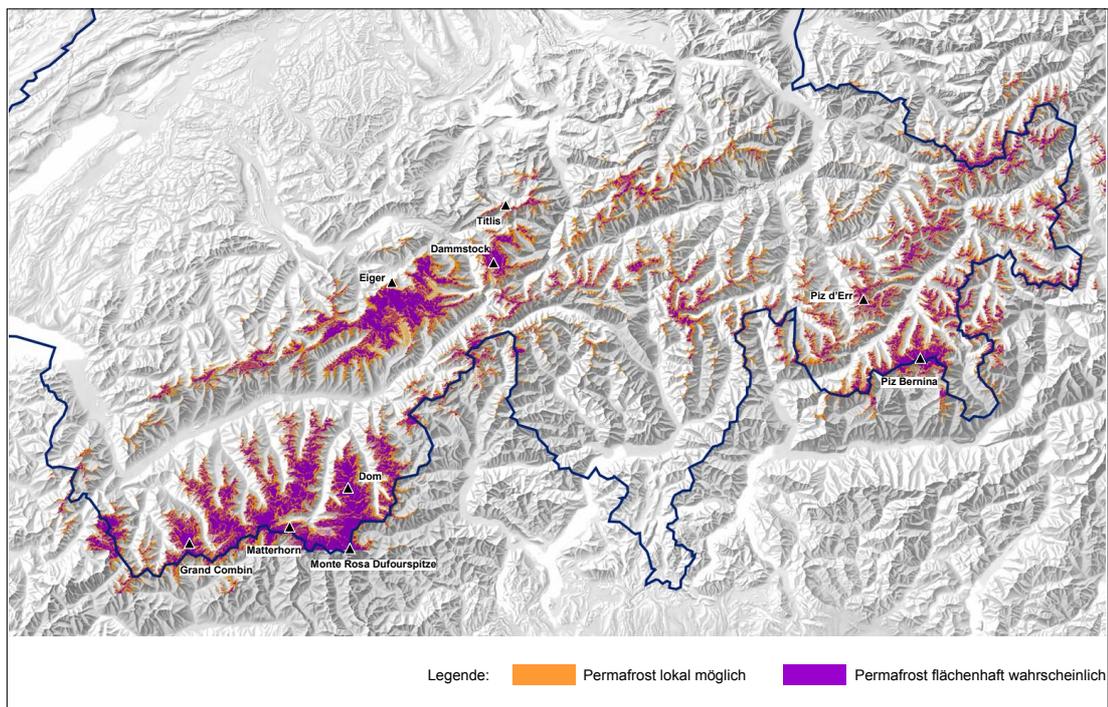


Fig. 2.2 Répartition du pergélisol dans les Alpes suisses. Tiré de OcCC (2007).

Suivant la porosité des matériaux, de l'eau peut s'infiltrer puis geler, permettant ainsi d'opérer une distinction du pergélisol en fonction de sa teneur en glace. Selon Barsch (1996), un pergélisol sera dit :

- **sec**, s'il ne contient pas de glace.
- **sous-saturé**, si la glace ne remplit pas le volume des vides
- **saturé**, si le volume de glace remplit les vides
- **sursaturé**, si le volume de glace est plus important que le volume des vides. Dans ce dernier cas de figure, un pergélisol pourra se mettre en mouvement si la pente est assez forte.

Delaloye (2004) propose d'étoffer la définition de Washburn, avec une classification sur l'état thermique d'un pergélisol qui sera considéré comme:

- **froid**, si sa température moyenne annuelle est inférieure à $-0,5^{\circ}\text{C}$.
- **semi-tempéré**, si sa température moyenne annuelle est entre $-0,5^{\circ}\text{C}$ et 0°C .
- **tempéré**, si sa température est invariablement proche de 0°C .

Enfin, il est possible de définir la couverture du pergélisol en fonction de son extension. Elle dépend alors de la MAAT (*Mean Air Annual Temperature*) et sa répartition dans un versant est dite (French, 2007) (**fig. 2.3**):

- **continu**, si l'extension est supérieure à 80% de la surface considérée. La MAAT est de l'ordre de -6 à -8°C , soit à une altitude d'environ 3300 m.
- **discontinu**, pour un pergélisol dont l'extension est comprise entre 30 et 80% pour des altitudes entre 2300 et 2400 m avec une MAAT de -1 à -2°C .
- **sporadique**, lorsqu'elle occupe moins de 30% d'une surface. Un pergélisol peut exister à basse altitude même lorsque la MAAT est supérieure à 0°C ¹.

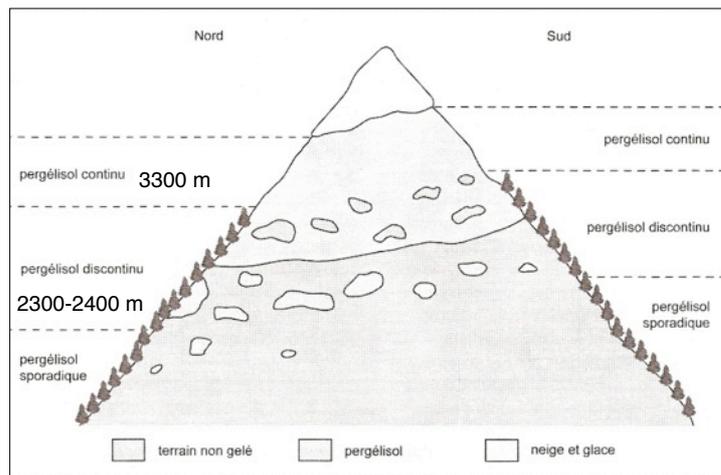


Fig. 2.3 Répartition du pergélisol en fonction de l'orientation et de l'altitude. Modifié de French (2007).

2.2.2 Stratigraphie

La stratigraphie d'un pergélisol se présente de la manière suivante (**fig. 2.4**) :

- **la couche active**, est la partie supérieure d'un pergélisol. Cette couche est sensible aux variations de température: elle dégèle au printemps et regèle en automne/début d'hiver. Elle atteint généralement une profondeur variant entre trois et cinq mètres dans les Alpes.
- **le corps du pergélisol** est la partie gelée en permanence, il peut cependant contenir des taliks (zones non gelées).
- **la base du pergélisol** qui constitue la limite entre le terrain gelé/non gelé.

¹ Par exemple au Creux du Van dans le Jura à 1200 m d'altitude.

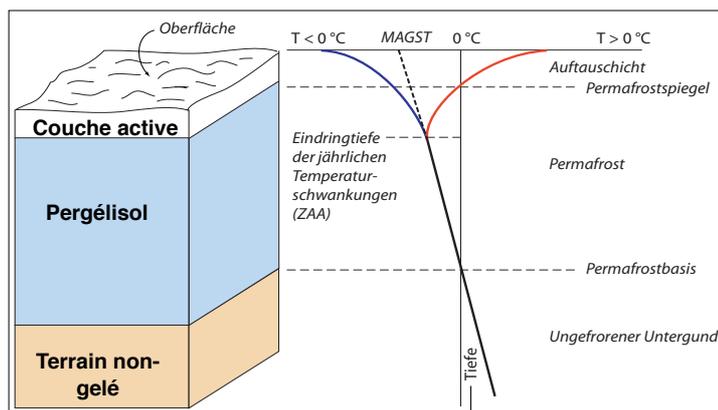


Fig. 2.4 Coupe du pergélisol et son profil thermique associé. Modifié d'après Noetzi & Gruber, 2005: 112).

2.2.3 Profil thermique vertical d'un pergélisol

La meilleure manière d'appréhender un pergélisol est d'obtenir sa courbe de température au moyen d'un forage. La forme de la courbe va alors donner des informations sur l'état de santé de ce dernier (**fig. 2.5**).

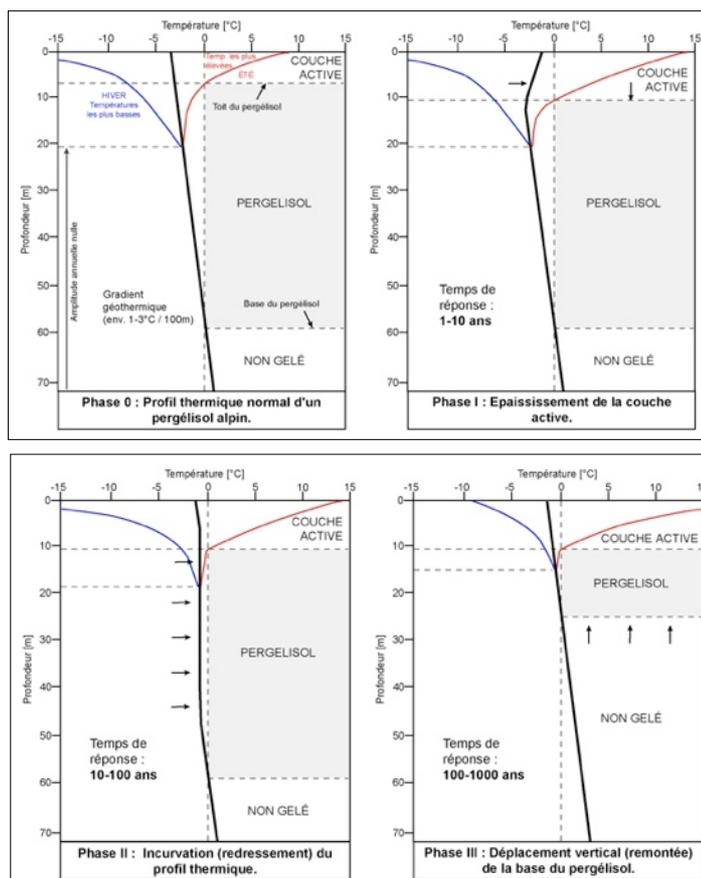


Fig. 2.5 Incurvation du profil thermique d'un pergélisol au cours du temps. La phase 0 montre un pergélisol en équilibre avec les conditions thermiques du moment. En revanche, si un réchauffement des températures se produit, les conditions d'existence d'un corps de pergélisol se réduisent. Tiré de Morard et al. (2009) d'après Haeblerli (1993 et al.).

Dans des conditions normales, le flux de chaleur géothermique augmente la température du sous-sol au fur et à mesure que l'on va en profondeur (de l'ordre de 1 -3°C/100 m) (Delaloye, 2004). Or, si un pergélisol est en adéquation avec les conditions climatiques du moment, son profil thermique sera rectiligne, mais incliné selon le gradient géothermique (Delaloye, 2004); dans le cas contraire, comme c'est globalement le cas dans les Alpes (PERMOS, 2007; 2010), le profil thermique s'incurvera en direction des températures positives. Selon Haeberli et al. (1993), les modifications d'un profil thermique d'un pergélisol se font de la manière suivante au cours du temps:

- **Variation d'épaisseur de la couche active:** Delaloye (2004) et Lambiel (2006) ont montré que la couche active du pergélisol des Lapires a augmenté après l'été caniculaire de 2003 et que celle-ci n'a pas diminué depuis. Cette variation correspond à la phase 1 de la **fig. 2.5** et a un temps de réponse qui se compte en années.
- **Incurvation du profil thermique:** dans un deuxième temps, le réchauffement va pénétrer en profondeur, impliquant une incurvation du profil thermique vertical. Le temps de réponse varie d'années en décennies. Les réseaux de monitoring PACE (*Permafrost and Climate in Europe*) et PERMOS (*Permafrost Monitoring in Switzerland*) (voir 2.2.7) montrent ce type de profil pour la plupart des pergélisols alpins, indiquant un déséquilibre entre les conditions thermiques du sol (*Mean Annual Ground Surface Temperature: MAGST*) et celles du sous-sol.
- **Déplacement vertical de la base du pergélisol:** est la dernière phase de rééquilibrage d'un profil thermique, qui se traduit par une diminution du corps de pergélisol. Elle met beaucoup plus de temps à se réaliser (décennies, siècles, voire millénaires) et ne semble pas être d'actualité pour les pergélisols monitorés (Morard et al. 2009).

2.2.4 Facteurs de contrôle et répartition

Haeberli (1985) et French (2007) ont proposé une limite de la répartition du pergélisol en fonction de la température de l'air. Or, cette distribution du pergélisol n'est pas complète, car la répartition du pergélisol répond à d'autres facteurs: température moyenne annuelle de l'air (MAAT), rayonnement solaire, caractéristiques de la surface du sol et de la couche active ainsi que de la neige (épaisseur et durée).

Pour être plus précis, Lambiel (2006) s'est inspiré des travaux de Gruber (2005) et propose un modèle des facteurs de contrôle en fonction de l'échelle d'analyse (**fig. 2.6**). Il distingue l'échelle régionale, l'échelle locale et enfin l'échelle de l'objet.

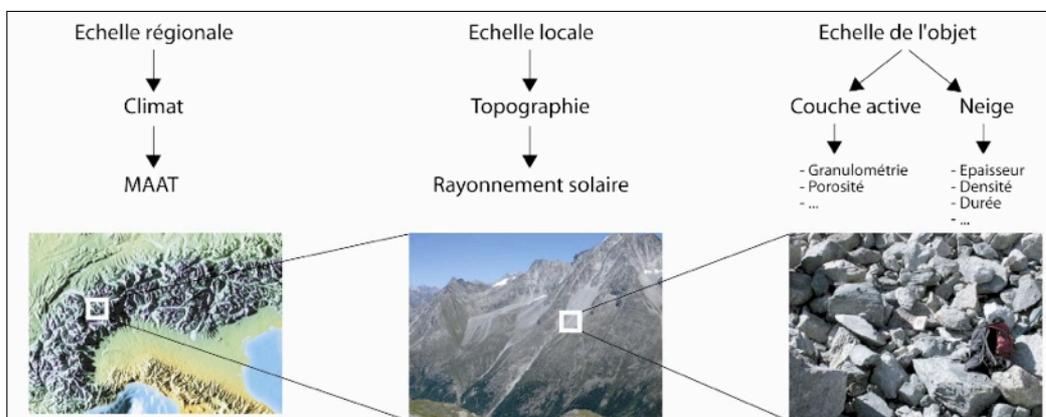


Fig. 2.6: Facteurs de contrôle de la répartition du pergélisol en fonction de l'échelle. Tiré de Lambiel (2006: 14).

- **À l'échelle régionale**, la répartition du pergélisol dépend en premier lieu de MAAT, qui décroît en fonction de l'altitude. C'est le facteur climatique déterminant pour la répartition du pergélisol. La MAAT peut changer au cours du temps (Lambiel, 2006).
- **À l'échelle locale**, c'est la topographie qui va influencer la répartition du pergélisol, la MAAT seule ne suffit pas à l'expliquer. Le rayonnement solaire est en effet directement influencé par la topographie (orientation, pente, etc...) et va influencer la température moyenne annuelle du sol (MAGST).
- **À l'échelle de l'objet**, les facteurs déterminants sont plus complexes en fonction du type de surface et du flux d'énergie qui en découle (Lambiel, 2006). On parle de décalage thermique entre la MAGST et la température moyenne annuelle du toit du pergélisol (MAPT) qui provient des 3 facteurs suivants (Scapozza, 2008):
 - la couche active du pergélisol varie d'un endroit à l'autre en fonction de sa lithologie, sa porosité et sa granulométrie.
 - la surface du terrain influence le bilan énergétique entre la couche active et l'atmosphère (Delaloye, 2004).
 - la neige a un rôle isolant entre le sol et l'air. En fonction de l'épaisseur du manteau neigeux et de sa durée notamment, elle va influencer la température du sol.

2.2.5 Le pergélisol dans les parois rocheuses

Une paroi rocheuse est caractérisée par une pente supérieure à 45°, par l'absence de neige quasi totale (annuelle) et par un régime thermique variable en fonction de l'orientation (Gruber et al. 2003; Lambiel, 2009). Ce type de formation peut contenir du pergélisol suivant son orientation ainsi que de la glace dans les fissures de la roche. La quasi absence de glace dans le pergélisol des parois rocheuses engendre une réponse plus rapide de ce dernier face à une augmentation des températures de l'air, par rapport à un pergélisol dans un terrain sédimentaire comportant plus de glace. Cette réaction rapide est due au flux de chaleur latente quasi nul en raison de l'absence de glace à fondre. La paroi rocheuse interagit ainsi directement avec l'atmosphère (Lambiel, 2009).

Une autre variation du pergélisol dans les parois rocheuses est sa limite inférieure plus élevée, en raison d'un échange direct entre l'atmosphère et le terrain, ce qui induit une réaction plus rapide des températures. Elle se situe vers 2700-2800 mètres d'altitude pour un versant nord et vers 3500 m pour un versant sud dans les Alpes (**fig. 2.7**) (Noetzli & Gruber, 2005).

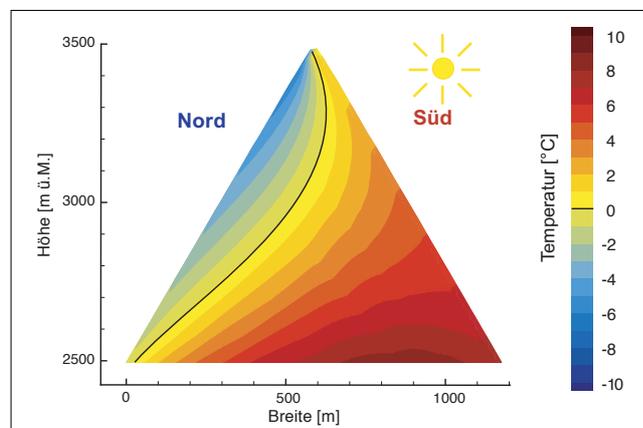


Fig. 2.7 En fonction de l'altitude et de l'orientation, le flux thermique va différer fortement sur une paroi rocheuse. Tiré de Noetzli & Gruber (2005: 117).

Les facteurs qui contrôlent le pergélisol des parois rocheuses sont les suivants (Gruber et al. 2003):

- **Le rayonnement solaire** qui touche la paroi rocheuse, il dépend de la hauteur du soleil par rapport à la paroi et à l'orientation de la paroi notamment.
- **Le flux de chaleur** qui se déplace par conduction à travers la montagne. Il détermine l'épaisseur du pergélisol en son sein.
- **Température de l'air**: dans un versant non exposé au rayonnement solaire, on considère que la température de la roche est semblable à celle de l'air.

2.2.6 Le pergélisol actuellement

La plupart des pergélisols alpins ne sont pas en équilibre avec les conditions climatiques actuelles (Delaloye et al. 2010). Si le changement climatique se poursuit, voire s'intensifie, on pourrait assister à une instabilité des couches de subsurface en zone périglaciaire dans les années à venir, menant à des événements gravitaires récurrents (Haeberli et al. 1993; Harris et al. 2003; Kääb et al. 2005; Haeberli et al. 2006; Bodin, 2007; Harris et al. 2009; Ravanel et al. 2011).

Le sujet intéresse donc les scientifiques, qui considèrent le pergélisol et les glaciers rocheux en particulier (Roer et al. 2008) comme un «*geoindicator*» for monitoring and assessing environmental change» (Berger & Lams, 1996: 10). C'est pourquoi en Europe et en Suisse, le monitoring et le suivi de l'évolution du pergélisol ont vus le jour depuis les années 90, grâce aux réseaux PACE (*Permafrost and Climate in Europe*) et PERMOS (*Permafrost Monitoring in Switzerland*).

Le projet PACE est un programme européen de recherche et a développé sept stations de mesures avec des forages allant de la Norvège à l'Espagne. Quant au réseau suisse PERMOS, il s'intéresse au suivi systématique des températures à long terme afin de documenter l'évolution du pergélisol. PERMOS utilise les forages, les températures de surface (BTS) et les études de mouvements (photogrammétrie, photos aériennes, etc...) pour ses études (Vonder Mühll et al. 2007) (**fig. 2.8**).

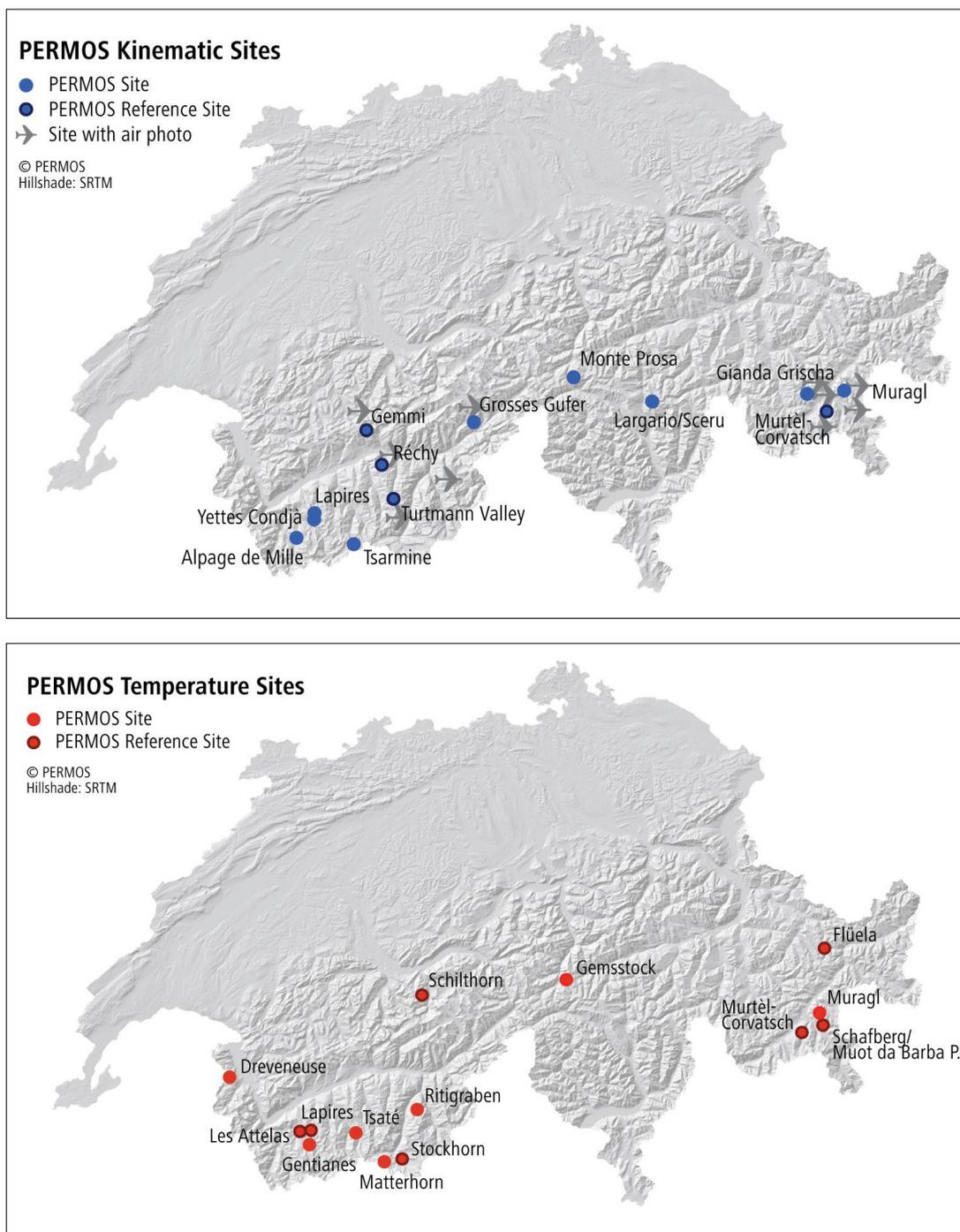


Fig. 2.8 Les sites de mesures PERMOS²

² Tiré de <http://www.permos.ch/sites.html>

2.3 Mouvements gravitaires en zone périglaciaire alpine

La dynamique gravitaire d'un versant est déterminée par sa pente. Si la pente est en déséquilibre (en dessus de 35°), la gravité sera le facteur essentiel de la dynamique d'un versant, car elle permet le déplacement de matériel sédimentaire (blocs, etc...). En revanche, si la pente est à l'équilibre (en dessous de 35°), la dynamique du versant va dépendre en plus d'autres facteurs (ruissellement, neige, glace, etc...) (Bommer et al. 2010).

2.3.1 Définition et causes

Selon Morard et al. (2009), la définition des mouvements gravitaires est le «**déplacement de matériaux induit par la gravité**». La gravité n'agit pas seule sur une instabilité, il faut faire intervenir d'autres facteurs comme les facteurs physiques et mécaniques (**fig. 2.9**). Une instabilité va se déclencher en raison du déséquilibre de trois forces principales:

- La **gravité** qui pousse en direction de l'aval et que l'on peut considérer comme une force motrice.
- La **force de frottement** qui retient dans une certaine mesure la couche/bloc supérieur.
- La **force de cohésion** qui est «*la force qui repose sur l'attraction des particules du sol entre elles et de l'attraction entre ces particules et l'eau stockée dans le sol*» (Leutwiler, 2009:1).

Un versant/bloc sera dit stable si les forces de résistance sont plus importantes que la force de gravité. Si la force de gravité devient plus importante que les deux autres forces, alors le versant/bloc se déstabilise.

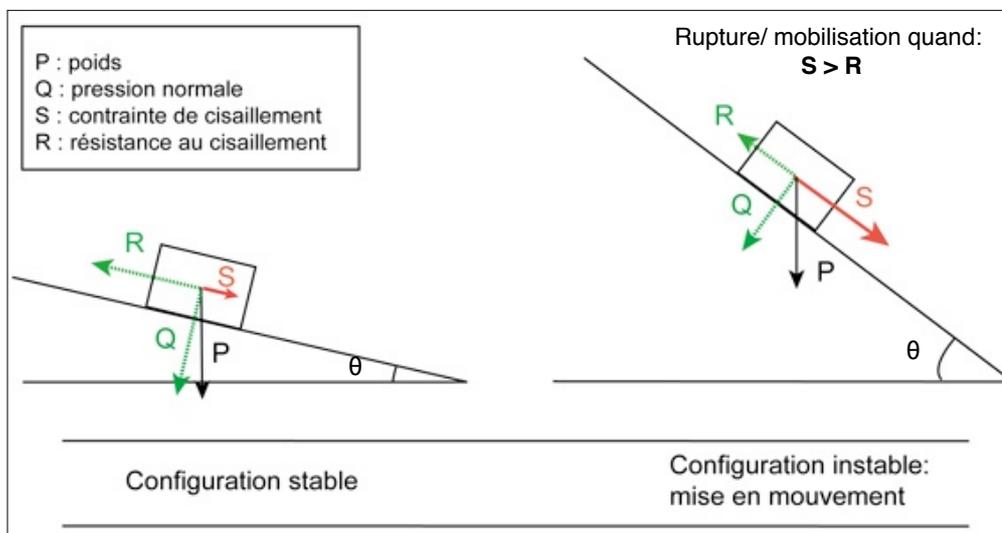


Fig. 2.9 Les différentes forces qui jouent sur la stabilité d'un terrain. Le bloc est comparable à une couche de terrain. Modifié d'après Morard et al. (2009) et Leutwiler (2009).

Différents facteurs vont entraîner le passage de la stabilité à l'instabilité d'un terrain. Il est rare en effet d'attribuer à un événement une seule cause: par exemple durant l'été caniculaire de 2003 dans le Massif du Mont Blanc, de nombreux éboulements ont été recensés (Ravanel et al. 2011); ces événements ont été associés à une dégradation du pergélisol, combinée à de l'hydrologie et à la fonte de glaciers et névés ayant perdus de leur cohésion (Harris et al. 2001). Cet exemple permet d'illustrer deux types de facteurs

imbriqués: les conditions initiales et celles du déclenchement d'un événement (Leutwiler, 2009) (**fig. 2.10**) :

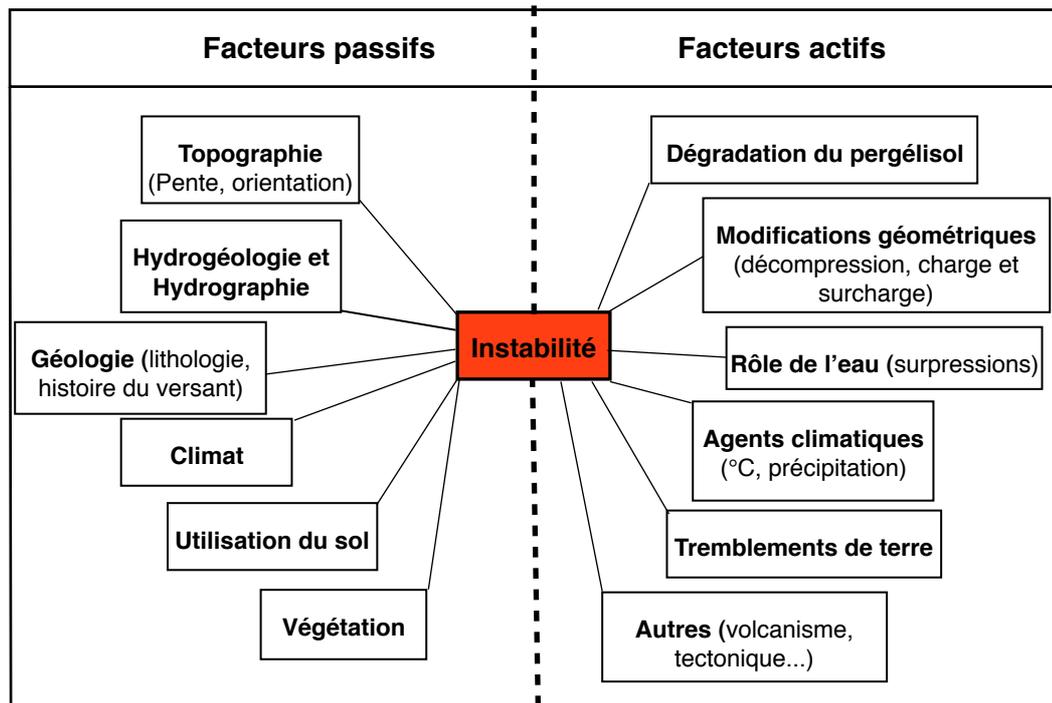


Fig. 2.10 Différents facteurs qui entraînent une instabilité. Modifié de Sowers & Sowers (1970).

- Les facteurs **passifs** correspondent aux prédispositions initiales du terrain comme:
 - la géologie (lithologie, structure, etc...),
 - la déclivité (entre 20 et 30°),
 - l'orientation (au nord les glissements sont plus importants),
 - la végétation (cohésion du sol et évapotranspiration),
 - l'hydrologie (drainage et ruissellement) ,
 - le climat,
 - l'érosion (qui augmente l'infiltration),
 - l'homme (défrichage, construction d'infrastructures, etc...);
- Les facteurs **déclenchants** qui vont permettre de passer à l'état instable comme:
 - l'infiltration de l'eau dans le versant due à de fortes précipitations ou à la fonte des neiges,
 - une gélifraction intense ou encore la dégradation du pergélisol (**fig. 2.11**).
 - Tremblements de terre, éruption volcanique, etc...

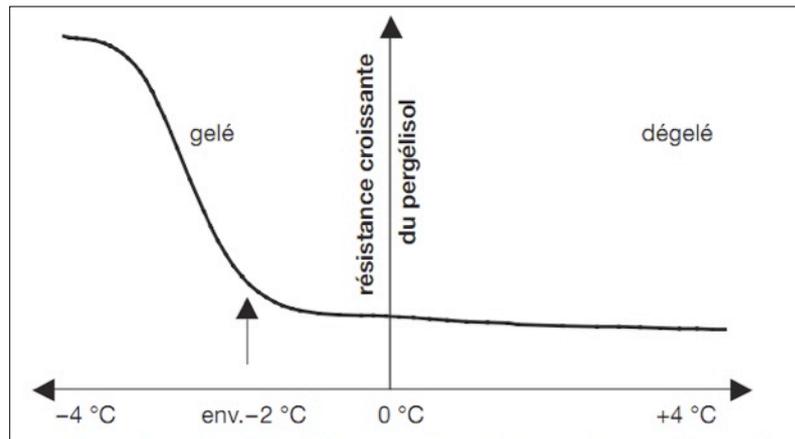


Fig. 2.11 La cohésion d'un sol gelé est meilleure qu'un sol non gelé. Si le pergélisol se dégrade, du matériel sédimentaire est mobilisable. Tiré de Bommer et al. (2010: 28).

Dans les versants escarpés soumis à des conditions de pergélisol, le creep³ permet d'augmenter les instabilités de trois façons selon Lugon et al. (2008):

- **Augmentation du flux sédimentaire** dans le versant avec la dégradation du pergélisol. La couche active augmente, ce qui permet d'augmenter la quantité de matériaux meubles (Davies et al. 2001; Goudie, 2010) permettant d'entraîner une recrudescence de chutes de pierre, éboulements ou encore de laves torrentielles. Selon Bardou & Delaloye (2004), l'eau sous forme solide ou liquide joue un très grand rôle dans le transfert sédimentaire d'un versant et dans le déclenchement de laves torrentielles.
- **Réactivation du creep** sur des versants stables. La dégradation du pergélisol entraîne une décohésion des matériaux qui peuvent être par la suite remobilisés (par exemple une moraine avec de la torrentialité).
- **Glissement de terrain** au front de glaciers rocheux.

2.3.2 Classification des instabilités

Les instabilités peuvent se classer en fonction de différents critères que ce soit selon les mouvements (**fig. 2.12**), la vitesse, etc... Ces différentes instabilités ont des fréquences et intensités variées qui engendrent des réponses gravitaires diverses.

Nous proposons une description des différentes instabilités présentes sur le terrain d'étude, avec en premier lieu des mouvements dus à la reptation (creeping), plutôt lents jusqu'aux mouvements liés à une rupture rapide.

³ Creep=fluage. Mouvement de matériaux qui résulte de la déformation et des mouvements des cristaux de glace (Benn & Evans, 1998).

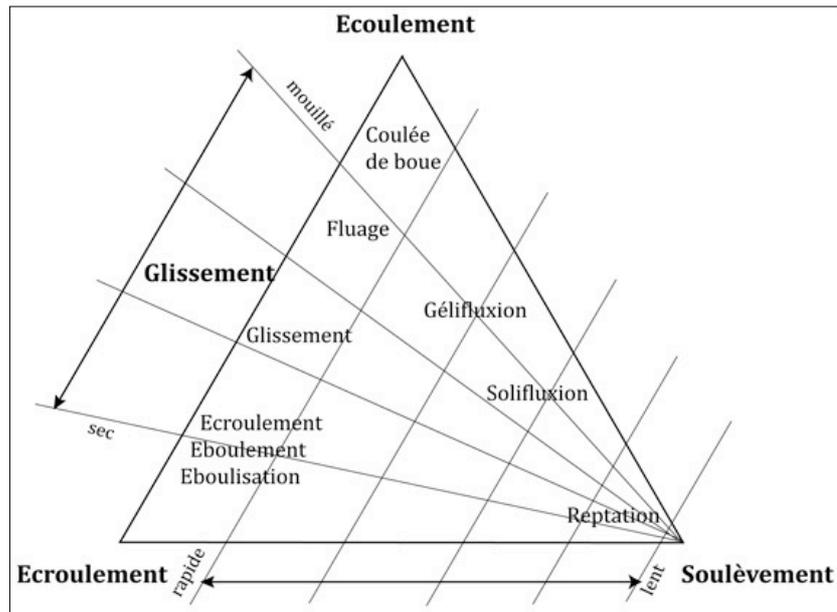


Fig. 2.12 Classification des mouvements de versants. D'après Zepp (2002).

Solifluxion

La solifluxion est un phénomène de reptation gravitaire induisant un mouvement lent (mm/an ou cm/an) d'une couche superficielle du sol (< 2 m) (Coque, 2006). L'apport en eau permet au terrain de se mettre en mouvement sous forme de loupes (loupes de solifluxion) (**fig. 2.13**).

On distingue la solifluxion de la gélifluxion, en fonction de la teneur en glace plus importante de cette dernière. La gélifluxion est dérivée de la solifluxion. Dans notre cas, nous définissons la solifluxion lorsque les couches superficielles sont végétalisées.



Fig. 2.13 Loupes de solifluxion sur une des moraines latérales gauche du glacier de Tsijjore Nouve (Arolla, VS).

Glaciers rocheux

Les glaciers rocheux situés sur des pentes raides peuvent contribuer à des mouvements gravitaires tels que des chutes de blocs au front, des coulées de débris (**fig. 2.14**) ou encore des glissements de terrain (Delaloye et al. 2010). Cette forme est explicitée en détail au chapitre 2.4 et 2.4.2 pour les vitesses de fluage.

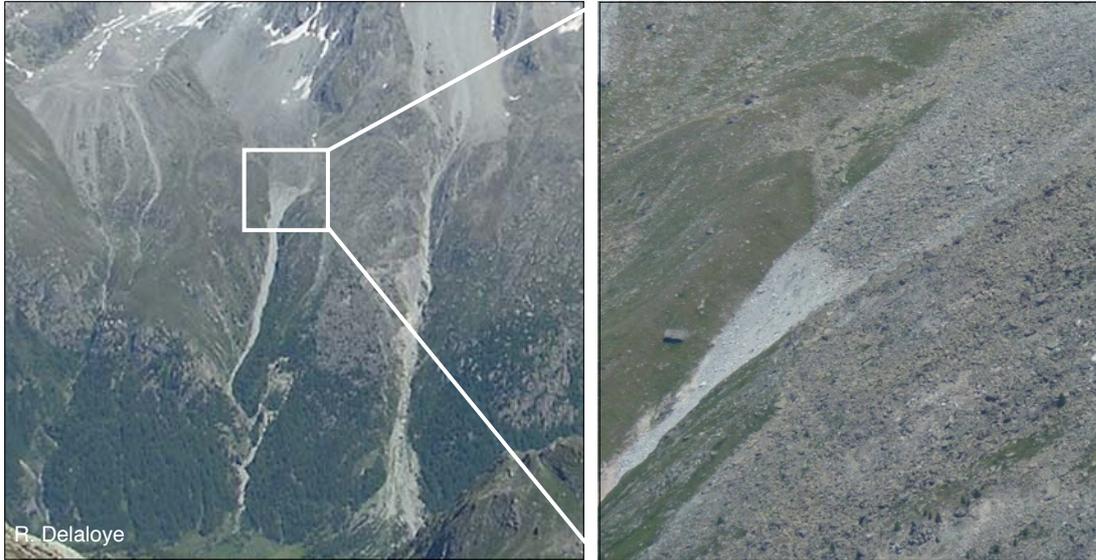


Fig. 2.14 Le glacier rocheux de Tsarmine trois km en aval du versant de la Tsa

Coulées de débris

Les coulées de débris (*debris flows*) ou coulée de matériaux peuvent atteindre des vitesses de plusieurs km/h en mêlant des matériaux hétérogènes en taille et en origine (Chardon, 2008). Ces coulées de débris suivent la ligne de pente d'un versant. Le mécanisme de mise en marche de cette forme est l'eau: elle résulte soit de fortes précipitations, soit de la fonte de neige

Des levées, petites accumulations sur les bords de la coulée de débris, sont visibles, en particulier dans la partie médiane et basse. La coulée se répand ensuite en forme de patte d'oie (Chardon, 2008) sans tri granulométrique. Ce type de morphologie est identique pour les laves torrentielles; la différence majeure entre les coulées de débris et une lave torrentielle est que cette dernière emprunte un chenal ou un torrent préexistant (Morard et al. 2009).

Le déclenchement de coulées de débris se fait dans les versants raides qui présentent un important stock de matériel sédimentaire meuble: moraine, éboulis, paroi rocheuse (**fig. 2.15**). Ce type de forme fait partie intégrante de la géodynamique actuelle des versants alpins au même titre que les laves torrentielles.

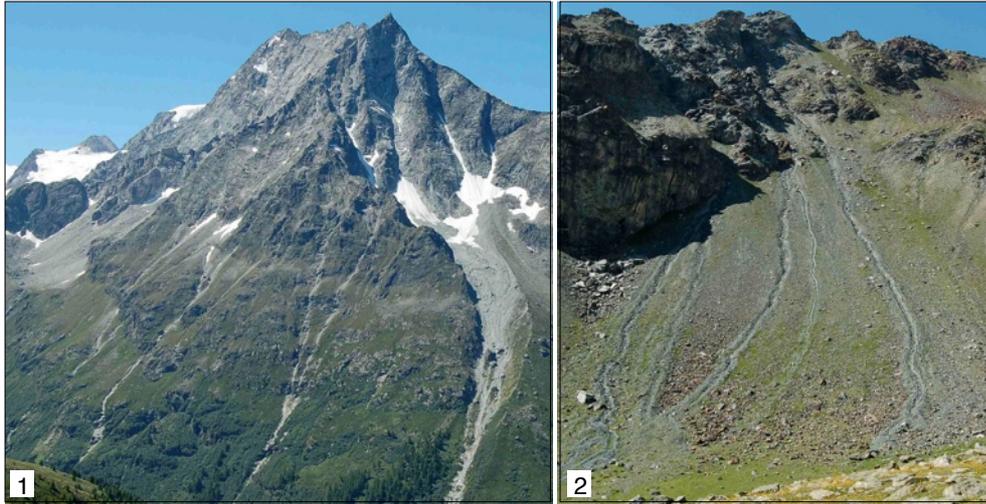


Fig. 2.15 1) Plusieurs laves torrentielles qui se sont déclenchées dans le versant nord-nord-est des Petites Dent de Veisivi (val de Ferpècle). Photo: A. Vullioud. 2) Coulée de débris dans un éboulis sous la Serra Neire en versant sud-sud-est à 2700 m d'altitude (609'307/ 104'384) dans le cirque de Bréona (val de Ferpècle). Photo: A. Vullioud

Eboulisation

L'éboulis résulte de petites chutes de pierres régulières au pied d'une paroi rocheuse typique du milieu périglaciaire alpin (Coque, 2006). Ils s'entassent ensuite et forment des talus d'éboulis (en pied de paroi rocheuse) ou des cônes (en bas d'un couloir) en pente concave moyenne de 35°. Ce phénomène est issu de l'altération d'une paroi rocheuse combinée à la gravité (**fig. 2.16**).

Francou (1982: 282) distingue deux processus qui forment les éboulis

- «la phase de mobilisation» qui correspond à la mobilisation des matériaux, principalement grâce à la gélifraction et la météorisation qui les altèrent.
- «la phase d'éboulisation» qui se caractérise par le déplacement des blocs vers l'aval.

On distingue un granoclassement des blocs: les plus gros vont plus loin en raison de leur plus grande énergie cinétique, tandis que les plus petits parcourent moins de distance. Enfin, un éboulis peut évoluer soit en éboulis fluant, soit en glacier rocheux s'il est affecté par du fluage périglaciaire (cf. 2.4).

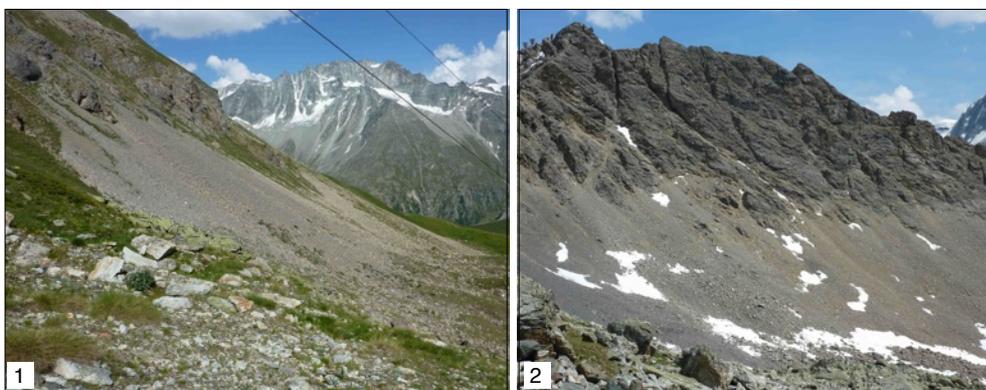


Fig. 2.16 1) Eboulis du Mont-Dolin en versant S. 2) Eboulis du Mont-Dolin orienté à l'W. Ce dernier contient des glaciers rocheux à l'aval.

Eboulement et chutes de blocs

L'éboulement est caractérisé par la chute gravitaire d'une masse rocheuse importante. En général, la zone de déclenchement se caractérise par une niche d'arrachement dans une paroi rocheuse subverticale (Coque, 2006).

Différents facteurs permettent d'expliquer de tels événements (Deline et al. 2008, 2009; Permos, 2010; Ravanel et al. 2011) (**fig. 2.17**):

- La **géologie**: en fonction de la lithologie (sédimentaire ou cristalline) et de la structure
- L'**hydrologie**: lorsque la neige ou la glace fond, elle entraîne la décohérence de blocs, du ruissellement dans les fissures. Lorsque le gel affecte des fissures, l'eau gagne 9 % de volume, entraînant une pression supplémentaire sur la roche.
- Le **retrait glaciaire** qui entraîne la décompression des versants. Les parois rocheuses ne sont plus soutenues et peuvent s'effondrer ou se tasser (voir 2.3.2.6).
- La **fonte des glaciers de paroi** qui expose la roche sous-jacente aux processus de météorisation.
- Le **pergélisol** qui fait ciment entre les montagnes.



Fig. 2.17 1) Zone active dans le haut du versant. 2) Bloc éboulé au pied du versant avec, en trait tillé, la niche d'arrachement.

Glissement rocheux (Tassement)

Un glissement rocheux, appelé aussi tassement est l'enfoncement quasi sur place d'une masse rocheuse dans un sol plus meuble. Le terrain peut évoluer en différents scénarios: soit il peut s'ébouler ou glisser de manière lente ou encore basculer comme ce fut le cas à l'Eiger (Morard et al. 2009). Les glissements rocheux enregistrent des vitesses de déplacement plutôt lentes de l'ordre du mm/an au dm/an.

Leur origine dans les Alpes est souvent associée au retrait des glaciers qui stabilisaient les versants. Au retrait, des pans de versants se déstabilisent en raison de la décompression et se tassent/éboulent (**fig. 2.18**).



Fig. 2.18 *Le glissement rocheux de Perroc. La niche d'arrachement (trait tillé) marque la limite entre la roche désagrégée et compacte. Les blocs du versant sont démantelés, signe d'un glissement rocheux.*

2.3.3 Le versant considéré comme un système

À l'échelle du versant, il est possible de considérer la gravité comme le facteur principal du transfert sédimentaire, associé à d'autres facteurs comme l'eau, le gel ou encore l'homme (Thomi & Lambiel, 2006). On considère alors le versant comme un «*système ouvert*» (Thomi & Lambiel, 2006: 141) appelé aussi géosystème. Rovéra (1990) le définit comme «*une unité terrestre, homogène d'un point de vue géomorphologique et morphogénétique, structurée et fonctionnelle, c'est-à-dire caractérisée par un ensemble d'éléments en interrelations et affectée d'une dynamique*». Il existe deux types de géosystèmes: étagés (horizontal, en fonction de l'altitude) ou hydrogravitaires (en fonction du transfert sédimentaire gravitaire vertical) (Ballandras, 2003). Dans le cas d'un géosystème gravitaire, on considère par exemple la zone de déclenchement des chutes de pierres comme la zone de production. La pente du versant qui canalise les chutes de pierres est qualifiée de secteur de transit. Enfin la zone d'accumulation est la zone qui stocke les matériaux, elle peut être présente dans le versant tout comme en pied de versant.

Pour les régions de montagne, on parle aussi d'orosystème et d'orocomplexe (Lambiel, 2008). Un orosystème est un géosystème montagnard qui comprend un étagement altitudinal (deux étages de végétation minimum) et une dynamique sédimentaire verticale, tandis que l'orocomplexe rassemble plusieurs orosystèmes étagés. Un géosystème/orosystème peut être créé pour chaque processus: gravitaire, périglaciaire, etc.. Cette vision permet d'avoir une conception globale et dynamique d'un versant (**fig. 2.19**) qui prend en compte l'ensemble du versant pour reconnaître les zones d'érosion, de transfert et d'accumulation (stock). On parle aussi de cascade sédimentaire, qui est un modèle qualitatif définit par une structure spatiale composée de sous-systèmes interconnectés les uns aux autres par des flux (Otto & Dikau, 2004).

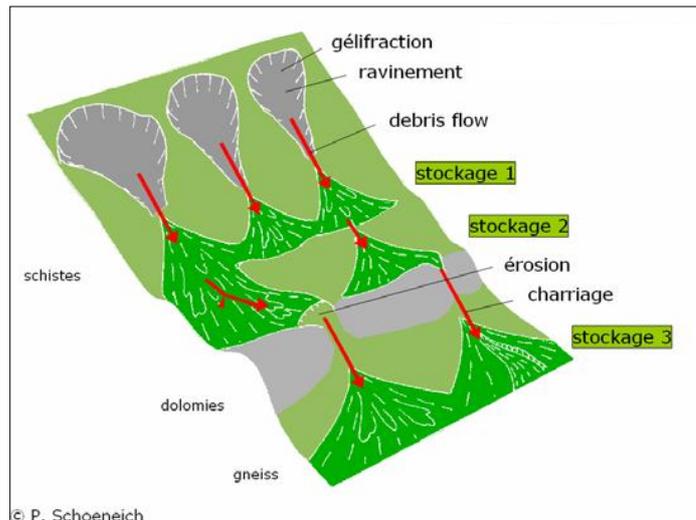


Fig. 2.19 Exemple d'une carte géosystémique pour un versant raviné. Tiré de Lambiel (2008).

D'un point de vue dynamique, un géosystème est considéré comme **stable** si les processus qu'il contient sont peu actifs. En revanche, il est en **équilibre dynamique** s'il y a un réajustement continu et en **crise** si l'intensité des processus augmente (Lambiel, 2009). Cette dernière période est en général due à un rééquilibrage du système face à de nouvelles conditions climatiques, c'est le cas par exemple au sortir des glaciations, où une quantité considérable de sédiments a été relâchée suite au retrait glaciaire (décompression, éboulement, etc...) (**fig. 2.20**)

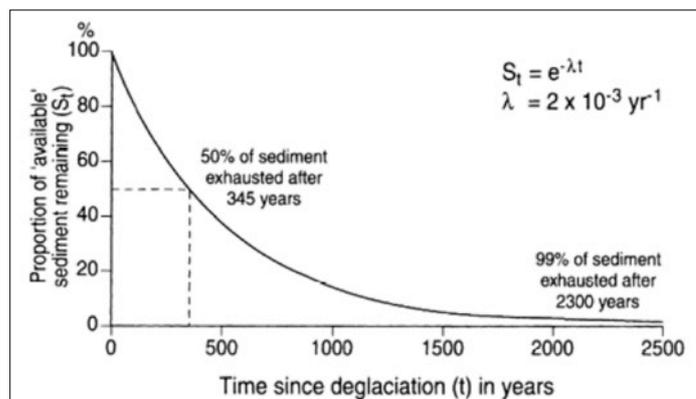


Fig. 2.20 Diminution du stock sédimentaire au cours du temps. Tiré de Ballantyne (2002).

2.3.4 Dangers et risques naturels

Définition risque, aléa et danger naturel

La notion de risque est étroitement liée à l'homme, elle représente un danger qui pourrait lui nuire tant au niveau de son existence que des infrastructures construites (Slaymaker, 2010). Par exemple, une avalanche ne représente un risque que si elle peut nuire à des activités humaines: dans ce cas, l'homme tâche de s'en prémunir avec des mesures en conséquence.

La notion de risque s'établit autour d'un calcul qui permet de donner la probabilité qu'un événement se produise. Cette notion est liée à celles d'aléa et de vulnérabilité. L'aléa est un événement défini par une intensité et une occurrence spatio-temporelle, quantifiable. Quant

à la vulnérabilité, elle est liée à l'homme et réside dans la fragilité d'une infrastructure et le coût que sa destruction peut engendrer (Marre, 2008). C'est le paramètre le plus difficile à quantifier.

Le risque peut être estimé en fonction de l'aléa et de la vulnérabilité comme suit:

$$R = H \cdot D \quad \text{où: } \begin{array}{l} \mathbf{R}: \text{risque} \\ \mathbf{H}: \text{aléa} \\ \mathbf{D}: \text{vulnérabilité (lié à l'homme)} \end{array}$$

Il s'agit donc de recenser les éléments potentiellement dommageables pour permettre une bonne estimation des risques et des mesures à prendre.

Mesures de protection

Les mesures de prévention face aux mouvements gravitaires sont de deux types: passives ou actives (Lugon et al. 2008):

- **La prévention passive** consiste à évaluer régulièrement la situation des aléas et risques (Lugon et al. 2008) (*fig. 2.21*) au moyen de techniques comme le monitoring, les cartes de danger ou des restrictions de construction (Morard et al. 2009).
- **La prévention active** est beaucoup plus onéreuse car elle demande la construction d'infrastructures de protection sur le terrain. Il s'agit par exemple de digues, de drainage, d'ancrages, de la modification du profil du versant pour en augmenter sa stabilité ou encore le contrôle de l'érosion avec de la végétation notamment.

Echelles	Types	Techniques
Documentation à long-terme intégrée dans les réseaux de monitoring du pergélisol et de la cryosphère		
Niveau 1	alpine	Sites de contrôle Relevés de terrain GPS Documentation à long terme des variations annuelles, éventuellement mesures des rythmes saisonniers
Niveau 2	alpine	Evolution pluri-décennale Tendances à l'échelle de plusieurs décennies : vecteurs des mouvements au moins pour les glaciers rocheux du niveau 1 Photogrammétrie
Sites d'intérêt pour la gestion des dangers naturels ou des études de cas		
Niveau 3	régionale	Inventaire de l'activité des glaciers rocheux Interférométrie radar SAR
Niveau 4	locale	Evolution pluri-décennale Photogrammétrie
Niveau 5	locale	Taux d'activité et variations interannuelles au moins 3-4 ans de suivi annuel dans le but de contrôler la corrélation avec les sites de contrôle Relevés de terrain GPS
Niveau 6	locale	Rythme saisonnier 4-7 relevés durant un cycle annuel au moins) Relevés de terrain GPS
Données additionnelles requises pour documenter les niveaux 1, 4 et 5 :		
- Monitoring des température de sub-surface - Géophysique (géoélectrique, sismique, géo-radar)		

Fig. 2.21 Concept de monitoring pour la gestion des mouvements de versant en zone périglaciale alpine. Tiré de Lugon et al. (2008: 44).

2.4 Les glaciers rocheux

2.4.1 Définition

Sous certaines conditions (voir 2.4.3) un terrain sédimentaire, sursaturé en glace et dans la ceinture du pergélisol discontinu, peut se mettre en mouvement et créer une forme considérée comme la plus spectaculaire du domaine périglaciaire: le glacier rocheux. Défini par Delaloye (2004: 15) comme étant «*l'expression visible dans des matériaux non consolidés, de la déformation lente et continue d'un corps de pergélisol sursaturé en glace*», les glaciers rocheux s'apparentent à une coulée de boue caractérisés par un front raide de plus de 35°, où apparaissent souvent des sillons perpendiculaires au sens d'écoulement. Dans les Alpes, la taille des glaciers rocheux est en moyenne de 200 et 800 mètres de longueur pour une épaisseur variant entre 10 et 50 mètres (Lambiel, 2009).

La présence de glaciers rocheux actifs est considérée comme un indicateur de la limite inférieure du pergélisol discontinu (Barsch, 1996; Lambiel, 2006).

2.4.2 Typologie et classification

La définition des glaciers rocheux de Delaloye (2004) est en réalité générique: on peut distinguer les glaciers rocheux en fonction de leur dynamique, de l'origine de leur matériaux, de leur morphologie ou encore de leur activité.

La typologie classique distingue trois types de glacier rocheux (*fig. 2.22*) en fonction de leur dynamique (Barsch, 1996):

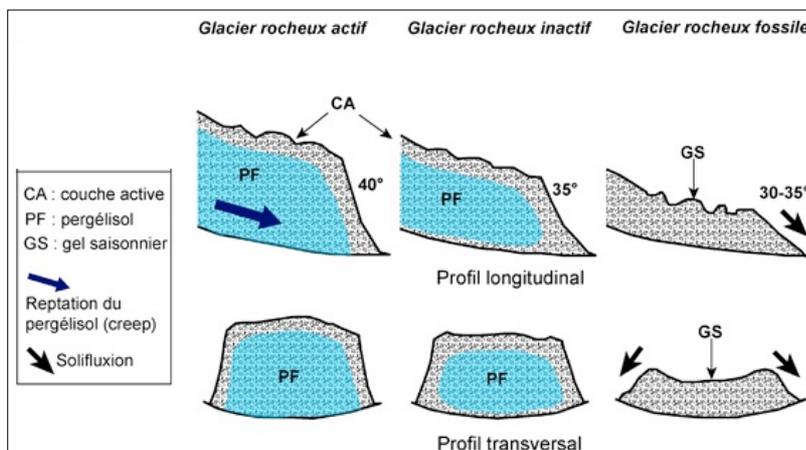


Fig. 2.22 Différences entre un glacier rocheux actif, inactif et fossile. Modifié d'après Ikeda & Matsuoka (2002).

- Les glaciers rocheux **actifs** fluent à une vitesse de quelques centimètres à deux mètres par année (Delaloye, 2004). Ils sont caractérisés par une forme bombée qui témoigne de la présence de glace, par une matrice fine surmontée de blocs instables parfois plurimétriques, par une absence de végétation et par un front raide de plus de 40° (*fig. 2.23*).
- Les glaciers rocheux **inactifs** contiennent encore de la glace, mais ne peuvent plus fluer, soit parce qu'ils n'ont plus assez de glace (inactivité climatique) ou parce que l'apport en sédiment se tarit ou parce que la pente n'est plus suffisamment raide (inactivité dynamique).

- Enfin, les glaciers rocheux **fossiles** sont dépourvus de glace et montrent une surface déprimée et recouverte de végétation. Ils témoignent de paléoclimats (Scapozza et al. 2008) (**fig. 2.23**).

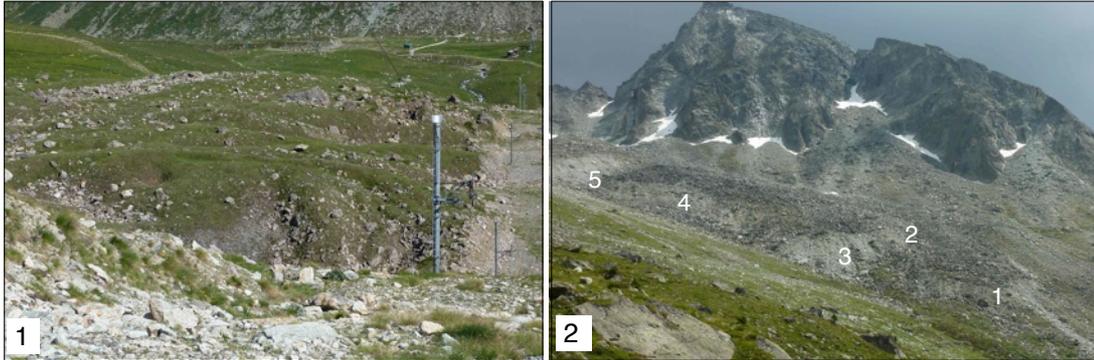


Fig. 2.23 1) Un glacier rocheux inactif au pied du versant SW⁴ du Mont Dolin, près d'Arolla. Les rides de compression perpendiculaires à l'écoulement sont encore visibles. 2) Le glacier rocheux actif de la Roussette dans le versant de la Tsa. Ici, les fronts actifs (5) sont caractérisés par une couleur gris clair.

Selon l'origine des matériaux, les glaciers rocheux peuvent être (Barsch, 1996):

- des **talus rockglacier** (glacier rocheux de pied de versant) qui sont alimentés par des éboulis. C'est le cas du glacier rocheux de la Roussette (**fig. 2.23**).
- des **débris rockglacier** (glacier rocheux de débris morainiques) qui sont issus de moraines frontales ou latérales.

Selon la morphologie, les glaciers rocheux auront une dénomination en fonction du rapport entre leur longueur (L) et leur largeur (w) (Barsch, 1996):

- Glacier rocheux de **vallée**: (*tongue shaped rockglaciers*) quand $(L:w) < 1$
- Glacier rocheux **lobé** (*lobate rockglaciers*) quand $(L:w) > 1$
- Glacier rocheux **complexe** est une forme faite de plusieurs lobes
- **Protalus rempart**: est une forme mixte entre l'éboulis fluant et le glacier rocheux. Il est qualifié de glacier rocheux embryonnaire, car le rapport $(L:w) < 1$.
- Glacier rocheux **monomorphique/ polymorphique**: est une formation homogène pour le premier, tandis que le polymorphique est composé de plusieurs lobes qui se surimposent, ce qui en fait une formation complexe et hétérogène (Frauenfelder & Käab, 2000). Cette définition rejoint celle du glacier rocheux complexe.

Enfin, avec le développement de méthodes de mesures précises sur les glaciers rocheux comme le GPS différentiel (Lambiel & Delaloye 2004; Perruchoud, 2007; Ramelli, 2010), la photogrammétrie (Käab et al. 2005; Lugon et al. 2008; Noetzi & Vonder Mühl 2010) ou l'interférométrie radar (Delaloye et al. 2008; PERMOS, 2009). Delaloye et al. (2005: 12) ont proposé une nouvelle classification des glaciers rocheux en fonction de leur activité:

⁴ Coordonnées: 600 832/ 96 652.

- Glacier rocheux **en crue** (ou *surging glacier*) qui ont une vitesse de fluage supérieure à 3 m/an. Ils portent des signes de déstabilisation récente avec des crevasses et des blocs très instables (Delaloye & Morard, 2011; Lambiel, 2011).
- Glacier rocheux à **mouvement rapide** (*rapidly moving rockglacier*) fluent jusqu'à 3 mètres par année et portent peu de signes de déstabilisation.
- Glacier rocheux **actif** (*active rockglacier*), sont des glaciers rocheux qui ont des vitesses de l'ordre de quelques dm/an à 2 m/an et qui ne présentent pas de signes d'instabilités.
- Glacier rocheux **inactif** (*inactive rockglacier*) qui ont des vitesses maximales de quelques cm/an.
- Glacier rocheux réactivé (*reactivated rockglacier*) est une forme qui a connu une période d'inactivité (présence de lichens, voire de végétation) et qui montre des signes d'activité de quelques dm/année avec des signes de déstabilisation (blocs basculés).

2.4.3 Formation et facteurs de contrôle

Pour qu'un glacier rocheux se forme, trois conditions nécessaires doivent être réunies. Premièrement, l'**altitude** doit être comprise dans la ceinture du pergélisol discontinu, c'est-à-dire, là où la MAAT est négative. Deuxièmement, la **topographie** doit être suffisamment inclinée pour permettre le fluage (*creep*) des matériaux. Enfin, il faut assez de **matériel** sédimentaire sursaturable en glace.

La réalité est plus complexe et une multitude de facteurs interviennent encore dans les conditions d'existence d'un glacier rocheux (*fig. 2.24*).

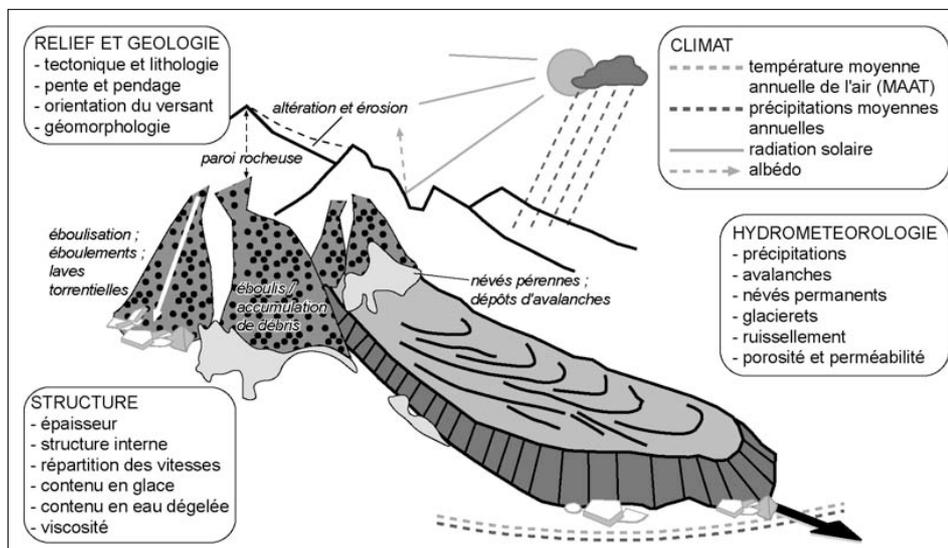


Fig. 2.24 Facteurs de contrôle déterminant l'existence des glaciers rocheux. Tiré de Scapozza (2008: 38) d'après Frauenfelder (2005).

2.4.4 Rhéologie

Les glaciers rocheux ont une vitesse de fluage qui varie de quelques centimètres à quelques mètres par an (Barsch, 1996). Cette vitesse dépend de différents facteurs comme la pente, les caractéristiques internes du glacier rocheux (teneur en glace et taille des sédiments), de la température et de la teneur en eau liquide. Certains facteurs comme les

caractéristiques internes ou la température intéressent les scientifiques (Kääb et al. 2007) qui cherchent à connaître les réactions des glaciers rocheux face à une augmentation des températures de l'air.

Il semble que la vitesse horizontale de fluage (creep) des glaciers rocheux est plus importante pour ceux qui sont tempérés que ceux des régions polaires (Arenson & Springman, 2005; Kääb et al. 2007). Ceci s'expliquerait par le fait que les glaciers rocheux tempérés sont plus proche de leur point de fusion, ce qui les rendraient plus visqueux (Haerberli et al. 2006; Kääb et al. 2007; Delaloye et al. 2010).

Delaloye et al. (2008a, 2010) ont montré que la vitesse de déplacement des glaciers rocheux a une variabilité décennale, interannuelle et saisonnière. Cette variabilité est issue des observations sur l'accélération des glaciers rocheux depuis les années 90 dans les Alpes (Roer et al. 2008).

2.4.5 Moraine de poussée

Une moraine de poussée est une «*forme issue de la compression et de la déformation d'un corps de sédiments meubles (gelés ou non) par l'avancée d'un glacier*» (Perruchoud, 2007: 7). Autrement dit, il s'agit de «*moraine gelée*» (Delaloye et al. 2008: 19) à l'extérieur de l'extension du maximum des marges glaciaires du Petit Âge Glaciaire (PAG) (Haerberli, 1979; Delaloye et al. 2003; 2008) (**fig. 2.25**). Ces sédiments se sont faits pousser vers l'extérieur lors de la réavancée glaciaire au PAG. Sur le terrain, une moraine de poussée s'apparente fortement à un glacier rocheux, car elle porte des sillons perpendiculaires au creep et une matrice fine (Delaloye et al. 2003; Delaloye et al. 2005).

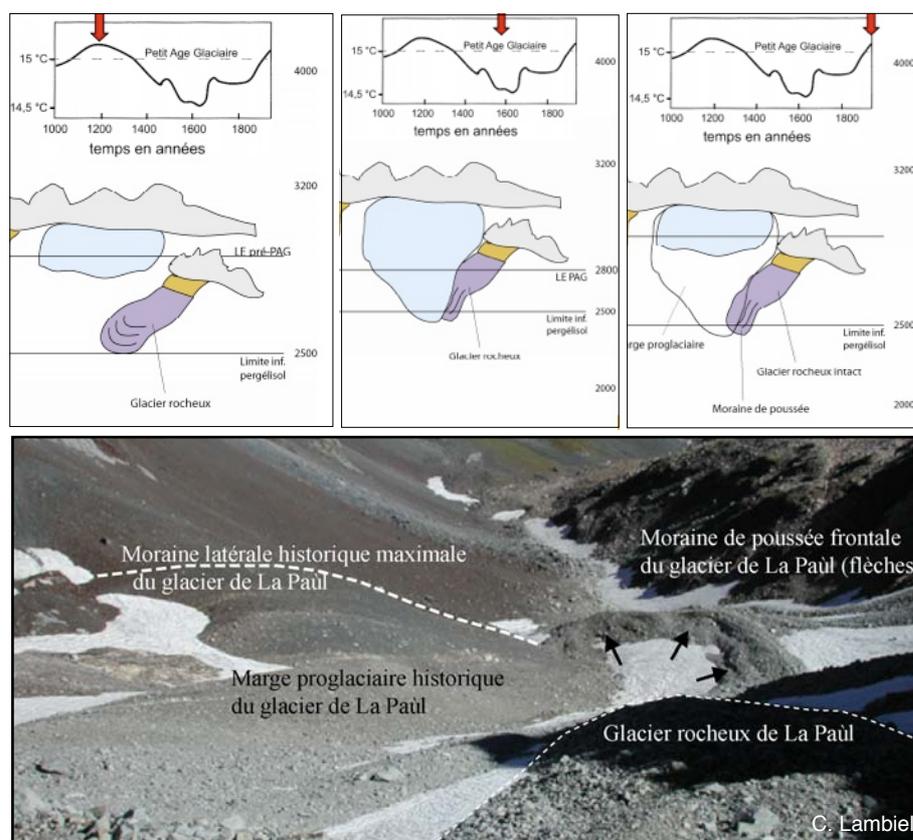


Fig. 2.25 Relation glacier-glacier rocheux et formation d'une moraine de poussée (push moraine). Modifié d'après Lambiel (2009). Photo: Exemple de moraine de poussée au front d'une marge proglaciaire dans les Pyrénées centrales espagnoles. (Delaloye, 2004:102).

3. Méthodes



Photo du chapitre

Loupe de solifluxion dans le versant de la Tsa vers 2470 m à proximité du glacier rocheux de la Roussette.

3.1 La cartographie et les observations géomorphologiques

La cartographie géomorphologique découle des observations faites sur le terrain. Il s'agit de représenter graphiquement des formes et des processus servant de base à l'analyse géomorphologique (Bommer et al. 2010). Différents indices vont permettre d'établir la nature des formes; par exemple, si un glacier rocheux présente une forme bombée, il est possible d'en déduire qu'il contient de la glace et donc qu'il est probablement actif.

Le versant de la Tsa a ainsi été entièrement cartographié au 1:10'000 sur la base des cartes topographiques d'Evolène et du Matterhorn. Il aurait été possible de prendre le plan cadastral de 1983, mais l'ancienneté de la carte a modifié ce choix initial.

La légende utilisée est celle qui a été mise au point par l'institut de géographie de l'Université de Lausanne (IGUL) (Schoeneich, 1993; Holzmann et al. 2006). La légende est divisée en fonction des différents domaines morphogénétiques auxquels une couleur est attribuée (**fig. 3.1**) ainsi qu'un figuré dans les mêmes teintes pour les formes associées. Les formes d'érosion sont sur un fond blanc, tandis que les formes d'accumulation sont de la couleur de l'origine de l'accumulation. Cette légende est donc axée sur les formes et processus et dans une moindre mesure sur leur dynamique (actif, inactif, fossile).

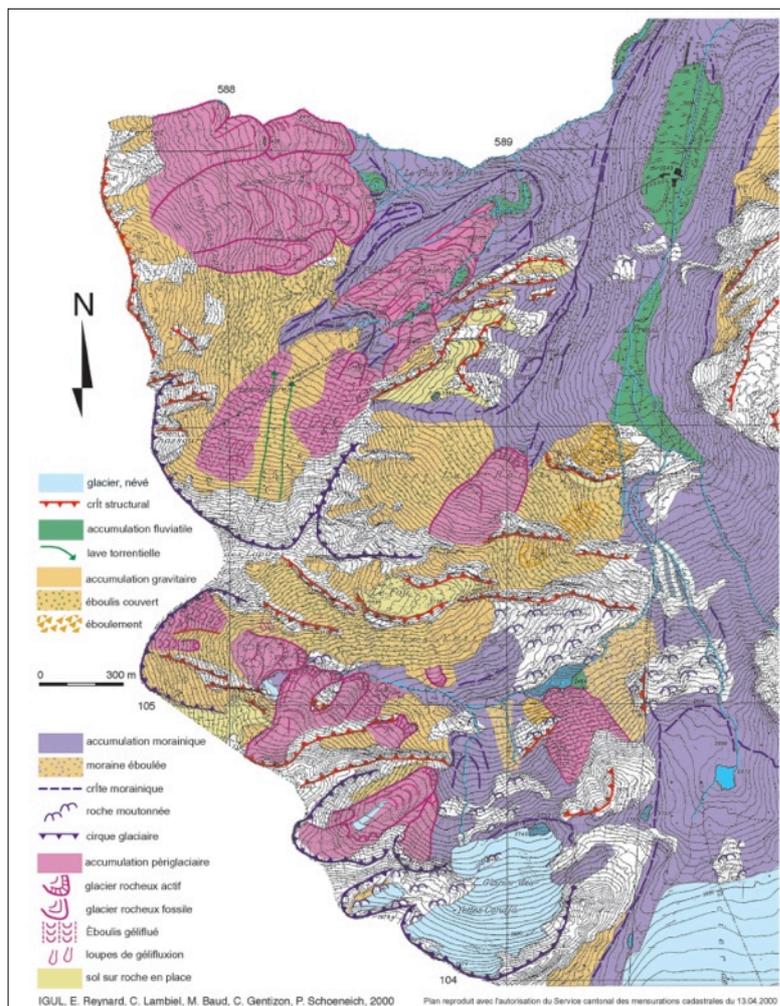


Fig. 3.1

Exemple de cartographie géomorphologique dans la région de Tortin (Verbier, VS). Tiré de Lambiel & Reynard (2002: 94).

L'analyse géomorphologie est un moyen pour comprendre le la dynamique d'un versant et la cartographie est une représentation, interprétation et comparaison de la réalité. La carte a été réalisée d'après les observations faites en été 2010 et l'analyse de photos aériennes qui ont permis d'avoir un autre point de vue sur le versant.

La cartographie géomorphologique de l'IGUL constitue une technique peu onéreuse qui permet d'identifier les formes du relief et les processus. En revanche, elle ne donne que peu d'informations sur la dynamique d'un versant, par exemple sur l'activité d'un processus (torrentialité, éboulisation, etc...); on l'emploiera alors comme point de départ.

Enfin, il semble important de rappeler qu'une carte géomorphologique est le résultat d'une interprétation d'un observateur, impliquant une part de subjectivité, voire d'erreur, dans le travail de cartographie.

3.2 Le GPS différentiel

Le GPS différentiel (*Differential Global Position Systems*) a été utilisé dans le cadre de ce travail pour mesurer les vitesses de déplacement du glacier rocheux de la Roussette (voir chap.5.3.5). Cette méthode a déjà été appliquée par d'autres études (par exemple: Lambiel & Delaloye, 2004; Perruchoud, 2007; Ramelli, 2010). À la base, il était prévu de faire un suivi GPS de ce glacier rocheux tous les deux mois, comme l'ont fait Perruchoud & Delaloye (2007) pour le glacier rocheux des Becs-de-Bosson (vallon de Réchy, VS), mais l'exposition de la Roussette aux avalanches et son accès laborieux (1h30) n'ont finalement pas permis d'avoir autant de mesures que souhaité.

L'utilisation du GPS (*Global Positioning System*) est largement répandue pour connaître la localisation d'un objet, grâce à la méthode de triangulation. Né aux Etats-Unis, ce système est fait de 24 satellites en orbite autour de la terre. Avec un GPS classique, la précision est d'une dizaine de mètre en moyenne, avec au moins 4 satellites (Schütz, 2007). Dans le cas de l'étude de mouvements sur des glaciers rocheux présentant des vitesses de quelques centimètres à mètres par an (Delaloye, 2004), ce type de technologie n'est pas assez précise. Pour cela, il faut recourir au GPS différentiel (*Differential Global Positioning System: DGPS*) (**fig. 3.2**) qui offre une précision au centimètre en corrigeant les erreurs liées aux satellites, à l'atmosphère et aux fluctuations des signaux émis (Lambiel & Delaloye, 2004).

Le GPS différentiel se présente sous la forme de deux appareils. Le premier est fixe et se nomme la base. Il s'agit de la station de référence qui «*calcule en permanence l'erreur associée à chaque satellite et envoie les corrections correspondantes par ondes radios vers le récepteur GPS mobile*» (Schütz, 2007: 46), appelé aussi *rover*. Les corrections apportées peuvent être faites en temps réel, on parle alors de *real time kinematics* (RTK), c'est ce qui a été fait dans notre cas.

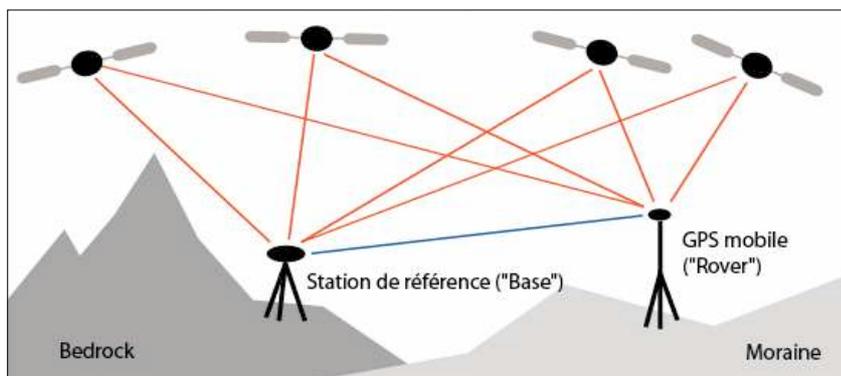


Fig. 3.2 Fonctionnement du GPS différentiel. Tiré de Schütz (2007: 47).

Mise en oeuvre

Le GPS utilisé pour ce travail est celui de l'Institut de géographie, un Leica Geosystem SR 530, avec une base fixe et mobile (**fig. 3.3**). Les mesures se passent en plusieurs étapes. Premièrement, il faut placer la base sur un point stable que l'on marque avec de la peinture. Une fois la base installée, nous pouvons commencer les mesures avec le GPS mobile (*rover*) en marquant ou recherchant des points, suivant l'avancement dans la campagne. Le marquage des points se fait avec un burin et un marteau, puis ils sont mis en évidence avec un cercle de peinture. Il faut veiller enfin à mettre des points supplémentaires, nommés points de contrôle, qui permettront de vérifier et de corriger la marge d'erreur.

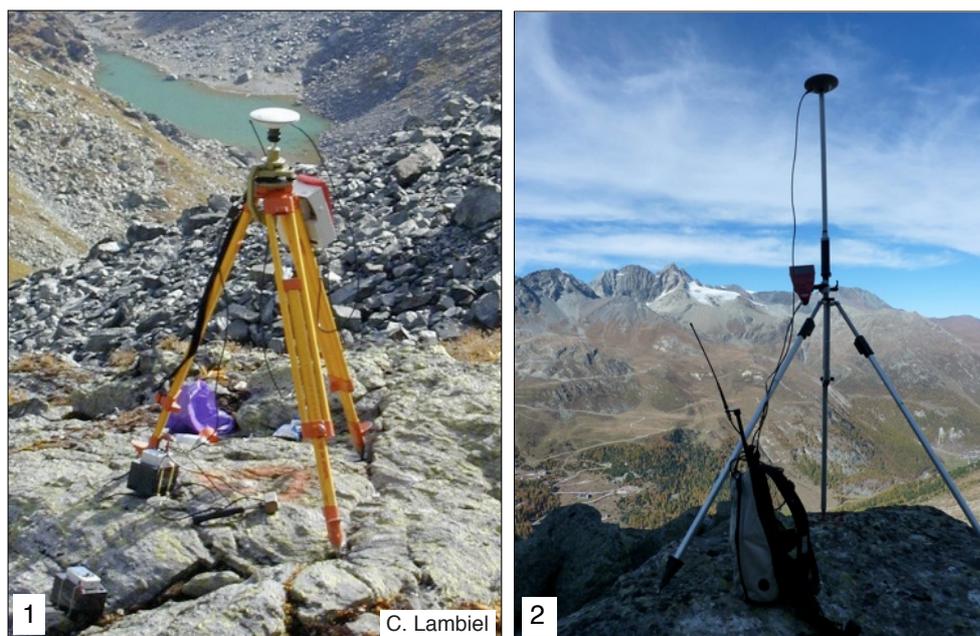


Fig. 3.3 Le GPS différentiel avec sa base (1) et sa partie mobile (rover) (2).

Le choix des points sur le glacier rocheux a été déterminé en fonction des interférogammes (InSAR) de la région (Delaloye et al. 2005) qui montraient des variations de vitesses au sein du glacier rocheux. Le but était de recouper l'information et vérifier les différences de vitesses de la masse rocheuse. En raison de la structure chaotique et de problèmes techniques, nous avons mesuré 20 points sur le glacier rocheux. La campagne de mesure avait commencé en février 2010, mais les données se sont révélées non valides et de nouvelles mesures ont été faites le 29 juin, le 11 août et le 13 octobre 2010.

Une fois la campagne de mesure effectuée, les données sont traitées dans un fichier excel créé par Delaloye (2004). Nous avons calculé les vitesses horizontales de déplacement en m/an. Si des mouvements inférieurs à 3cm/an ont été mesurés, ils n'ont pas été retenus, en raison de la marge d'erreur.

Problèmes

L'utilisation du GPS différentiel peut entraîner différents problèmes que ce soit d'ordre technique, climatique, topographique ou animal. Dans notre cas, nous avons pu tous les tester.

Le principal problème technique est d'avoir suffisamment de satellites (au moins 4) pour avoir la précision centimétrique recherchée. Or, le glacier rocheux de la Roussette est situé au pied d'une paroi rocheuse, ce qui limite le champ des satellites. La seule chose à faire est d'attendre dans ce cas-là que les satellites apparaissent. La deuxième difficulté technique intervient à ce moment-là, il est impératif d'avoir des batteries de rechange car elles se déchargent vite en altitude à cause du froid. Enfin, une dernière difficulté technique est liée au glacier rocheux: c'est un terrain extrêmement instable qui demande un certain équilibre et de l'habileté, d'autant plus qu'on se déplace avec le GPS mobile qui nous occupe une main.

Les problèmes climatiques sont liés en premier lieu à la neige qui constitue un danger (avalanches) pour l'hiver, empêchant de faire les mesures. Le second problème est dû à la pluie. Une petite averse semble être supportée par le GPS, mais pas un orage. Il faut donc être prudent avec la météo, surtout si la base du GPS est éloignée comme ce fut le cas ici. Enfin, un dernier problème vient de la faune locale, notamment des bovidés. Il faut être attentif à ne pas mettre la base dans une zone de pâture sous peine de dégâts probables.

3.3 La géoélectricité

La géoélectricité a pour but de déterminer la nature du sol (Bommer et al. 2010) grâce à la résistivité électrique qui varie en fonction des terrains (lithologie, porosité, teneur en glace, eau et température) (Hauck & Kneisel 2008). Par exemple, un corps gelé sera beaucoup plus résistant que de la roche en place (**fig. 3.4**). Dans le cas où on voudrait attester de la présence d'un pergélisol, la géoélectricité est considérée comme un moyen indirect, contrairement à un forage qui donne la température en profondeur directement. C'est pourquoi, il faudrait idéalement combiner au moins deux méthodes géophysiques pour recouper les données interprétées (Bommer et al. 2010; Hauck & Kneisel, 2008).

Qualification de la résistivité spécifique	Ordre de grandeur de la résistivité spécifique (kΩm)	Typicité du mélange glace/sédiments (ice/rock mixture)
Extrême	> 10'000	Glace de la zone d'accumulation glaciaire tempérée
Très élevée	3'000 – 5'000	Corps de glace massive : lambeaux de petits glaciers (glacierets), cônes d'avalanches ou plaques de glace enfuis, glace de ségrégation (?), glace de zone d'accumulation glaciaire froide
Elevée	1'000 – 2'000	
Peu élevée	100 – 500	Sédiments gelés (- température et/ou glace et/ou eau non gelée)
Faible	20 – 50	
Très faible	< 10	

Fig. 3.4 Quelques résistivités typiques du domaine périglaciaire. Tiré de Delaloye (2004: 56).

La tomographie de la résistivité électrique (Electrical Resistivity Tomography) est une méthode géophysique qui mesure la distribution de la résistivité électrique (ou conductivité) d'une coupe transversale du sous-sol en deux dimensions. Cette méthode permet d'identifier la structure et la lithologie du sous-sol avec le changement de résistivité propre à chaque matériau. En effet, la résistivité apparente (il s'agit de la «résistivité de toutes les couches traversées par le courant») (Schütz, 2007:44). ρ_a (en kΩm) est la capacité d'un milieu à s'opposer au passage d'un courant électrique (I) entre deux électrodes (M et N). On mesure ensuite la différence de potentiel (ΔV) entre M et N, qui dépend de différents facteurs (salinité du fluide, saturation, porosité ou température) et qui varie en fonction des matériaux traversés. En fonction de la résistivité la formule s'exprime de la manière suivante:

$$\rho_a = k \cdot \Delta V / I$$

Où k est un coefficient qui dépend de la configuration choisie (Wenner, Schlumberger, Dipôle-Dipôle) (Marescot, 2006). En fonction de ce que l'on veut savoir sur le sous-sol, on choisira une de ces configurations qui verra alors la position des électrodes A, M, N et B) modifiée (**fig. 3.5**). La configuration de Wenner est utilisable lorsque le terrain est hétérogène. Celle de Wenner-Schlumberger est la plus utilisée (Marescot, 2006), car elle est efficace lorsque le terrain à étudier est inconnu. Enfin, le dispositif dipôle-dipôle est meilleur si le terrain n'est pas trop bruité et que l'on veut une bonne information verticale et horizontale.

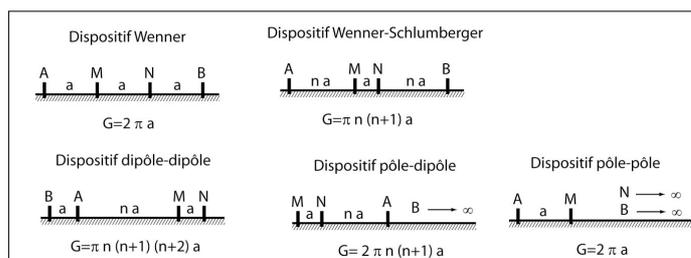


Fig. 3.5 Les différents dispositifs utilisables pour la tomographie électrique. Tiré de Marescot (2006: 27).

L'application de la méthode se fait en trois temps: par l'acquisition des données sur le terrain en premier lieu, puis leur interprétation au moyen de modèles d'inversion, enfin par l'évaluation du modèle (Marescot, 2006) (**fig.3.6**).

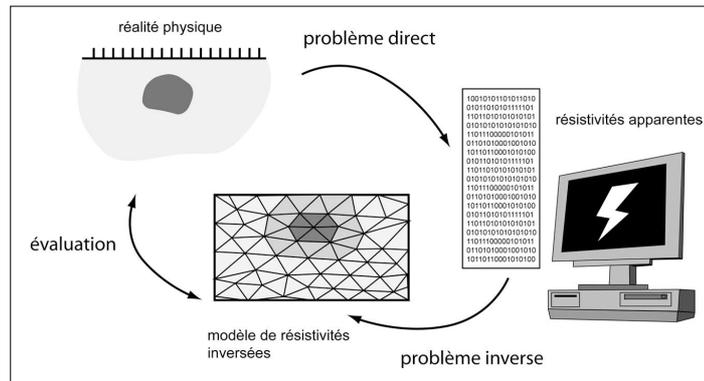


Fig. 3.6 Les trois étapes de la tomographie électrique. Tiré de Marescot (2006: 25).

La tomographie électrique est une méthode qui s'est répandue ces dernières années parmi les chercheurs du domaine périglaciaire pour la prospection du pergélisol et de la structure interne des glaciers rocheux (Delaloye, 2004; Marescot, 2006; Hauck & Kneisel, 2008; Ramelli, 2010).

Mise en oeuvre

L'**acquisition des données**, constitue le problème direct de la tomographie électrique. La première partie du travail consiste à collecter les résistivités apparentes (données). Travail plus ou moins laborieux suivant le type de terrain, puisqu'il faut mettre en place un profil de 188 mètres de long avec un câble munis de 48 électrodes tous les quatre mètres dans notre cas, le tout relié à un Syscal et à des batteries. Si le terrain est fait d'une granulométrie grossière, l'utilisation d'éponges mouillées et salées permettra d'aider à faire passer le courant électrique. En fonction du sol et de ce que l'on veut savoir on choisit une configuration, dans notre cas le dispositif de Wenner, car le terrain était très hétérogène. Ensuite, on fait passer du courant entre les électrodes A et B, tandis que les électrodes M et N mesurent la différence de potentiel (**fig. 3.7**).

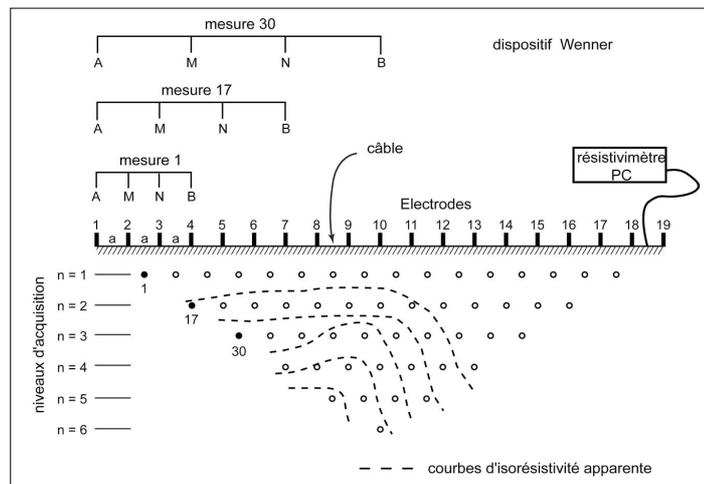


Fig.3.7 Acquisition des données et construction d'une pseudo-section avec le dispositif de Wenner. Tiré de Marescot (2006: 29).

Le **traitement des données**, constitue le problème inverse: le logiciel RES2DINV essaie de reconstituer un modèle de la réalité par rapport aux données acquises sur le terrain (Hauck et al. 2007; Kneisel et al. 2008). Ce modèle d'inversion est aussi appelé tomographie et a pour but la «*minimisation de la somme des écarts (au carré dans le cas d'une minimisation par moindres carrés) entre les résistivités apparentes mesurées et calculées sur un modèle*» (Marescot, 2006:32) (**fig. 3.8**).

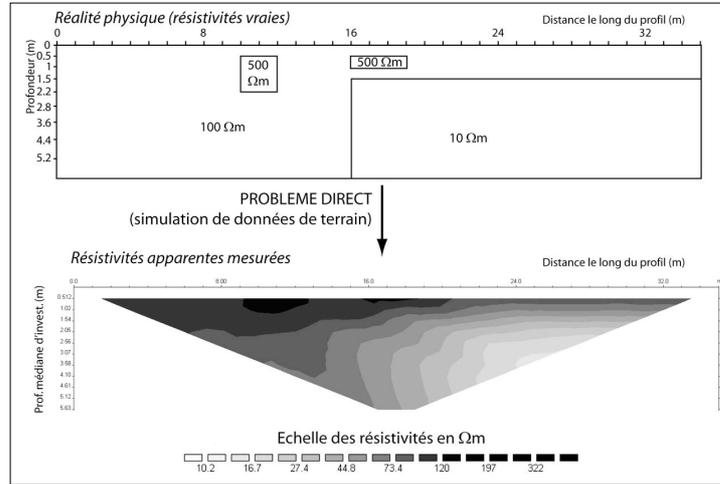


Fig. 3.8 Construction du modèle qui essaie de reconstituer un modèle de la réalité à partir des données de terrain. Tiré de Marescot (2006: 33).

Enfin, l'**évaluation du modèle** est la dernière étape qui consiste à diminuer le pourcentage d'erreur entre la pseudo-section⁵ mesurée et celle modélisée. Le logiciel fait un certain nombre d'itérations pour diminuer l'erreur qui devrait se situer idéalement autour de 10% au maximum pour que le modèle soit valide (**fig. 3.9**). L'interprétation du modèle est ensuite possible, mais il faut être prudent avec l'analyse: par exemple un volume d'air peut être interprété comme un corps de pergélisol à cause des résistivités élevées, alors qu'il n'en est rien.

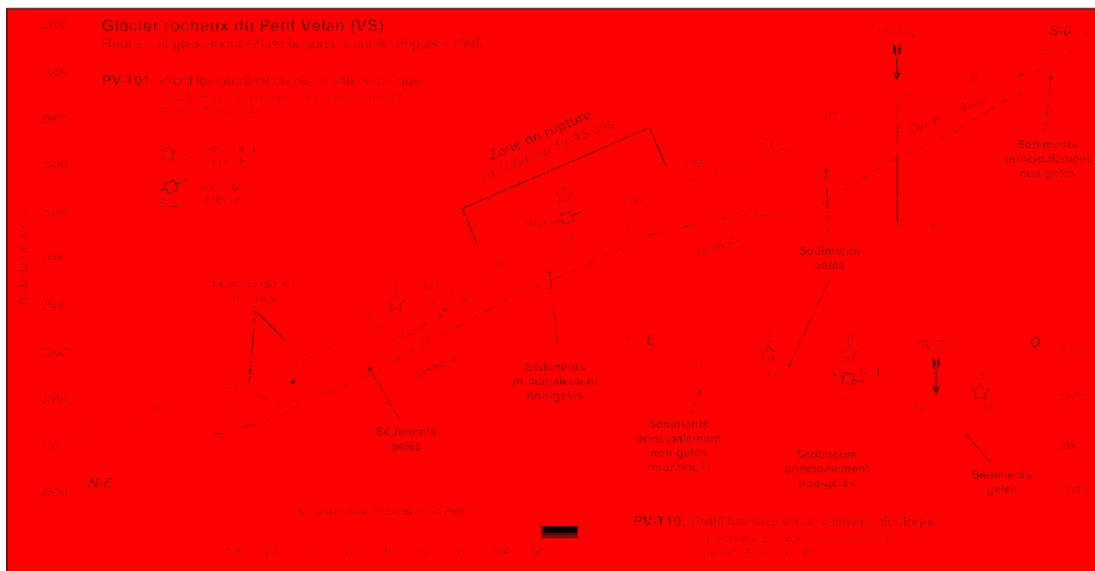


Fig. 3.9 Résultat d'une tomographie après le traitement des données et intégration dans le profil de la topographie. Tiré de Delaloye & Morard (2011: 9).

⁵ La pseudo-section est le résultat de la modélisation (interpolation des données).

Problèmes

Différentes difficultés peuvent survenir lors de l'application de cette méthode. Tout d'abord, l'accès au site peut déjà être une source de problème, car le matériel est lourd et volumineux. Ce fut notre cas et c'est par hélicoptère que nous avons pu atteindre le site d'étude. Deuxièmement, plus le terrain d'étude comporte des gros blocs, plus les résultats seront bruités et potentiellement faussés. Dans notre cas, le glacier rocheux est fait de blocs plurimétriques, ce qui a compliqué la tâche pour installer le matériel et acquérir des données utilisables.

3.4 La photogrammétrie

La photogrammétrie est une méthode qui vise à quantifier le déplacement d'objets dans une période de temps. Cette méthode est largement utilisée dans le domaine périglaciaire, notamment sur les mouvements des glaciers rocheux (Kääb et al. 1997; Strozzi et al. 2004; Roer et al. 2005; Lugon et al. 2008; Cossard et al. 2011).

Mise en oeuvre

Pour cette méthode, on utilise des photos aériennes qui doivent être corrigées «*en fonction de paramètres d'orientation interne et externe propre à l'image*» (Perruchoud, 2007: 31), ce qui permet de rectifier les déformations des images. Une fois que l'image est orthorectifiée, on peut la comparer à d'autres images du même genre à d'autres périodes avec un logiciel (ERDASS par exemple). Ce type de comparaison permet de voir si des mouvements horizontaux ont affecté un versant/une forme. Les déplacements peuvent être mesurés avec une précision métrique. Pour une marche à suivre complète, se référer au rapport de Lugon et al. (2005). L'intérêt de cette méthode est qu'elle permet de mettre en évidence des mouvements de surface. Si en plus, les photos ont été prises régulièrement, comme c'est le cas en Suisse (depuis les années 50), on peut obtenir un suivi des mouvements sur plusieurs décennies.

Mais la photogrammétrie est une méthode relativement complexe qui demande un certain nombre de moyens et de connaissances. Dans le cadre de cette étude, nous nous sommes contentés de faire de la photogrammétrie de base en comparant des photos aériennes orthorectifiées avec un plan cadastral de la région, à l'image de ce qu'a fait Lambiel (2006) pour sa thèse (fig. 3.10).

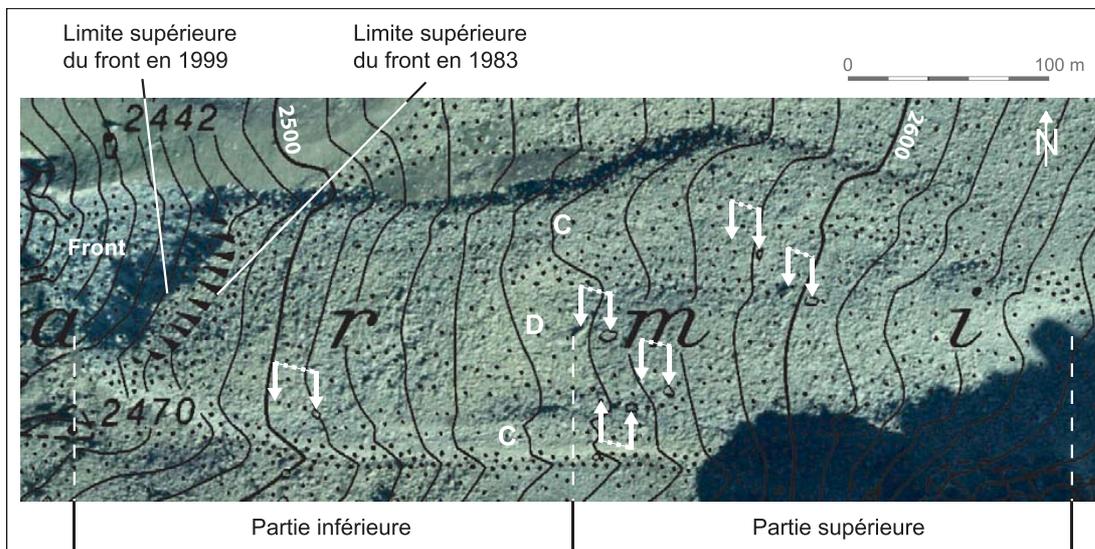


Fig. 3.10 Mouvements horizontaux mis en évidence grâce à la superposition du plan cadastral au 1:10'000 et d'une orthophoto de 1999 sur le glacier rocheux de Tsarminne. Tiré de Lambiel (2006: 222).

Problèmes

L'inconvénient majeur de la photogrammétrie est d'obtenir des images de qualité, soit sans nuages ou neige, qui cacheraient la surface du sol. L'analyse photogramétrique sera donc conditionnée par la qualité et la disponibilité des images.

3.5 L'interférométrie radar satellitaire (InSAR)

L'interférométrie radar satellitaire (*Interferometric Synthetic Aperture Radar*) est une méthode de télédétection de mouvements de versant qui permet de créer des interférogrammes sur les mouvements de surface d'après un laps de temps plus court que la photogrammétrie. Les interférogrammes se présentent sous forme de polygones; ceux qui ont une couleur différente montrent des déplacements quantifiables de manière précise (au centimètre) (Delaloye et al. 2007, 2008; Lugon et al. 2008) (**fig. 3.11**).

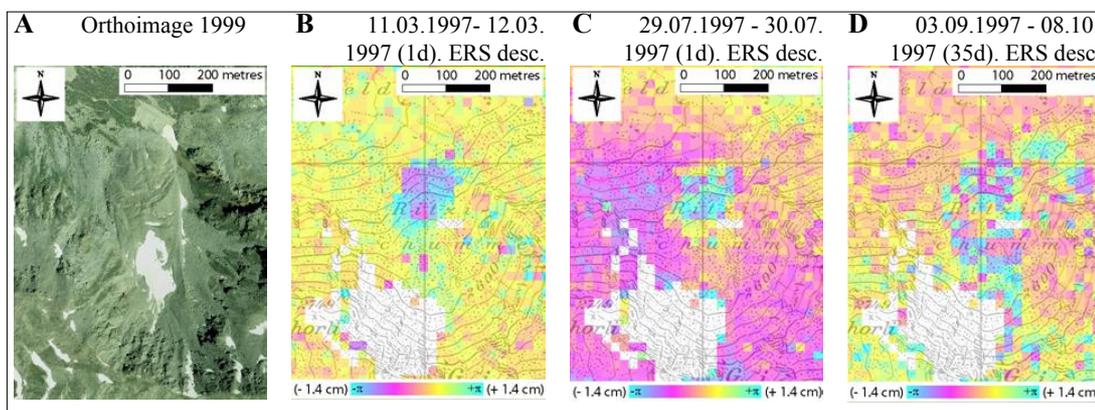


Fig. 3.11 Exemple d'interférogrammes pour le glacier rocheux en surge de Ritzschumm (Vallée de Turtmann). Des mouvements visibles à un jour d'intervalle sont déjà observables (B et C) Tiré de Delaloye et al. (2005: 35).

Cette méthode a fait ses preuves et est utilisée dans le domaine périglaciaire depuis quelques années (Strozzi et al. 2004, 2010; Delaloye et al. 2005; PERMOS, 2009). Elle constitue un moyen efficace pour la détection et le suivi de mouvements de formes (glaciers rocheux par exemple), comme d'instabilités de versant.

Mise en oeuvre

Le principe de fonctionnement de la méthode repose sur le passage successif d'un satellite muni d'un radar à un intervalle d'un jour, d'un mois ou d'une année. Ceci permet de créer des cartes de déplacement (interférogrammes) avec une précision de l'ordre du centimètre (Delaloye et al. 2008; Lambiel, 2009). La résolution spatiale est relativement élevée (25 mètres) et des mouvements fins et allongés (< 50 mètres) peuvent être omis pour cette raison. Les données ne peuvent être prises qu'en été, là où la couverture neigeuse est minimale. Pour plus de détails sur la méthode, se référer à Strozzi et al. (2004).

Pour lire un interférogramme, il faut identifier les zones où un signal de couleur différent apparaît par rapport à son environnement. On distingue un signal cohérent quand il est de même couleur, d'un signal décorréolé qui est dû soit à une mauvaise réflexion de l'onde au sol, ou à des mouvements supérieurs à l'onde ou encore des mouvements très hétérogènes (Delaloye et al. 2008) (**fig. 3.12**).

Suivant l'intervalle choisi (jour, mois ou années), on pourra distinguer différents mouvements. À un intervalle d'une journée, les mouvements que l'on détectera sont issus des glaciers rocheux en surge et des zones affectées par de la gélifluxion. L'intervalle de mois permet d'identifier les mouvements de glaciers rocheux actifs et de glissement rocheux. Enfin, l'intervalle d'une année permet d'identifier au mieux les processus de solifluxion/gélifluxion. Le signal des glaciers rocheux actifs est en général décorréolé tandis que des petits mouvements peuvent être repérés pour des glaciers rocheux jugés inactifs.

Enfin pour les glissements/tassements rocheux lents, il s'agit de l'intervalle idéal (Delaloye et al. 2005).

Landform	Time Lapse			
	1 day (winter)	1 day (summer)	35-105 days (summer)	year(s)
Glacier	c	d	d	d
Debris-covered glacier I	c	d	d	d
Debris-covered glacier II	-	d	d	d
Push-moraine	-	-	c/d	d
Active rock glacier				
<i>Surging</i>	c	c	d	d
<i>Very active</i>	-	(c)	d	d
<i>Active</i>	-	-	d	d
<i>Low active</i>	-	-	c	d
<i>Very low active (inactive)</i>	-	-	-	c
Landslide / sagging				
<i>Active</i>	-	-	c/d	d
<i>Slow</i>	-	-	-	c
Gelifluction	-	(d)	d	d
Subsidence by drainage in bedrock	-	-	(c)	c

- : no signal; c : coherent signal; (c) : possible coherent signal; d : decorrelated signal; (d) : possible signal (decorrelated); c/d : coherent or decorrelated signal

Fig. 3.12 Détection de mouvements de versant en fonction des signaux InSAR. Tiré de Delaloye et al. (2007: 2).

Problèmes

Cette méthode ne peut pas être appliquée partout, seuls les versants ouest et est sont favorables en raison de la configuration des satellites qui possèdent un angle fixe pour les images ERS (*European Remote Sensing satellite system*) (Perruchoud, 2007). L'enneigement perturbe le signal InSAR et donne un signal décorrélé car les ondes radar s'y réfléchissent, il en va de même avec la végétation, les données InSAR sont donc valides au-dessus de la limite de la forêt, soit vers 2300-2500 m dans les Alpes (Delaloye et al. 2008). Enfin, les parois rocheuses ne permettent pas de bénéficier de cette technologie, car l'onde a un angle d'incidence trop faible.

4. Zone d'étude



Photo du chapitre

Vue sur le bastion morainique de la Tsa depuis le glacier rocheux de la Roussette.

4.1 Cadre géographique

La zone d'étude se situe au sud du Valais central dans le Val d'Hérens. Cette longue vallée glaciaire d'une quarantaine de kilomètres prend sa source dans les vals de Ferpècle et d'Arolla. C'est en rive droite de ce dernier que se trouve le versant ouest de la Tsa en face du village d'Arolla (*fig. 4.1*).

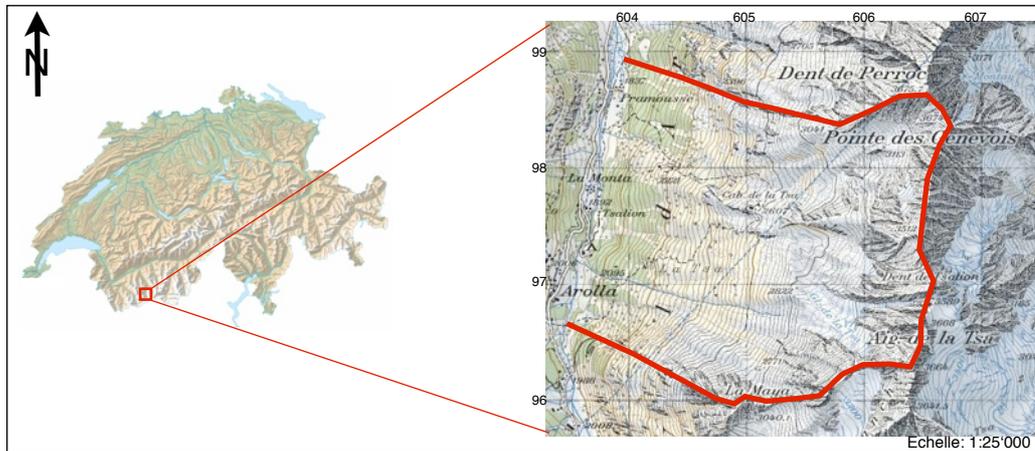


Fig. 4.1 Situation du versant de la Tsa. Tiré de OFEV, 2011).

Le versant d'étude est limité géographiquement par les éléments suivants (*fig. 4.2*):

- Au **nord** par la Dent de Perroc (3664 m).
- À l'**est** il suit la ligne de crête en direction du sud, en passant par la Pointe des Genevois (3674 m), la Dent de Tsalion (3589 m) ou encore l'Aiguille de la Tsa (3668 m).
- Au **sud** par le sommet de la Maya (3040 m).
- À l'**ouest** par la Borgne d'Arolla (1900 m)



Fig. 4.2 Le versant de la Tsa vu depuis le domaine skiable d'Arolla.

Le versant de la Tsa est un versant raide: il compte environ 1600 m de dénivellation entre 1850 m et 3674 m d'altitude, pour une superficie de 6 km². Particulièrement escarpé dans sa partie inférieure (zone de forêt jusque vers 2100-2200 m d'altitude) et dans sa partie moyenne (entre 2200 m et 2800 m), le versant forme une pente régulière de plus de 30°. Entre 2800 m et 3000 m, le terrain se couche et retient d'imposants bastions morainiques sous la Pointe des Genevois et de l'Aiguille de Tsa. Enfin, les 600 derniers mètres sont constitués de parois rocheuses compactes et raides.

La topographie accidentée de la zone fait que les activités anthropiques sont restreintes: on dénombre une ligne à haute tension qui parcourt le bas du versant, protégée par des socles en béton; le camping d'Arolla situé au pied du versant et la cabane de la Tsa construite sur un replat au milieu du versant (**fig. 4.3**).

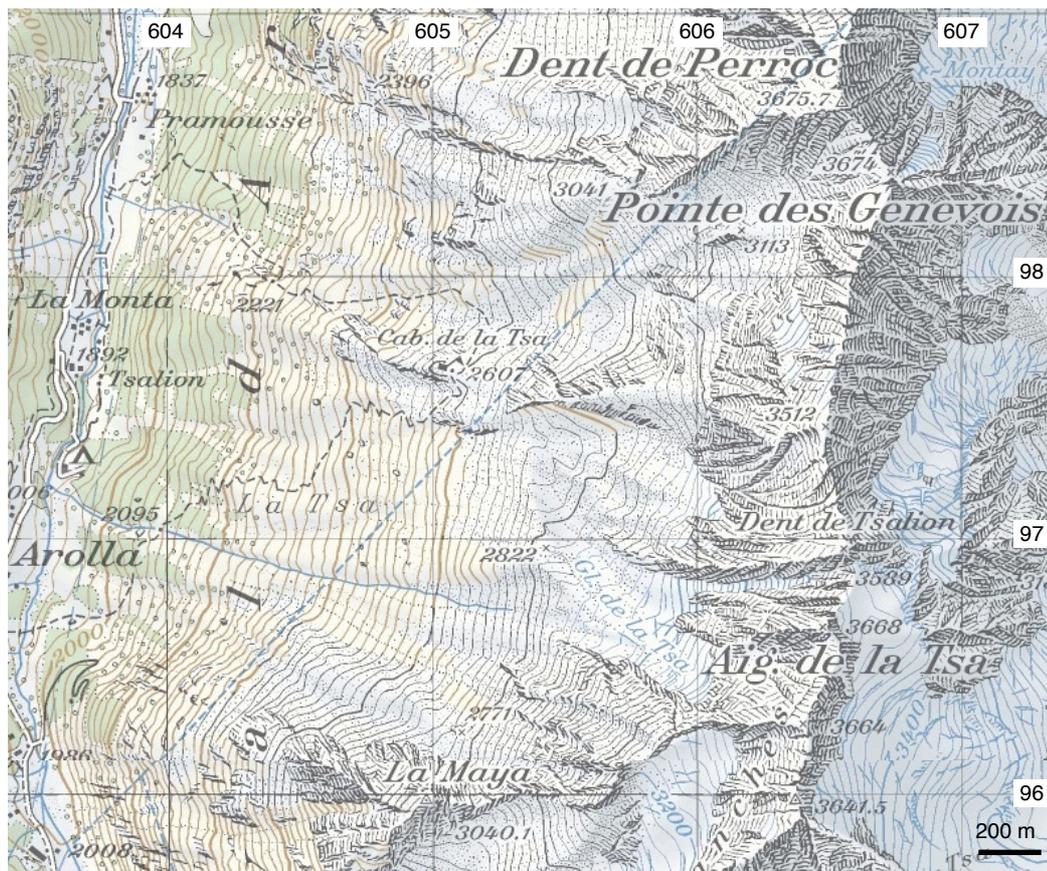


Fig. 4.3 Le versant de la Tsa. Modifié d'après Swisstopo (2003).

4.2 Cadre géologique

Le versant de la Tsa fait partie de la nappe de la Dent Blanche qui se rattache à l'Austroalpin, domaine paléogéographique correspondant à la bordure méridionale de la marge africaine. Lors de l'orogénèse alpine, l'Austroalpin a été charrié sur les unités Pennique et Helvétique; dans un deuxième temps, la nappe de la Dent Blanche a été isolée de l'Austroalpin en direction de l'ouest (**fig. 4.4**).

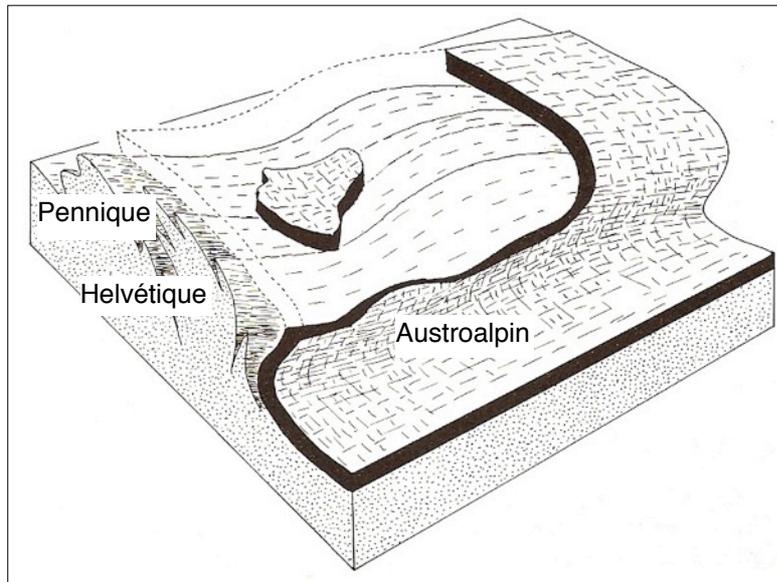


Fig. 4.4 Relation entre la nappe de la Dent-Blanche et l'Austroalpin. Modifié d'après Burri (1994: 79).

La nappe de la Dent Blanche est constituée de «*roches cristallines permo-carbonifères (gneiss, gabbros et granites)*» (Kunz, 1985: 9) et regroupe des hauts sommets alpins comme le Cervin, la Dent Blanche, le Zinalrothorn ou encore le Weisshorn (Marthaler, 2001). Sa mise en place est complexe, car elle s'est formée en deux temps distincts lors de l'orogénèse alpine (Steck et al. 2001):

- Au **Crétacé**⁶, deux nappes superposées se forment, la nappe inférieure d'Arolla-Sesia et la nappe supérieure de Valpelline-2DK. La nappe d'Arolla-Sesia contient des gneiss polycycliques et des orthogneiss permien, tandis que celle de Valpelline des volcanites et des sédiments métamorphisés.
- Ensuite, au cours du **Tertiaire**⁷, ces deux nappes sont déformées et certaines transportées en direction de l'ouest; ce qui est le cas pour la nappe de la Dent Blanche, qui s'est créée à ce moment-là.

Concrètement, dans le versant de la Tsa, ce sont des gneiss granitiques de la série d'Arolla qui dominent (**fig. 4.5 et 4.6**) et qui ressortent principalement sur les crêtes rocheuses. La lithologie compétente des ces roches, combinée à un versant abrupt, ont permis et permettent toujours, d'alimenter le versant en blocs et débris rocheux, notamment les moraines et les glaciers rocheux. Le reste du versant est constitué de moraine du Petit Âge glaciaire au niveau des bastions actuels, tandis que le milieu du versant contient de la moraine Tardiglaciaire (**fig. 4.6**).

⁶ Période géologique qui s'étend entre 145 et 65 millions d'années, elle correspond à la période de subduction de la plaque européenne sous la plaque africaine.

⁷ Période géologique qui s'étend entre 65 et 6 millions d'années, où a eu lieu la collision entre les plaques.



Fig. 4.5 Gneiss métamorphisés de la série d'Arolla présentes dans le versant.

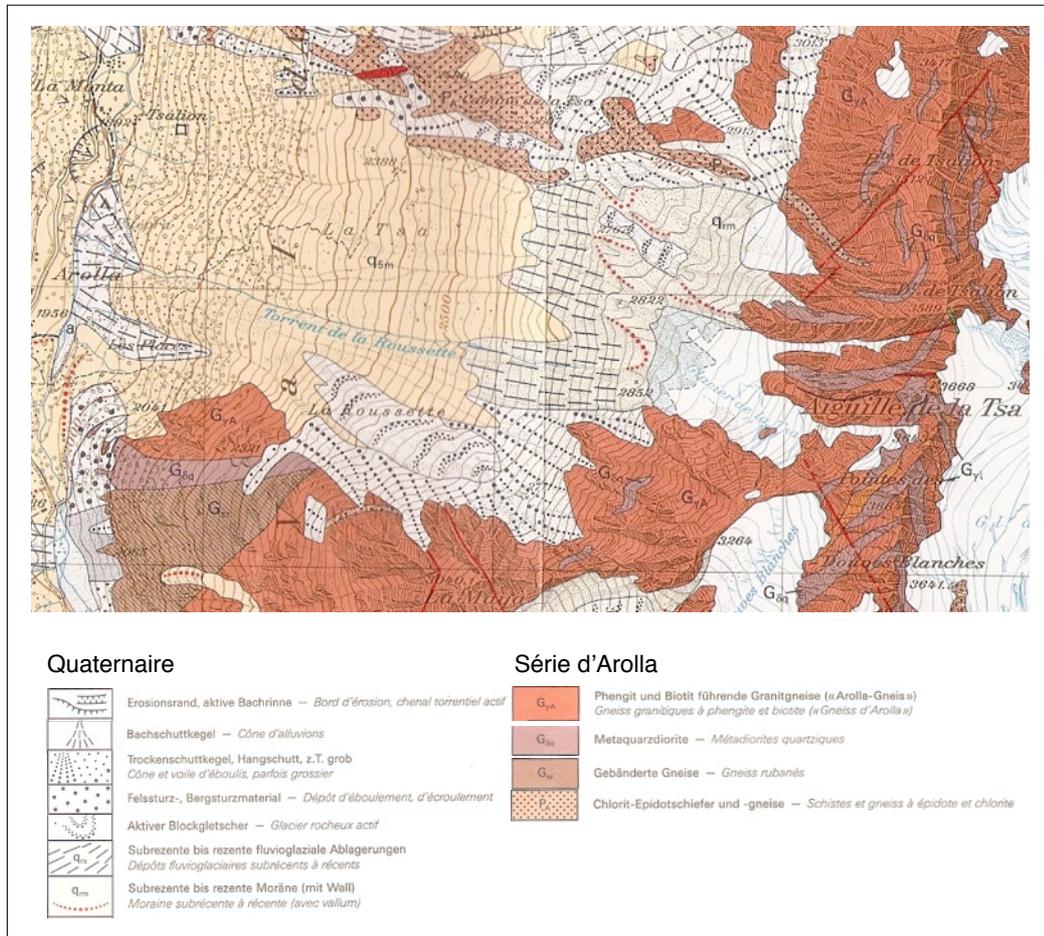


Fig. 4.6 Extrait de la carte géologique au 1:25'000. Modifié d'après Bucher et al. (2003)⁸.

⁸ La carte géologique ne couvre pas l'entier du versant de la Tsa, car ce dernier se situe à l'interface des cartes du Matterhorn et d'Evolène, qui n'est actuellement pas terminée.

4.3 Cadre climatique

4.3.1 Climat

La situation de la Suisse en Europe fait qu'elle est soumise à trois climats principaux: océanique, continental et méditerranéen (Fallot, 2009). En Valais, la situation se complique, car les Alpes jouent un rôle de barrage par rapport aux vallées si bien que le régime climatique varie fortement d'une région à une autre.

Afin de se représenter au mieux les conditions climatiques d'un lieu, il faut utiliser les données météorologiques d'une station la plus proche possible du lieu d'étude. Dans notre cas, il s'agit de la station météo d'Evolène/Villa (1850 m d'altitude). La température moyenne annuelle entre 1990 et 2010 (MeteoSuisse, 2011) est de 4.3°C et les précipitations moyennes annuelles de 705 mm.

Comme l'essentiel du travail s'intéresse au domaine périglaciaire, il s'agit de calculer la température moyenne annuelle (MAAT) pour une altitude correspondant au front des glaciers rocheux du terrain d'étude, soit vers 2300 m. Le calcul s'effectue avec la formule de Bouët (1985):

$$T = T_0 - [(z - z_0) * (T/h)]$$

Où T est la température (°C) estimée en fonction d'une altitude z; T₀ correspond à la température (°C) mesurée à une altitude z₀; z est l'altitude à laquelle on veut connaître la température; z₀ est l'altitude (m) de la station de mesure; enfin, T/h est le gradient de température estimé à 0.56°C/100m.

Selon cette formule, à 2300 m la température moyenne annuelle est de 0.9°C. Ce chiffre correspond à ce qu'ont calculé Lambiel & Reynard (2001) pour l'altitude du 0°C à une altitude de 2500 m dans la région. Ils ont également estimé la hauteur des précipitations annuelles à 1500 mm. Ces chiffres sont plausibles compte tenu de la limite inférieure des glaciers rocheux de la région et du modèle de répartition du pergélisol dans le versant (voir chap.4.4).

La région du val d'Arolla est soumise à des conditions climatiques continentales intra-alpines. La vallée subit une situation d'abri par rapport aux perturbations venant du nord et de l'ouest, mais elle est soumise à des situations advectives du sud (Cheseaux, 2005).

4.3.2 Caractéristiques climatiques durant la période d'étude

Voici un bref aperçu des conditions météorologiques saisonnières rencontrées durant l'année 2010 (MétéoSuisse, 2010):

- **Automne 2009** a été le troisième automne le plus chaud depuis 1864, avec un excédent thermique de 1.6°C.
- **Hiver 09/10** a été l'hiver le plus froid depuis celui de 1980-1981 (MétéoSuisse, 2010). La région a connu un bilan hydrique excédentaire, grâce aux situations advectives du sud.
- **Printemps 2010:** a été doux et de nombreuses précipitations ont touché la région (surtout en mai). Si bien qu'en début juin, le versant était encore bien enneigé à partir de 2500 m.

- **Été 2010:** juin fut un mois assez gris et humide, tandis que juillet a été très chaud et beau. Le mois d'août a été plus mitigé. Malgré cela, l'été a été le 9^e plus chaud depuis le début des mesures avec un excédent thermique de 1,7°C.
- **Automne 2010:** a été une période dans la norme au niveau thermique. L'enneigement a été précoce (octobre) et une couche de neige d'environ un mètre s'est rapidement mise en place (décembre) dans la région (SLF, 2010).

4.4 Distribution du pergélisol dans le versant

Dans les Alpes, la limite inférieure du pergélisol discontinu varie en fonction de différents facteurs (voir chap.2.2.4) et notamment de l'orientation (**fig. 4.7**).

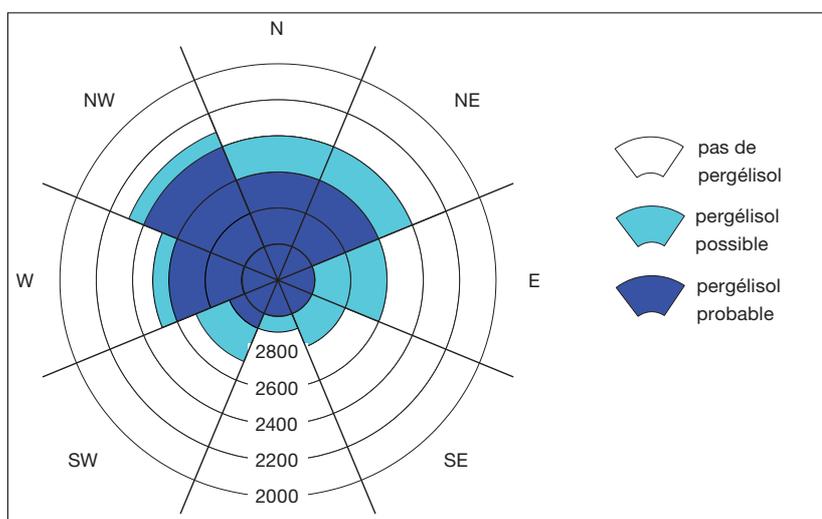


Fig. 4.7 Répartition du pergélisol en fonction de l'orientation et de l'altitude d'après la limite inférieure des glaciers rocheux. Tiré de Bommer et al. (2010: 46)

Les glaciers rocheux actifs constituent un indice de la présence de pergélisol et donc de la limite inférieure de ce dernier (Barsch 1996, Lambiel 2006, Morard et al. 2009). Dans la région d'Arolla, la limite inférieure du pergélisol discontinu est estimée vers 2550 m en orientation ouest sur la base d'un inventaire de glaciers rocheux (Lambiel, 2006).

Selon la carte de la simulation du pergélisol (OFEG, 2005) (**fig. 4.8**), la limite inférieure dans le versant de la Tsa se situerait vers 2400 m (pergélisol possible: en jaune sur la carte). Cette limite semble plausible, puisque deux glaciers rocheux actifs ont leur front à cette altitude: le glacier rocheux de la Roussette et celui du tassement de Perroc.

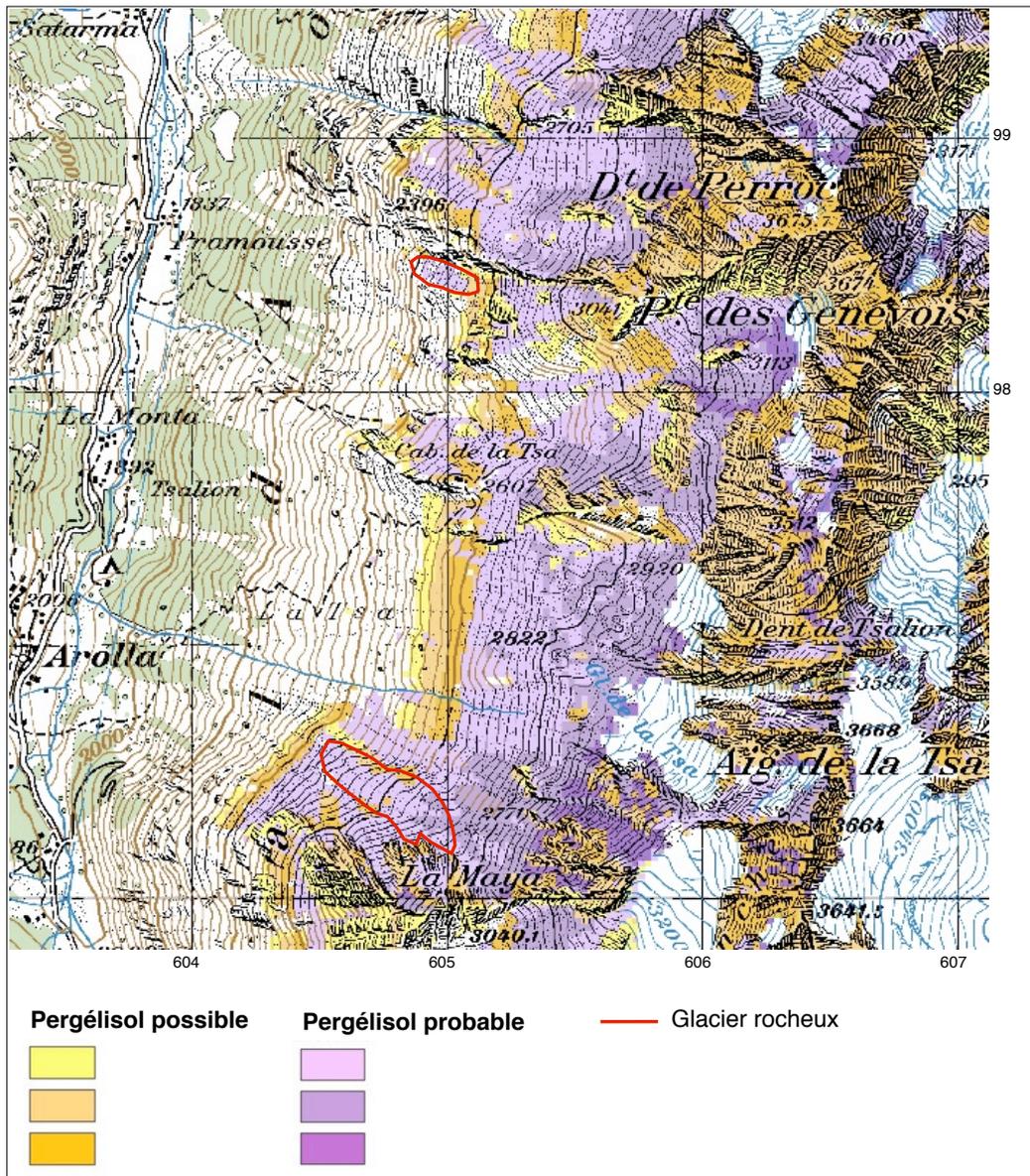


Fig. 4.8 Extrait de la carte sur la répartition du pergélisol dans le versant de la Tsa. En rouge: les deux glaciers rocheux à la limite inférieure de la distribution du pergélisol sur le terrain. Echelle: 1:25'000. Modifié d'après OFEG (2005).

5. Etude géomorphologique



Photo du chapitre

Au premier plan, la moraine de poussée localisée dans le bastion morainique de la Tsa, dominée par la Pointe de Tsalion à gauche (3512 m), la Dent de Tsalion au centre (3589 m) et l'Aiguille de la Tsa à droite (3668 m).

5.1 Etude géomorphologique

Ce chapitre expose les différents processus et formes présents dans le versant de la Tsa. Ils sont développés en fonction de leur mise en place dans le temps et de leur localisation amont-aval: formes et processus structuraux, glaciaires, gravitaires, périglaciaires et fluviatiles; les glaciers et leurs formes associées sont mis ensemble tout comme les torrents avec les formes fluviatiles.

Il s'agit de décrire pour chaque forme ou processus un certain nombre d'éléments comme leur localisation spatiale, de fournir une description et une explication de leur morphogénèse et état actuel (actif ou fossile).

Il s'agit enfin, pour les éléments les plus dynamiques, de donner une brève analyse de leur évolution

Malgré la taille restreinte du versant (6km²), les formes et les processus sont variés. Les raisons sont diverses: premièrement le versant de la Tsa présente une forte extension verticale (environ 1700 m) qui passe successivement de l'étage forestier, à périglaciaire et glaciaire (Deline, 1998). Ensuite, le versant de la Tsa n'est pas soumis à un étagement morphodynamique (il s'agit de l'«*organisation étagée sur un versant des processus morphogéniques et des formes*» (Deline, 1998: 27) qui devrait être identique entre adret et ubac). Or ce n'est pas le cas pour le versant de la Tsa, situé en rive droite du val d'Arolla pour des questions géologiques. Enfin parce que le versant de la Tsa est composé de formes héritées et actives qui compliquent encore sa lecture et qui en font un versant complexe.

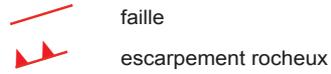
Il a donc été délibérément choisi de décrire dans les points 5.1.1 à 5.1.5 les éléments les plus marquants et importants du versant. Cette étude géomorphologique n'est donc pas exhaustive.

Un premier coup d'oeil sur la carte géomorphologique (**fig. 5.1**) montre que les dépôts morainiques prédominent dans le versant. Ces dépôts sont remaniés en direction de l'aval à l'aide de processus gravitaires et fluviatiles.

Autrefois façonné par les glaciers, le versant est actuellement soumis à d'autres processus dominants: gravitaires, fluviatiles, périglaciaires et glaciaires dans une moindre mesure.

Légende

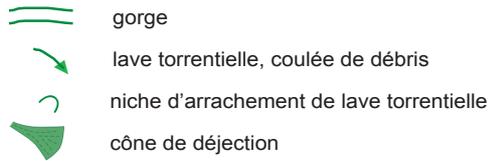
Formes structurales



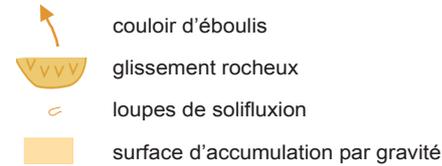
Hydrographie



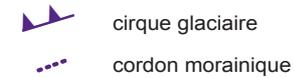
Formes fluviales



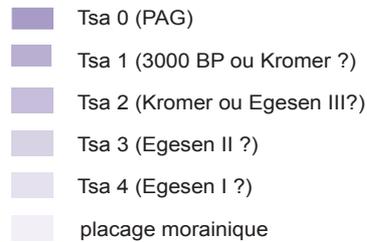
Formes gravitaires



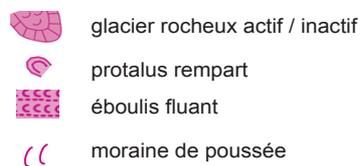
Formes glaciaires



Positions glaciaires supposées



Formes périglaciaires



Formes anthropiques



Formes organogènes

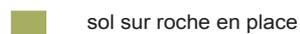


Fig 5.1

Carte géomorphologique du versant de la Tsa.

5.1.1 Les formes structurales

Le versant de la Tsa est dominé par de hautes parois rocheuses qui culminent autour de 3500 m. Ces roches ont une forte déclivité (500 m) et présentent une faible schistosité. Autrefois englacées, elles sont actuellement à la merci des processus de météorisation qui créent un apport régulier en matériaux rocheux vers l'aval.

Quatre failles principales sont dénombrées dans ces parois: une à la Maya, deux en oblique entre la Pointe et la Dent de Tsalion et une entre la Dent de Tsalion et l'Aiguille de la Tsa (c.f. **fig. 4.6** et **fig. 5.2**). Ces failles sont peu visibles à l'oeil nu et l'aide de la carte géologique a été nécessaire pour les repérer. Il est également probable que les couloirs entre les parois, soient lié à la structure géologique.



Fig. 5.2 L'Aiguille de la Tsa et ses roches gneissiques. En rouge, une faille est figurée en haut d'un des couloirs de l'Aiguille de la Tsa.

Le versant de la Tsa présente une très forte homogénéité géologique (gneiss de la nappe de la Dent Blanche), ce qui réduit le nombre de formes structurales, mais qui met en évidence la macroforme du versant liée à l'érosion différentielle glaciaire.

5.1.2 Les processus et formes glaciaires

Les glaciers ont fortement influencé la topographie générale du versant de la Tsa et la macroforme qui en résulte.

Au LGM (*Late Glacial Maximum*), le val d'Arolla était englacé jusqu'à 3000 m environ. Les glaciers des cirques de la Tsa et des Genevois confluaient avec le glacier d'Arolla vers 2600 m - 2700 m environ. Etant donné la taille du glacier principal (Arolla), il a eu un énorme pouvoir érosif et a surcreusé le versant de la Tsa en forme d'auge jusque vers 2700 m. À cette altitude, le versant de la Tsa forme un replat qui contient actuellement les moraines des petits cirques glaciaires qui ont conflué avec le glacier d'Arolla. Cet épaulement permet d'expliquer aussi la dynamique passée des glaciers de cirque, qui ont eu une dynamique plus faible et qui de ce fait, ont laissé des dépôts importants sous forme de bastions morainiques par la suite (Holocène) (**fig. 5.3**).

Le bas du versant est à l'origine en forme d'auge. Cette forme a progressivement disparu à cause des rééquilibrages paraglaciaires qui ont remanié les sédiments en direction de l'aval au cours du temps. Le bas du versant est ainsi composé d'une importante couverture morainique, déposée au cours des différents stades tardiglaciaires .

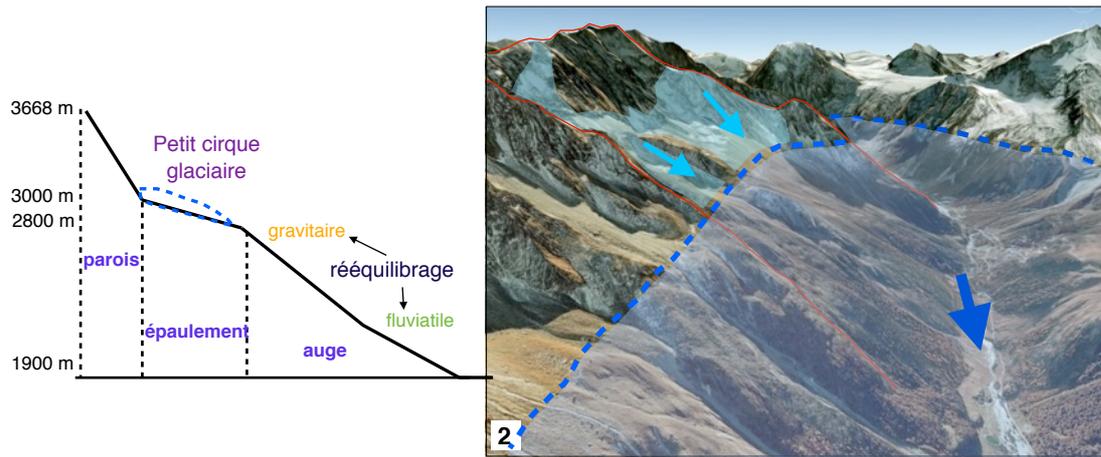


fig. 5.3 Corrélation entre la macroforme du versant de la Tsa et la reconstitution glaciaire au LGM (d'après Bini et al. 2009). Zoom sur le profil vertical du versant de la Tsa: les parois rocheuses constituent le haut du versant et ont été faiblement englacées. L'épaulement glaciaire formé au LGM explique la topographie locale des cirques glaciaires actuels, tandis que le bas du versant en forme d'auge est soumis à un rééquilibrage gravitaire et fluviale. Source de l'image: Google Earth (2011), date de la photo aérienne: 30.10.2009.

La partie supérieure du versant est constituée de deux petits cirques glaciaires entre 3000 m et 3700 m. Au nord du terrain d'étude, il s'agit du glacier des Genevois orienté à l'ouest-sud-ouest, tandis qu'au sud, c'est le glacier de la Tsa, orienté au nord-nord ouest.

Bien que la morphologie de ces glaciers soit proche, leur dynamique actuelle ainsi que leur évolution paléogéographique est différente. La reconstitution de cette dernière est relativement compliquée pour les positions glaciaires anté-PAG des deux appareils glaciaires.

Le glacier des Genevois

Situé entre 3000 et 3160 m, le glacier des Genevois n'existe pas actuellement sur les cartes topographiques, et n'a même jamais été cartographié et nommé comme tel, même sur la carte Dufour de 1861. La morphologie du bastion⁹ est fortement lié à la topographie, les fronts du bastion sont remaniés en permanence par des processus gravitaires et fluviaux par érosion régressive. Le bastion est couvert de blocs de taille décimétrique à plurimétrique et aucune glace n'affleure. Les blocs sont issus des parois rocheuses qui dominent la zone, mais leur disposition actuelle n'est pas sous forme de cône d'éboulis ou d'origine gravitaire. Les blocs n'ont pas de granoclassement et on observe des zones bombées (présence de glace probable) et des rides de compression à la limite du bastion à 3000 m, indices qui laissent penser que la dynamique glaciaire a joué un rôle important dans la morphogenèse. De plus, l'interférométrie radar satellitaire de 1997 a également détecté des mouvements dans le bastion morainique des Genevois (**fig. 5.4**).

Ces indices laissent penser qu'il subsiste toujours un glacier mais que celui-ci est couvert, ce qui expliquerait l'omission des cartographes de l'époque.

Enfin, un autre indice laisse penser que ce bastion est d'origine glaciaire, il s'agit du placage de débris rocheux de taille hétérogène adossés aux flancs sud de la Dent de

⁹ un bastion morainique est une forme construite «successivement lors des nombreuses péjorations climatiques holocènes» Bosson (2010: 136) et présente une morphologie massive et une grande taille.

Perroc à 3128 m d'altitude (**fig. 5.4**). Il s'agit probablement de placage morainique. Cet aspect sera développé dans le point suivant.

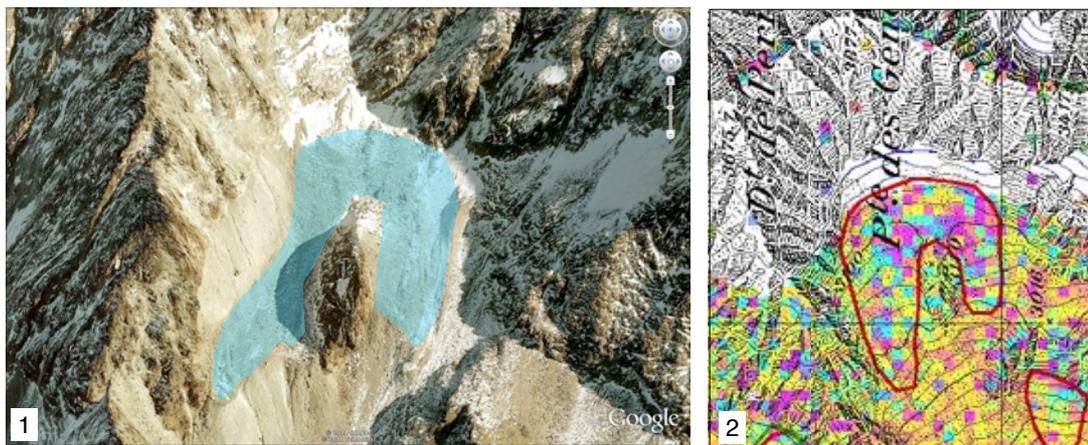


Fig. 5.4 1) En bleu, relique supposée de glace enterrée du bastion morainique des Genevois, où de la glace semble subsister. Source: Google Earth (date de la photo aérienne: 30.10.2009). 2) Mouvements repérés avec l'interférogramme à 35 jours d'intervalle (03.09.1997-08.10.1997). Tiré de Delaloye et al. (2005: 87).

Les positions glaciaires des Genevois

Grâce aux cartes topographiques historiques (carte Dufour, 1861 et atlas Siegfried, 1878), il est possible de déduire qu'au PAG, le glacier était déjà certainement couvert et qu'il a édifié le bastion morainique à cette époque-là et pendant les autres péjorations climatiques holocènes, tout comme pour le glacier de la Tsa.

En revanche, des traces de moraines sont quand même visibles, ce qui laisse penser qu'elles sont antérieures au PAG. Quatre-vingt mètres au-dessus du bastion morainique actuel, subsiste un placage morainique adossé à la Dent de Perroc (3675 m) et qui possède son pendant en rive gauche (**fig. 5.5**) à 3100 m (606°161/97°985). Ce placage est constitué d'une matrice fine et hétérogène combinée avec des blocs de tailles variables et disposés sans logique apparente, ressemblant à de la moraine de fond. Cette moraine a été peu remaniée, ce qui indiquerait qu'elle n'est pas si ancienne. Cette limite nette entre la roche en place et le placage s'étend de 3128 m à 3000 m au bord du bastion. Elle disparaît ensuite à l'aval. À l'inverse, en rive gauche, c'est une petite crête morainique qui constitue son pendant aux mêmes altitudes.

La datation de cette position glaciaire est probablement anté-PAG, pour plusieurs raisons:

- Premièrement à cause des représentations cartographiques de l'époque (fin du XIX^e) qui n'indiquent pas de glacier, alors que le PAG se termine.
- Deuxièmement parce que il a fallu une fonte de glace massive entre le dépôt de la moraine et le niveau actuel et que la fin du PAG semble trop récente pour que ce stade soit corrélé au PAG. En revanche ce qui est probable, c'est que cette moraine soit Holocène ou du Dryas récent (fin du Tardiglaciaire). Le problème c'est que la moraine a été fortement remaniée dans le versant et qu'il ne subsiste pas de traces de positions glaciaires. Pour attester de son âge, il faudrait faire des mesures directes (marteau de Schmid, datation par isotopes cosmogénique)

En revanche, si cette moraine de fond est certainement vieille, le cordon morainique considéré comme son pendant, pourrait ne pas l'être. L'altitude du glacier couvert actuel est en effet plus haute au sud du bastion (3070 m). Ce cordon pourrait donc être PAG

Aucune autre trace de moraine ou de placage n'a été détectée dans le versant. Le bastion est relativement restreint et les processus fluviaux et gravitaires ont contribué à remanier les traces de stades tardiglaciaires.

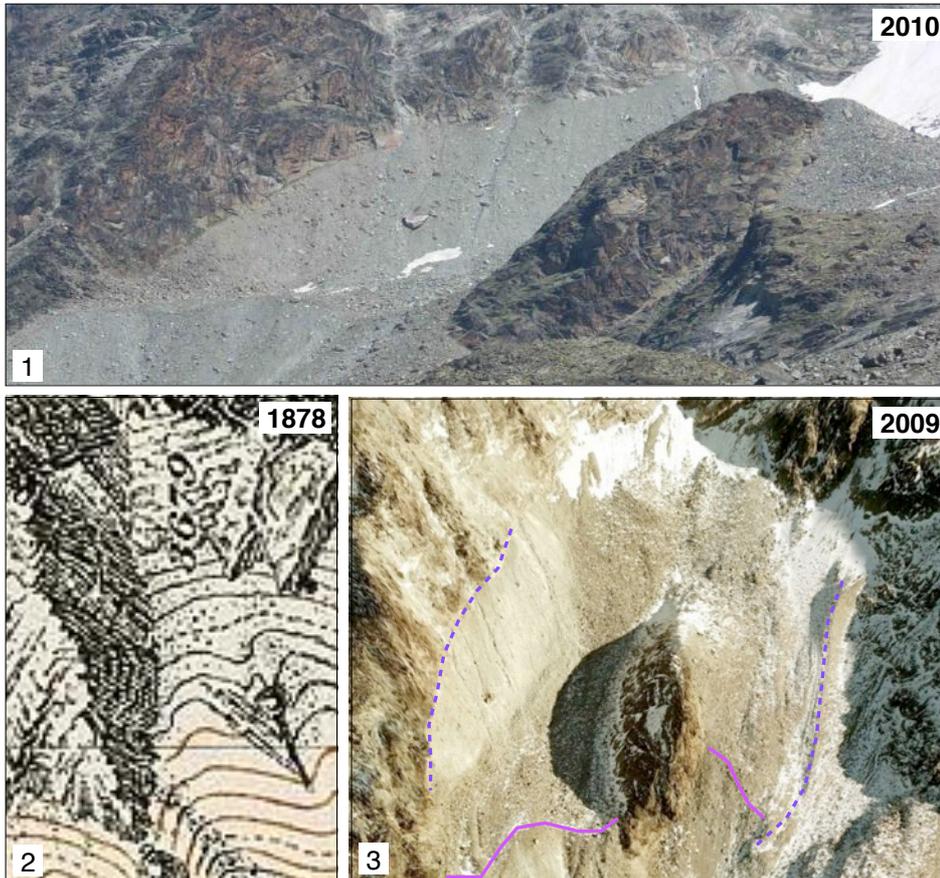


Fig. 5.5 1) Le placage morainique en rive droite du glacier des Genevois. 2) En 1878, le glacier n'est déjà pas cartographié sur la carte Siegfried (Evolène, 1878). Il est probablement déjà enterré. 3) Les traces du passage d'un paléoglacier. En trait tillé violet: les deux moraines peut-être correspondantes (celle de la rive gauche pourrait aussi être PAG) et en trait violet continu la limite probable du glacier couvert au PAG. Source: Google Earth, date de la photo aérienne: 30.10.2009)

Le glacier de la Tsa

Le secteur glaciaire de la Tsa présente plus d'indices et d'informations sur son histoire paléo-géographique que celui des Genevois. Il est situé dans la partie supérieure du versant de la Tsa et s'étend entre 3668 m et 2820 m. En réalité, deux glaciers subsistent actuellement: celui de la Tsa au pied de l'Aiguille du même nom et un glacieret sans nom entre la Pointe et la Dent de Tsalion.

Tous deux sont largement recouverts de débris rocheux parfois plurimétriques et ils se transforment en glaciers couverts dès 2940 m (**fig. 5.6**). L'épaisseur des fronts varie entre deux et trois mètres et aucune glace n'affleure en surface, en revanche leur front est facilement délimitable grâce à la différence de couleur entre le glacier (blocs plus foncés) et

le bastion (blocs plus clairs et semblant aplatis par le passage du glacier). La morphologie du glacier couvert se rapproche de celle d'un glacier rocheux, avec des zones bombées et des dépressions qui témoignent de la présence de glace. Toutefois, la topographie est plus simple et les fronts sont moins hauts qu'un glacier rocheux.

Ces deux glaciers ont probablement dû former un seul et unique appareil au Tardiglaciaire (cf. point suivant pour la reconstitution glaciaire). Ils ne sont actuellement plus coalescents, protégés par leur couverture détritique et alimentés par des névés.

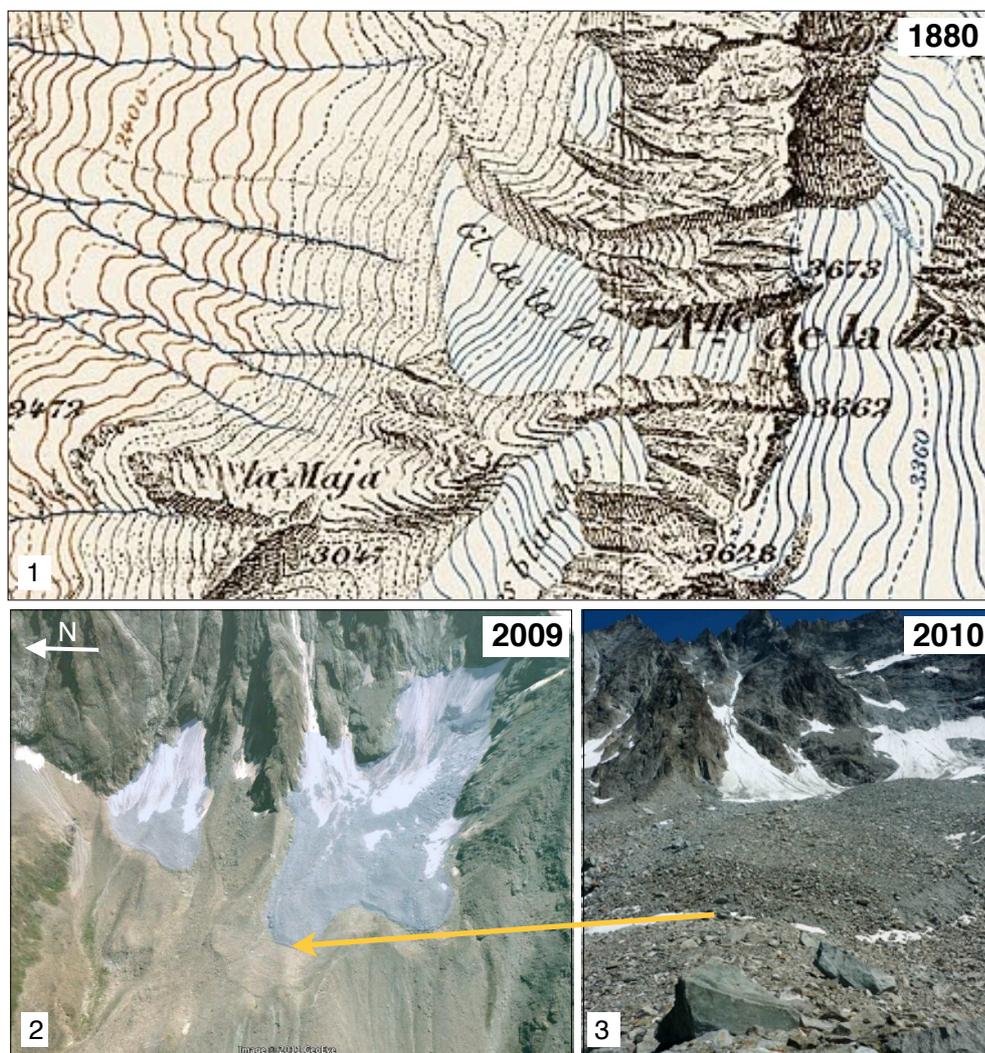


Fig. 5.6 Evolution du glacier de la Tsa au cours du temps. 1) Le glacier en 1880. (Carte Siegfried, Matterhorn 1880). 2) Sa limite actuelle avec un front bien délimité entièrement recouvert de blocs. Au second plan, les névés qui alimentent le glacier de la Tsa. (Google Earth, date de la photo aérienne: 18.08.2009). 3) Limite actuelle du glacier couvert de la Tsa.

On constate par ailleurs que ces névés ont tendance à diminuer depuis 1967 (photo aérienne), tandis que l'apport en matériaux rocheux continue (**fig. 5.7**) (il pourrait y avoir un lien avec la dégradation du pergélisol ou le désenglacement de parois rocheuses). En 1967, les fronts probables sont difficilement reconnaissables, à cause de la couverture neigeuse (date de la photo aérienne: 28 sept.). En revanche, en 1999, la limite entre les glaciers et la moraine semble perceptible, grâce à la différence entre la morphologie de la moraine (lisse) et celle du glacier (rides, dépressions) ainsi que la différence de couleur entre le glacier (plus foncé) et la moraine (plus claire).

Ainsi, l'évolution récente montre que la survie future de ces petits glaciers va dépendre en grande partie de leur protection face au rayonnement solaire et aux températures estivales. Cependant, nous sommes dans une période de réchauffement depuis la fin du PAG et les appareils réagissent avec une certaine inertie thermique et dynamique au changement des conditions climatiques. Ces systèmes glaciaires sont en grande partie hérités et sont fortement déséquilibrés. Leur ligne d'équilibre remonte et ce type d'appareil a peu de chance de survie pour les années à venir en raison de sa faible dénivellation.



Fig. 5.7 *Le bastion morainique de la Tsa. La géométrie a peu varié ces dernières années; c'est surtout la couverture neigeuse et les névés qui ont reculé ou disparu. La position des glaciers couverts ne semble pas avoir varié bien que ce soit difficilement décelable. Le cercle jaune indique quelques changements de morphologie qui ont eu lieu entre 1999 et 2005 sur la morphologie du lobe sud: elle découle des mouvements de la glace et peut-être d'une perte de volume. Source photo aérienne: Swisstopo, 1347-11 (1999) et 1967 (28.09), n° carte:283E, ligne de vol n°5 et n°prise de vue: 4116.*

Les positions glaciaires du glacier de la Tsa

Le versant de la Tsa présenterait cinq positions glaciaires plus ou moins marquées (**fig. 5.8**). Elles sont représentées par une succession de fronts étagés dans le versant. Les indices qui ont permis d'établir les différentes positions ont été les suivants: la présence nombreux grands blocs (jusqu'à 3 m de haut) ainsi que des plus petits disposés de manière hétérogène dans les zones plus raides (interprétées comme des fronts). Ils sont d'ailleurs encore visibles malgré la végétation présente jusque vers 2600 m d'altitude. Enfin, la végétation diffère dans les zones de front avec des genévriers, tandis que de la pelouse alpine prédomine sur les replats. Ce dernier indice, pourrait simplement être dû à la topographie (la neige reste plus longtemps au plat), plutôt que véritablement en lien avec les fronts supposés.

L'exactitude des fronts n'est pas certaine, et les délimitations peuvent être fausses par endroits. De plus, les traits dessinés montrent une dynamique glaciaire inverse à toute logique: cela donne l'impression que le glacier ayant déposé de la moraine aux stades Tsa 2 à 4 avait un flux glaciaire plus important provenant du nord du bastion, soit vers le glacieret sans nom. Or, il semble plus logique que le flux glaciaire ait été plus important du côté du sud du bastion, là où se situe actuellement le glacier de la Tsa. La partie sud du bastion possède plus de dépôts morainiques remaniés à l'aide de torrentialité et de processus gravitaires que celle au nord, peut-être en lien avec la pente plus raide (26° contre 23°). Ces processus auraient «effacé» des dépôts construits, comme s'est le cas au bastion morainique des Genevois

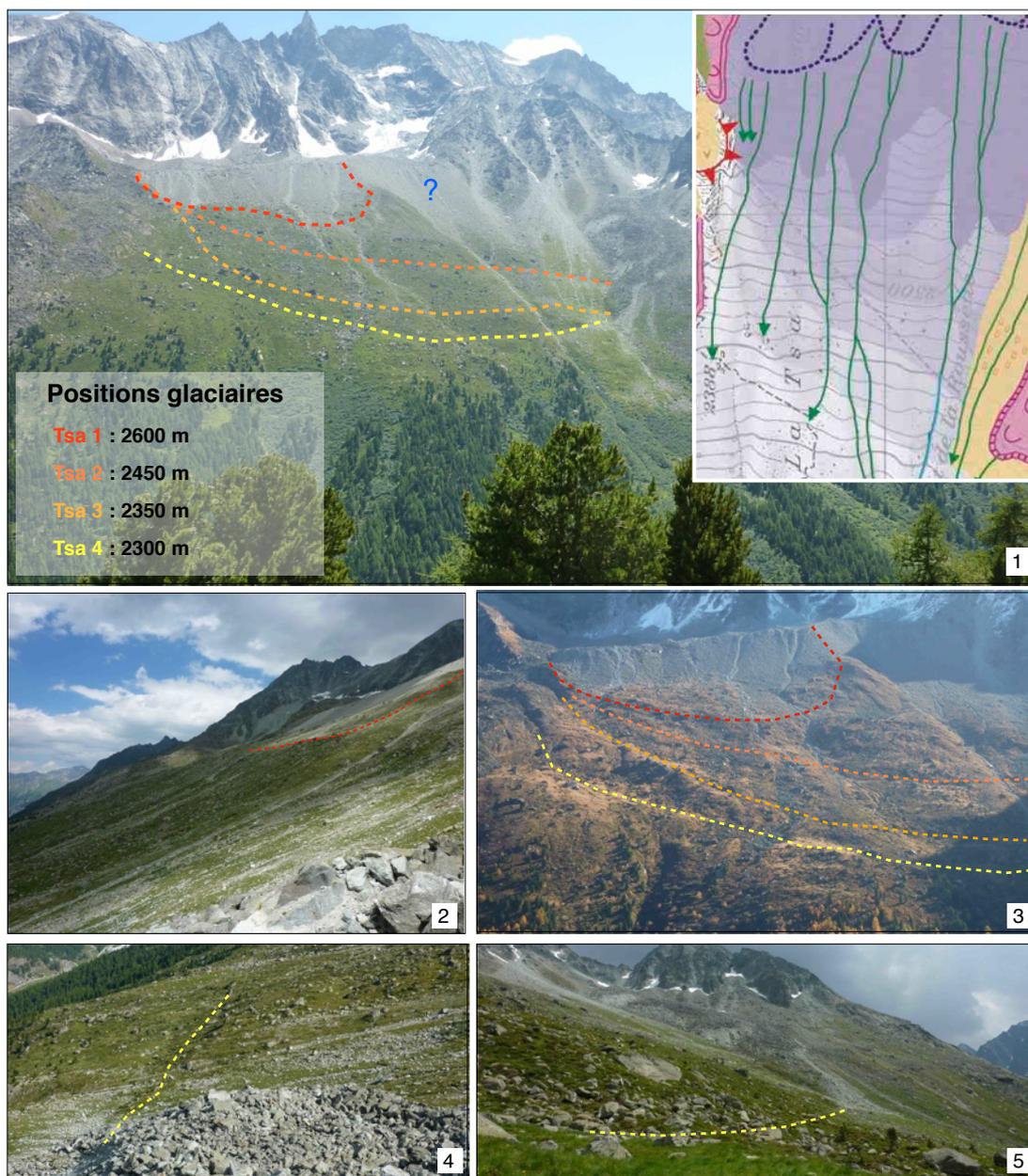


Fig. 5.8

1) Les différentes positions du glacier de la Tsa. En médaillon, un extrait de la carte géomorphologique. 2) Vue de profil depuis le glacier rocheux de la Roussette sur le haut du versant avec en rouge la limite Tsa 1. 3) Vue automnale sur le bastion. Les différentes positions glaciaires ressortent bien. 4) Vue depuis le glacier rocheux de la Roussette sur la position Tsa 4. 5) Zoom sur la même position Tsa 4. L'effet «marche d'escalier» est reconnaissable, ce d'autant plus que des blocs affleurent dans la zone la plus raide. On assiste à un changement de végétation dans ces zones: la pelouse alpine laisse place à des genévriers. Le point d'interrogation indique qu'aucune position glaciaire n'a été repérée dans cette zone, probablement à cause

Le **Tableau 1** résume les différentes positions glaciaires du versant. Elles ont été calculées grâce à la méthode de la demi-différence d'altitude des fronts glaciaires (DLEG= 1/2 de la différence d'altitude entre deux fronts glaciaires) (Scapozza, 2008). Il aurait fallu également faire les calculs avec la méthode du partage des surfaces (ablation/accumulation) pour être plus exact, mais le temps a manqué pour les faire.

Les résultats obtenus seraient corrélables avec la séquence de Tortin, site de référence de la fin du Tardiglaciaire dans les Alpes Occidentales. Au vu des résultats obtenus, et en

rapport avec la **fig. 5.9**, les positions glaciaires Tsa 1 et 4 sont des valeurs typiques pour l'Egesen. Quant aux autres stades, les corrélations sont plus difficiles.

Position	Alt. front (m)	DLEG	Alt- LE (m)	Stade (corrélation possible)
Tsa 0	2750	0	3000	Front historique PAG
Tsa 1	2600	75	2925	Kromer (Holocène) ou ante-PAG (3000 BP) ?
Tsa 2	2450	150	2850	Egesen III (Dryas récent) ou Kromer (Holocène) ?
Tsa 3	2350	200	2800	Egesen II ?
Tsa 4	2300	225	2775	Egesen I ?

Tabl. 1 Positions glaciaires repérées dans le versant de la Tsa¹⁰.

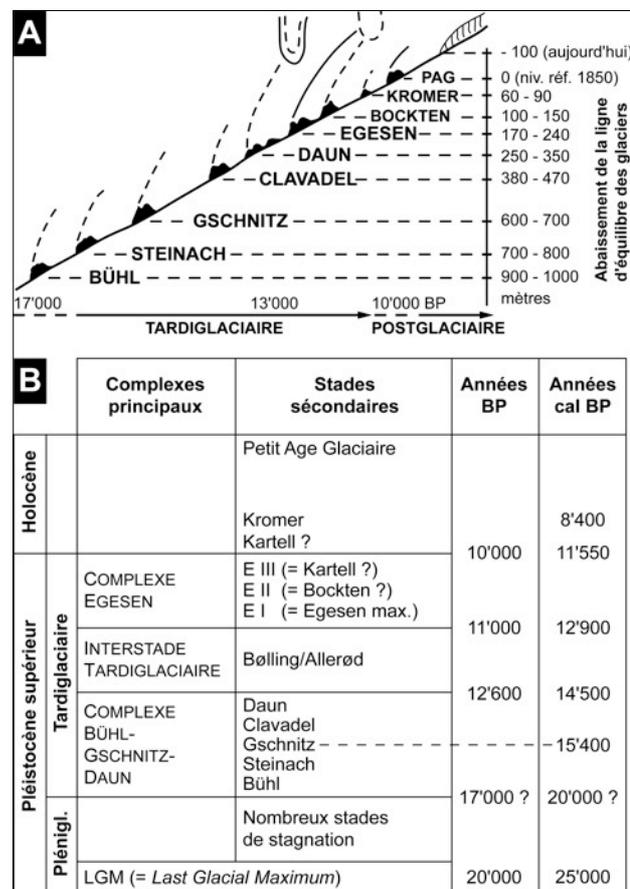


Fig. 5.9 Stratigraphie des principaux stades Tardiglaciaires et Holocène. Source: Scapozza (2011a).

Le premier stade est celui du PAG (Tsa 0) qui se situe à la limite du bastion actuel vers 2750 m (**fig. 5.10**). Les moraines sont bien conservées et permettent d'expliquer la dynamique du glacier à cette époque. Le glacier de la Tsa est venu buter sur celui sans Nom, détruisant en partie sa moraine latérale gauche, en raison d'une plus grande dynamique due à son orientation nord-nord-ouest.

¹⁰ Merci à Cristian Scapozza pour son aide sur la détermination des positions glaciaires.

Le stade du PAG est le plus aisément reconnaissable, les positions glaciaires suivantes sont plus difficiles à dater.

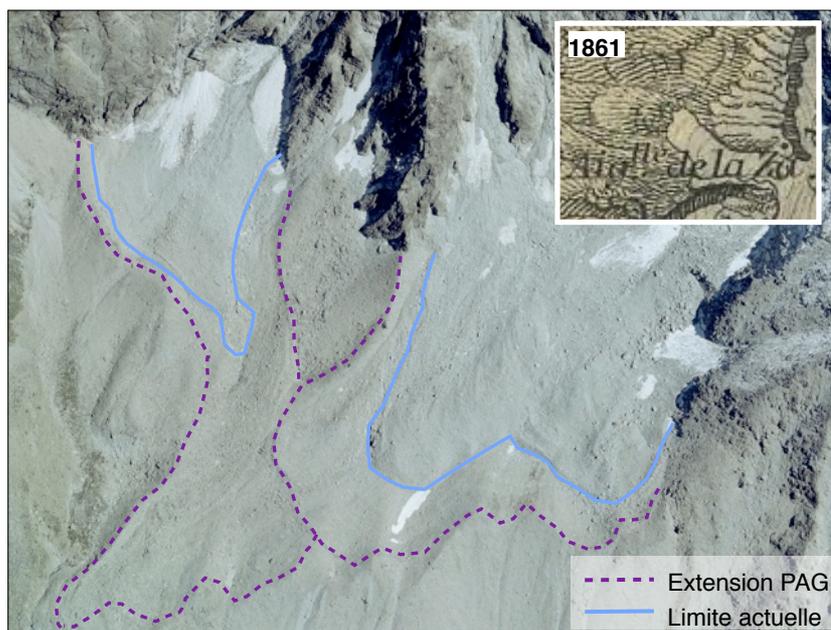


Fig. 5.10 *Le bastion morainique de la Tsa et son extension glaciaire au PAG. Source photo aérienne: Swisstopo, 1347-11 (2005). En médaillon: carte Dufour n°22, Martigny (1861).*

Les positions Tsa 1 et Tsa 2 permettent de formuler deux hypothèses. La première est que Tsa 2 pourrait être considérée comme une phase ultime de l'Egesen au Dryas récent (fig. 5.15) ou alors d'âge Holocène, au stade de Kromer, il y a 8'400 BP. Ce stade majeur se situe généralement entre les moraines Egesen et celles du PAG (Scapozza, 2011a). Si Tsa 2 était d'âge Egesen, alors Tsa 1 serait corréléable avec le stade de Kromer. En revanche, si Tsa 2 était Holocène, alors Tsa 1 serait anté-PAG, soit vers 3000 BP (Sub-Boréal). Cette date est proposée également pour le glacier de Tsijiore Nouve (Scapozza, 2011a).

En essayant de corréler les positions glaciaires avec la séquence des stades de Tortin, site de référence pour la fin du Tardiglaciaire des Alpes Occidentales, les valeurs de la dépression de la ligne d'équilibre (DLEG) sont situées entre 320 et 205 m pour les trois phases de l'Egesen (Scapozza, 2011). Ces valeurs corroborent celles des stades 3 et 4 de la Tsa (cf. **tabl. 1**) et donc ils correspondraient au stade de l'Egesen.

Il faut donc être prudent avec ces résultats, car premièrement les fronts ne sont que partiellement délimitables. Il se pourrait que le substratum rocheux du versant ait créé une morphologie étagée et que les fronts ne soient que du placage morainique. Enfin, seules des mesures précises permettraient de dater ces fronts glaciaires.

Le glacier d'Arolla

Le Bas Glacier d'Arolla est situé trois kilomètres en amont du versant de la Tsa et alimente la Borgne d'Arolla à partir de 2180 m (**fig. 5.11**). Actuellement, il est alimenté par le glacier du Mont-Collon qui a un grand bassin d'accumulation à l'ouest du Mont-Collon (3643 m). Le front se situe vers 2160 m d'altitude (604'264/93'944).

L'histoire paléogéographique de ce glacier a un lien avec le versant de la Tsa (cf. début du chapitre). Il subsiste des traces de son passage (moraine construite) au pied du versant de la Tsa et dans le versant sous forme de placage morainique (les zones de forêt)

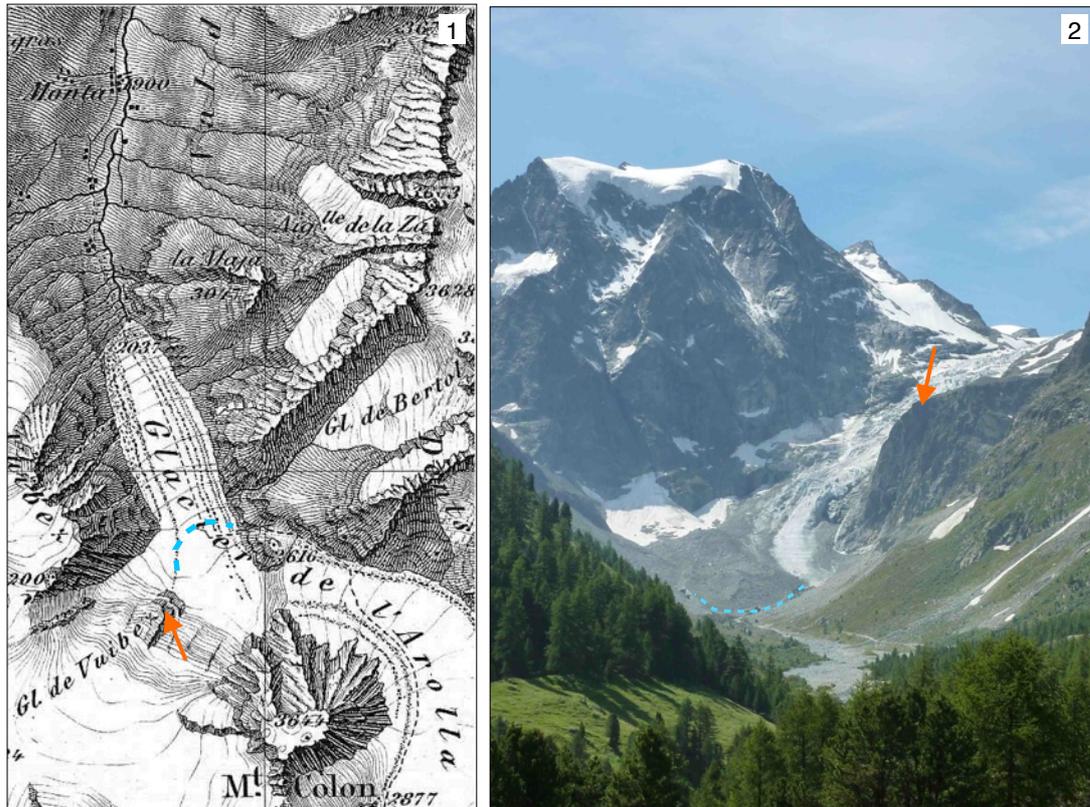


Fig. 5.11 La flèche indique Le Roc Noir, élément de repères entre la carte historique et le paysage actuel. Le front actuel (trait tillé bleu) est représenté sur les deux illustrations. 1) Localisation du glacier d'Arolla en 1861. Extrait de la carte Dufour Martigny au 1:100'000 (1861). 2) Le bas glacier d'Arolla actuellement.

La moraine latérale droite du glacier d'Arolla

Une partie de la moraine latérale droite du glacier d'Arolla sillonne sur 200 m de long le bas du versant de la Tsa, à 1970 m d'altitude (603'527/096'650) (**fig. 5.12**).

Selon Vullioud (2011), au Dryas récent (entre 10'000 et 11'000 BP) les glaciers de Ferpècle et d'Arolla ne confluaient pas. Celui d'Arolla s'arrêtait en amont des Haudères. Le sachant, il semble peu probable que cette moraine construite soit Tardiglaciaire, car il aurait fallu une épaisseur de glace plus épaisse que le niveau de la moraine pour que la langue près des Haudères.

Ainsi, deux hypothèses sur l'âge de cette moraine semblent plausibles.

La première est que cette moraine serait anté- PAG (3000 BP, comme Tsa 1). En effet, l'étude de la carte Siegfried (Matterhorn, 1880) montre que le glacier d'Arolla arrivait trop loin du cordon morainique pour qu'en l'espace de 30 ans, il ait reculé autant. La végétation actuelle du cordon, ainsi que la présence de la forêt semblent réfuter que cette moraine soit de 1850.

La seconde hypothèse serait que ce stade soit plus ancien lors du stade de Kromer à l'Holocène par exemple. Pour en être sûr, il faudrait comme sur les autres glaciers faire des mesures.

Hormis ce cordon morainique, il ne subsiste pas de traces de moraines construites dans le versant de la Tsa. Les autres traces sont du placage morainique qui recouvre le pied du versant et qui est probablement d'âge Tardiglaciaire.

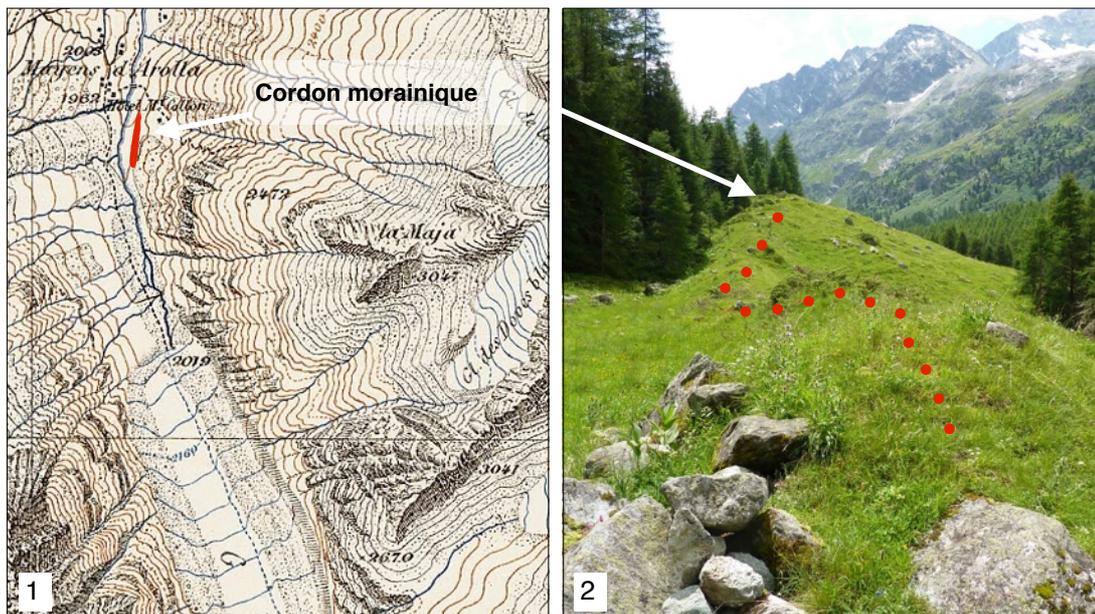


Fig. 5.12 1) Localisation du cordon morainique par rapport à la carte Siegfried de 1880. 2) Le même cordon morainique du glacier d'Arolla au pied du versant de la Tsa.

Conclusion

L'étude des processus et formes glaciaires montrent que le passage des glaciers a façonné en grande partie le paysage actuel (cirque, bastions morainiques) du versant de la Tsa. L'histoire glaciaire du versant est complexe, car certains glaciers n'ont laissé que peu de traces dans le versant (par exemple le glacier des Genevois, glacier enterré mais ayant une moraine latérale droite plus haute que le bastion actuel). Enfin, le passage des glaciers est une source très importante de sédiments qui pourront être par la suite remaniés par d'autres processus, gravitaires notamment.

5.1.3 Les processus et formes gravitaires

Les processus et formes gravitaires concernent de grandes superficies dans le versant. Ils sont variés et parfois actifs grâce à la forte déclivité et au stock sédimentaire important que contient le versant de la Tsa. Ils sont présentés ici en fonction de leur taille, du plus grand au plus petit.

Les glissements rocheux

Le versant est affecté en de nombreux endroits par du glissement rocheux (**fig. 5.13**).

- La zone la plus étendue (environ 0.3 km²) se situe au nord du terrain: il s'agit du **glissement de Perroc** orienté à l'ouest-sud-ouest entre 2960 et 2380 m. Il est caractérisé par une niche d'arrachement qui marque nettement la limite entre la zone déséquilibrée et la zone stable de la Dent de Perroc (605'640/98'356). Ce

glissement est composé de gros blocs (plurimétriques) issus du démembrement in situ du substratum et ne comporte pas ou peu de matrice fine. À l'aval, une partie de ces blocs délités sont remobilisés à l'aide de fluage périglaciaire et forment un glacier rocheux nommé les Lésés, entre 2630 et 2340 m (cf. chap. 5.1.4).

- Un second glissement plus petit que celui de Perroc est situé **sous et au-dessus de la cabane de la Tsa** entre 2510 m et 2200 m (604'790/97'688) et 2800 et 2600 m (605'333/97'611). Il affecte une crête rocheuse qui marque la limite entre les anciens systèmes glaciaires de la Tsa et des Genevois. La morphologie de ce glissement est semblable à celui de Perroc avec une dislocation de la roche in situ et des glaciers rocheux dans les parties raides et propices au fluage périglaciaire.

Ces deux glissements rocheux sont proches géographiquement mais aussi probablement morphogénétiquement. Ils résultent de la déstabilisation de l'ensemble du versant avec la disposition du grand glacier d'Arolla. C'est lui qui est à l'origine de la morphologie actuelle. En revanche, le dernier glissement rocheux du versant présente des caractéristiques différentes.

- Le **versant nord-nord-ouest de la Maya**, présente des signes de glissement rocheux entre 2800 m et 2440 m d'altitude (coordonnées: 604'790/ 97'688), mais il diffère des deux glissements rocheux précédents. Celui-ci est enchâssé dans un couloir raide (40°) et est surplombé par la Maya. Il longe ensuite parallèlement le glacier rocheux de la Roussette, qu'il ne semble pas alimenter en matériaux rocheux (cf. chap. 5.1.4 pour la description du glacier rocheux de la Roussette). Par contre, le front du glissement a permis le développement d'un protalus, tout comme le glissement de Perroc avec le glacier rocheux des Lésés. À la base et dans les bords du couloir, une trace de niche d'arrachement est visible. Elle se présente sous la forme d'une bande claire de trois mètres de haut et montre la limite entre le glissement et la roche en place. La différence principale entre ce glissement et les deux autres est sa granulométrie. Elle est composée de blocs anguleux enchâssés dans une matrice plus fine. Cependant, il n'existe pas de granoclassement des blocs, ce qui permet d'exclure que cette zone résulte de l'éboulement. L'origine de ce glissement est plus difficile à connaître, il se peut qu'il soit également issu de la décompression post-glaciaire. L'origine des matériaux fins est peut-être due à la pente raide, à la compression des blocs entre eux et à l'apport de blocs provenant du versant de la Maya. Au final, il se peut que le glissement de la Maya soit un cas mixte: chutes de blocs et glissement rocheux.



Fig. 5.13 Les différents glissements du versant de la Tsa: 1) Perroc et sa niche d'arrachement (trait tillé orange) au sommet du tassement. 2) Vue sur le haut du glissement de la cabane de la Tsa où la niche d'arrachement est bien visible (trait tillé orange). 3) Le glissement rocheux mixte sous la Maya qui vient buter sur le glacier rocheux de la Roussette. Il est formé par des chutes de blocs provenant de la Maya et par le glissement rocheux, plus profond.

Si l'on résume, la présence des deux premiers glissements rocheux est probablement d'origine post-glaciaire, en raison de la décompression. La pente moyenne de ces deux formes est d'environ 35° pour Perroc et de 30° pour la Tsa, alors que le glissement rocheux de la Maya a une pente moyenne de 40°. La différence de pente, ainsi que l'apport en matériaux rocheux permettent d'expliquer la différence entre ces formes.

Les éboulis

Les éboulis sont présents dans le versant en particulier dans la partie médiane (dès 2400 m) et supérieure du versant (**fig. 5.14**). Ils se forment en particulier au pied de parois rocheuses ou dans des couloirs, principalement à cause de la fatigue de la roche (météorisation) et créent des cônes. Leur granulométrie est variable (centimétrique à métrique), mais triée: les blocs les plus gros ont roulé les plus loin en raison de leur plus grande énergie cinétique.

Outre, les éboulis, forme construite, on trouve des traces de chutes de blocs (**fig. 5.15**), fréquentes dans la partie médiane du versant; en particulier à proximité de zones riches en matériaux sédimentaires comme les glaciers rocheux et les éboulis. Il s'agit d'un événement ponctuel dans le temps et qui ne crée pas une forme construite.



Fig. 5.15 1) Impact de blocs. 2) Petit bloc éboulé en équilibre dans la pente.



Fig. 5.14 1) Un éboulis au-dessus du glacier rocheux de la Roussette vers 2800 m (605°307/96°359), source aussi de nombreuses chutes de blocs à l'aval. 2) Ancienne chute de bloc au pied du versant de la Tsa. 3) Eboulis au pied de la Pointe de Tsalion à 3000 m (606°015/97°554).

Les loupes de solifluxion

La solifluxion est le fluage superficiel du terrain, chargé en eau et en glace. C'est un processus visible sur le terrain d'étude à deux endroits. Il est bien illustré sous forme de loupes vers 2460 m (604°707/96°675). Le versant est exposé à l'ouest et la pente où pousse de la pelouse alpine est de 30°. Les loupes se sont formées dans cette zone, à proximité du glacier rocheux de la Roussette. Certaines loupes atteignent jusqu'à un mètre d'épaisseur et les plus larges font cinq mètres (**fig. 5.16**).

Au nord du terrain, vers 2340 m sous la cabane de la Tsa, on retrouve cette même forme qui s'est développée sur un éboulis (604°650/97°853). Il s'agit d'une grande loupe de solifluxion orientée au nord et qui fait dix mètres de large sur 30 mètres de longueur et 50 cm de haut.

Ces mouvements sont lents (quelques mm à centimètres par an) et résultent de la saturation en eau du terrain issu du cycle de gel-dégel de l'eau (Washburn, 1979) provenant du versant.



Fig. 5.16 1) Loupes de solifluxion, situées à proximité du glacier rocheux de la Roussette. 2) Une autre loupe, sous la cabane de la Tsa.

Conclusion

L'étude des processus et formes gravitaires témoigne de l'importance qu'ils ont dans le versant tant spatialement que dans leur diversité. Leur localisation est fortement liée à la présence amont de parois rocheuses ou de zones sédimentaires (moraine), propices aux remaniements par des processus gravitaires. Ils sont concentrés principalement dans la partie supérieure et moyenne du versant de la Tsa (dès 2400 m d'altitude).

Enfin, les processus et formes gravitaires permettent de remobiliser les zones de dépôts gravitaire par fluage périglaciaire.

5.1.4 Les formes et processus périglaciaire

Une large part de ce chapitre s'intéresse aux glaciers rocheux du versant de la Tsa, car ils constituent la forme la plus remarquable de la présence du pergélisol dans une région. Ce sous-chapitre s'intéresse aussi à trois autres formes moins récurrentes localement du domaine périglaciaire alpin: l'éboulis fluant et la moraine de poussée et les parois rocheuses.

Les glaciers rocheux

Cinq glaciers rocheux sont présents dans le versant, dont trois actifs entre 2340 m et 2780 m (**fig. 5.17 et Tabl. 2**). Leur activité a été confirmée par Delaloye et al. (2005) avec l'interférométrie radar satellitaire, car l'observation géomorphologique seule aurait conclu à l'inactivité de certains appareils (par exemple: Morand, 2000; Theler & Comby, 2003).

Ces glaciers rocheux sont tous des *talus rock glacier*, soit des glaciers rocheux formés à partir d'éboulis en pied de paroi rocheuse ou de versant tassé. Ils sont issus du stockage sédimentaire dans des pentes moins importantes (partie médiane du versant entre 2400 m et 2800 m), propice à leur formation.

Il s'agit de les passer en revue pour mieux comprendre les caractéristiques propres et les dynamiques hétérogènes actuelles. Les appareils qui présentent le plus de mouvements et un danger potentiel pour l'homme et ses infrastructures seront décrits dans le chapitre suivant (cf. chap. 5.2.4 et 5.2.5), il s'agit du glacier rocheux des Léses et celui de la Roussette.

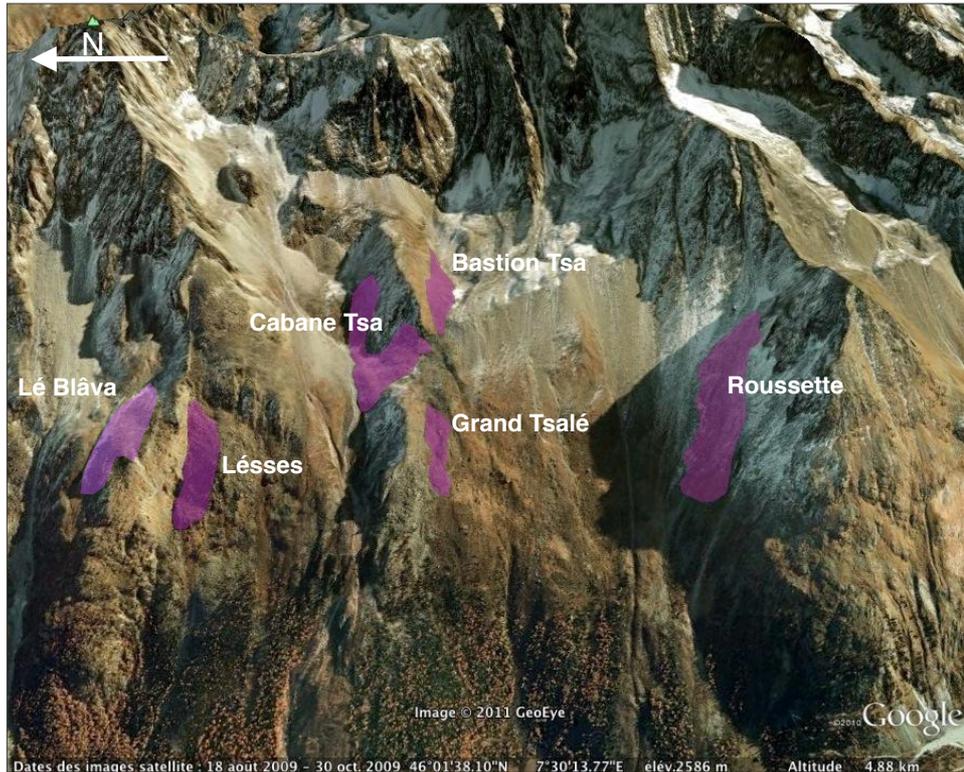


Fig. 5.17 Localisation des différents glaciers rocheux dans le versant de la Tsa. Le nom des glaciers rocheux est tiré de l'étude de Morard (2000) et bien que le glacier rocheux de la Lé Blâva ne soit pas dans le terrain d'étude, il a une interaction avec le versant de la Tsa. Source: Google Earth, (date de la photo aérienne: 30.10.2009).

Nom	origine	Type	Alt. Inf. (m)	Alt. Sup. (m)	Orientation	Forme	Pente
Roussette	éboulis	actif/ réactivé?	2380	2750	NW	polymorphe	31°
Grand Tsalé	éboulis	inactif	2390	2520	W	langue	27°
Cabane Tsa	glissement rocheux	actif	2510	2720	NW	lobée	31°
Bastion Tsa	éboulis	inactif	2700	2780	SW	langue	23°
Les Lésés	glissement rocheux	actif	2340	2630	WNW	langue	31.8°
Lé Blâva	éboulis	actif	2430	2690	NW	langue	29.5°

Tabl. 2 Résumé des principales caractéristiques des glaciers rocheux.

Le **glacier rocheux de la Roussette** est un glacier rocheux localisé au pied du versant nord de la Maya, à l'extrémité sud du versant de la Tsa. Le glacier rocheux est orienté au nord-ouest entre 2750 et 2420 m (604°789/96°417). Il s'agit d'un *talus rock glacier*, alimenté par les parois rocheuses de la Maya et par des éboulis provenant de l'amont dans le versant. D'un point de vue lithologique, il est composé de gneiss de la nappe de la Dent Blanche et est constitué de blocs de taille décimétriques à plurimétriques. D'une épaisseur moyenne de 20 m, son volume est estimé à 2,5 millions de m³ pour une superficie d'environ

13 ha (Lambiel & Vuilleumier, 2011). Cet appareil est composé de 5 lobes surimposés les uns aux autres et présentant une activité hétérogène (**fig. 5 18**).

- **Le premier lobe** est celui le plus à l'aval (604'536/96'507), orienté au nord. D'une hauteur de 20 mètres environ, de 365 mètres de longueur et de 165 mètres de large, il présente un front un peu affaissé composé d'une matrice fine et des zones herbeuses éparses. Le front a été entaillé par du ravinement et des chutes de blocs à cause d'une érosion progressive liée à l'activité de la langue. La morphologie de ce lobe est chaotique avec une granulométrie très grossière (blocs décimétriques à plurimétriques) et recouverte de lichens et de quelques blocs basculés. Dix mètres en amont du front, le lobe est un peu déprimé, tandis qu'à l'amont de cette zone, des bombements et des rides de compression témoignent d'une saturation en glace. Une longue dépression longitudinale longe le lobe latéral gauche, où de l'eau de fonte souterraine s'écoule. Au final, ce lobe présente moins de signes d'activité au niveau du front que le troisième (il a un front moins raide), mais sa morphologie témoigne d'une certaine dynamique. Les mesures géoélectriques qui ont été effectuées sur ce lobe, le GPS et l'interférométrie radar satellitaire semblent montrer que ce lobe n'est pas si inactif (cf. chap 5.2.5). Il contient
- **Le second lobe** est situé 100 m au sud du premier (604'452/96'565). Son front est à 2420 m et il est orienté au nord-ouest. Ce lobe présente des signes d'activité quasi nuls: des lichens parsèment les blocs, de la mousse et de la végétation rase ont poussé sur le front et sur le lobe. Le front ne porte pas de trace de déstabilisation. En revanche, on distingue également des zones bombées à l'amont du front.
- **Le troisième lobe** est situé à l'aplomb du premier lobe (604'664/96'503) de direction nord-ouest. Il possède un front raide (40° environ) de 20 m de haut et très actif (chute de blocs, éboulisation), composé d'une matrice fine. À l'amont, la granulométrie est très grossière, au même titre que les autres lobes (décimétriques à métriques).
- **Le quatrième lobe** est petit comparé aux autres avec une dizaine de mètres de hauteur. Il possède néanmoins un front actif avec de nombreux blocs éboulés à son pied. Il est situé à l'amont du troisième lobe (604'817/96'417) et orienté au nord. La granulométrie est toujours très grossière avec des blocs métriques à plurimétriques.
- **Le cinquième lobe** est le dernier du glacier rocheux (604'949/96'395). Il possède le front le plus haut (environ 30 m) qui présente la plus forte activité (chutes de blocs et éboulisation), avec le troisième lobe. À l'amont, il présente des traces de dépôts liés aux avalanches (petits cailloux déposés sur des blocs, névé). La granulométrie est légèrement plus fine aux racines du glacier rocheux et augmente rapidement en fonction de la pente. Il ne contient pas de traces de lichens.

La mise en place du glacier rocheux et de ses différents lobes est complexe, puisqu'il est fait de plusieurs lobes (Barsch, 1996); pour aller plus loin, on pourrait le considérer comme un glacier rocheux polymorphique (Frauenfelder & Kääb, 2000) car il est composé de lobes de générations successives. Sa formation et son évolution se seraient faites en plusieurs fois:

- Dans un premier temps, les différents lobes se sont probablement formés durant l'Holocène, grâce à l'alimentation en débris rocheux de la Maya. Ils ont suivi la ligne de pente, ce qui leur a donné une orientation générale nord-nord-ouest. Plusieurs générations de lobes existent, les plus anciens se sont fait recouvrir par les plus actifs (sauf dans le lobe 1 qui laisse apparaître un lobe plus ancien).

- Dans un second temps, une dynamique différente entre les lobes s'est établie et certains ont pu fluer plus loin que d'autres, voire recouvrir des lobes plus anciens (lobe 1). Le lobe 1 semble avoir progressé entre les lobe 2 et 3, animé par une dynamique plus rapide que les autres et créant un sillon longitudinale à l'amont, détachant les autres lobes de leur alimentation en pied du versant de la Maya. Cette dynamique rapide résulterait de l'alimentation du lobe faite à l'amont dans un petit cirque glaciaire orienté nord-ouest de la Maya. Il y subsiste des névés (et probablement de la glace sédimentaire) et des dépôts d'avalanches à 2800 m (605°091/96°175). Il se peut que les écoulements sous le glacier rocheux, soient liés à la fonte de la glace et des névés et que la dynamique du lobe 1 soit déstabilisé pour cela.

Les données GPS, l'interférométrie radar satellitaire ainsi que les mesures géoélectriques permettront d'étayer ou non l'hypothèse de mouvements différenciés en fonction des lobes (cf. chap. 5.2.5).

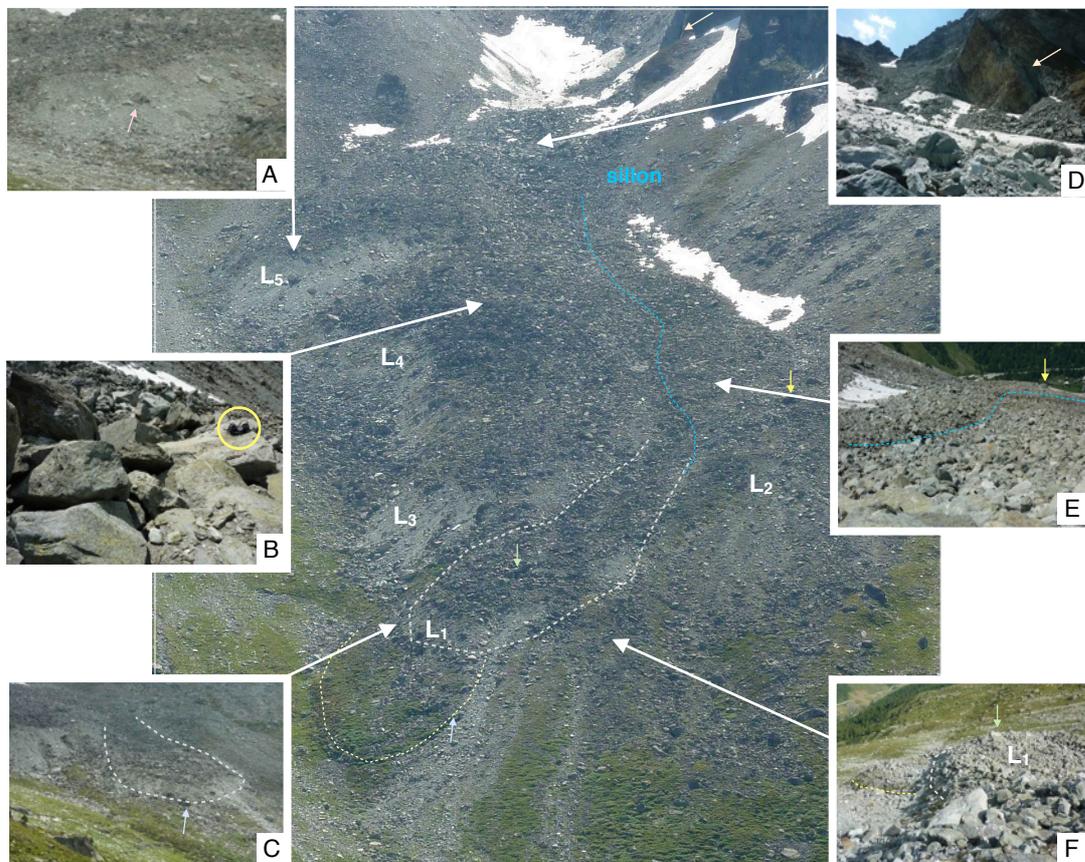


Fig. 5.18 Zoom sur le glacier rocheux de la Roussette. Les flèches de couleur indiquent des points de repères entre les zooms et la photo principale. Les lettres L₁ à L₅ correspondent aux différents fronts. **A)** Le front actif du lobe L₅. **B)** Extrait de la granulométrie du glacier rocheux (en jaune, un sac à dos. **C)** Mise en évidence du lobe L₁ par rapport aux autres lobes. **D)** Les racines actuelles du glacier rocheux avec un névé et des dépôts d'avalanches (petits cailloux posés en équilibre sur des plus gros). Il s'agit d'un cirque glaciaire hérité du Tardiglaciaire probablement. Il serait intéressant de connaître l'origine de la glace qui alimente le glacier rocheux, il est possible qu'elle soit sédimentaire aux racines. **E)** Le sillon longitudinal qui témoigne d'une zone de fluage plus rapide du glacier rocheux. C'est dans cette zone qu'un écoulement d'eau souterrain est perceptible durant l'été. **F)** La photo montre le lobe actuel L₁ et à l'aval un second lobe plus ancien qui s'est fait recouvrir par le premier.

Si l'on s'intéresse à l'évolution de ces 40 dernières années du glacier rocheux de la Roussette (grâce aux photos aériennes), on remarque quelques changements dans sa morphologie, en particulier dans la partie aval (**fig. 5.19**).

C'est à l'amont du lobe 1 que des rides de compression semblent être apparues entre 1967 et 2005. Ces rides montrent que des mouvements compressifs ont affecté le glacier rocheux. Parallèlement à ces mouvements, le front du lobe 1 semble avoir subi une déstabilisation sous forme d'éboulissement et de torrentialité. En plus de ces signes, un sillon longitudinal semble s'être créé en rive gauche du glacier rocheux (bien que l'image de 1967 ne soit pas très bonne). Ce sillon pourrait être lié à l'augmentation du fluage du glacier rocheux. L'analyse des données actuelles pourra nous renseigner peut-être (cf. chap. 5.2.5).

D'autres informations sont difficilement observables sur ce glacier rocheux au vu de la qualité des images aériennes. De plus, les mouvements ont été repérés à l'oeil et non pas dans un logiciel spécialisé de type ERDASS, qui aurait pu permettre une différenciation plus fine.



Fig. 5.19 Entre 1967 et 2005, des rides de compression dans la partie aval du glacier rocheux de la Roussette sont apparues (trait tillé jaune). La flèche jaune donne un bloc en point de repère. Source photo aérienne: Swisstopo, 1347-11 (1999 et 2005) et 1967 (28.09), n° carte:283E, ligne de vol n°5 et n°prise de vue: 4116.

Le **glacier rocheux du grand Tsalé** est situé sous la cabane de la Tsa, en versant ouest (604'796/97'564). Il s'étale entre 2520 et 2390 m dans une pente moyennement raide pour le versant (27°). Il est constitué de blocs de gneiss de taille moyenne (décimétrique à décimétrique) qui forment un amas de blocs d'une dizaine de mètres de hauteur avec une zone centrale déprimée (**fig. 5.20**). Il ne possède plus de front actif et de la végétation a colonisé les flancs de cet appareil (pelouse alpine, lichen). La forme de ce glacier rocheux n'est pas très bien marquée et il n'est plus connecté à une source d'alimentation en matériaux rocheux. Selon ces observations, ce glacier rocheux ne semble pas présenter de mouvements significatifs, il n'est plus considéré parmi les glaciers rocheux actifs.

Les **glaciers rocheux de la cabane de la Tsa** sont une coalescence de trois glaciers rocheux, situés dans la combe des Flancs (**fig. 5.20**), à proximité de la cabane de la Tsa (605'285/97'712). Ils sont orientés au nord-ouest entre 2720 m et 2510 m, dans une zone de glissement rocheux et présentent des caractéristiques différentes entre eux:

- Le **premier glacier rocheux** est celui qui prend racine le plus haut par rapport aux autres, à 2720 m. Il est orienté à l'ouest-nord-ouest et présente une granulométrie hétérogène (décimétriques à plurimétriques). Ses blocs sont recouverts de quelques lichens. Ce glacier rocheux est alimenté par les débris rocheux d'une

croupe rocheuse qui est fortement entaillée par des processus gravitaires (éboulement, chutes de blocs, etc...). Ce glacier rocheux forme un lobe très bombé à 2642 m. Ce front est net et raide (40° sur une épaisseur de 5 m) et ne présente pas de traces de matrice fine mais des blocs basculés. Il fournit cependant des matériaux rocheux pour le troisième glacier rocheux.

- Le **second glacier rocheux** est une forme un peu plus restreinte que le premier (2.2 ha contre 2.4 ha pour le premier). Il est orienté au nord-ouest et marque une limite nette entre lui et le glissement rocheux sur un replat devant la cabane de la Tsa à 2624 m d'altitude (605'220/97'601). Sa forme bombée, haute de 4 m, témoigne d'une probable présence de glace. La surface du glacier rocheux est caractérisée par des gros blocs rocheux (plurimétriques) qui prennent racines sur le même rognon rocheux que le premier glacier rocheux. Le front est marqué par un bourrelet de blocs qui s'arrêtent avec la pente qui diminue. Le front présente peu d'activité.

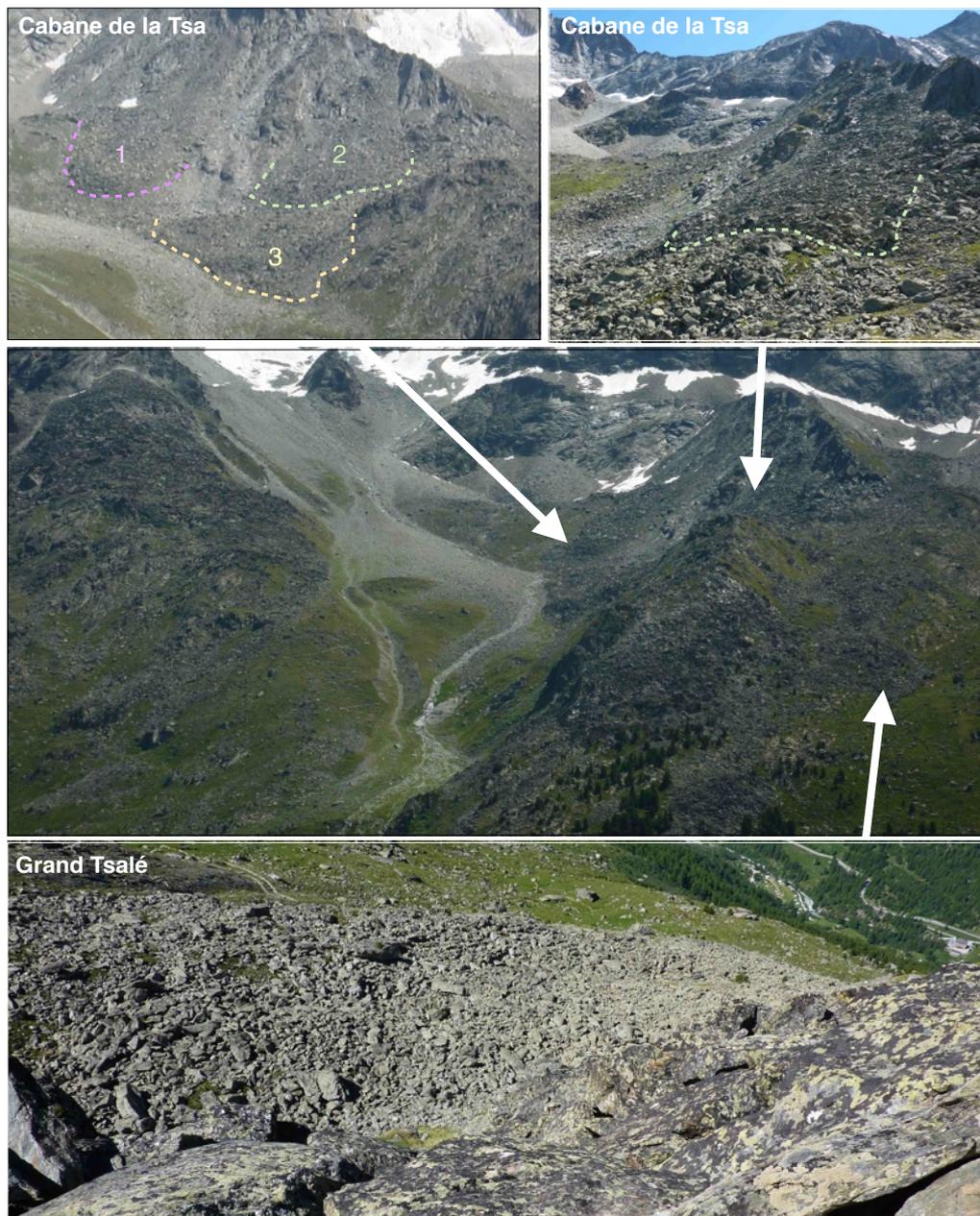


Fig. 5.20 La zone complexe des glaciers rocheux proche de la cabane de la Tsa.

- Le **troisième glacier rocheux** est celui situé le plus en aval entre 2590 m et 2510 m d'altitude. Il est alimenté par le glissement rocheux et les deux autres glaciers rocheux. Orienté à l'ouest, il présente une morphologie lobée faite de blocs plurimétriques, partiellement recouverts de lichens. Son front est raide, composé de matrice fine et il est de forme bombée, témoignant de la présence probable de glace.

Ces trois glaciers rocheux s'insèrent dans un contexte de glissement rocheux, propice à un apport de matériaux rocheux. Leur dynamique ne semble pas très active actuellement (pas de trace de torrentialité ou d'érosion, mais la morphologie bombée des appareils montre qu'ils contiennent certainement de la glace. Si le pergélisol se dégrade, ces formes peuvent être soumises à deux réactions: soit à leur fossilisation (Janke & Frauenfelder, 2008) soit à une accélération dynamique (glace plus proche de son point de fusion) (Kääb et al. 2007).

Le **glacier rocheux du bastion de la Tsa**, est un petit glacier rocheux situé à l'extrémité nord du bastion de la Tsa au pied d'une croupe rocheuse (605'486/ 97'412), à 2760 m d'altitude. Ce glacier rocheux est orienté au sud, sur une longueur de 300 m environ pour une largeur de 100m. Il est composé d'une granulométrie relativement homogène avec des blocs décimétriques, recouverts de lichen. Ces blocs tranchent et marquent la limite d'avec le bastion morainique de la Tsa, qui est composé de blocs gris plus hétérogènes et sans lichens (gros blocs et matrice fine). Les racines du glacier rocheux ne sont plus connectées à une source d'alimentation, tandis que la zone du front est déprimée et dépourvue d'activité (chute de bloc, torrentialité, etc...). Tous ces indices indiquent que cet appareil est probablement inactif, tout comme le glacier rocheux du grand Tsalé (**fig. 5.21**).

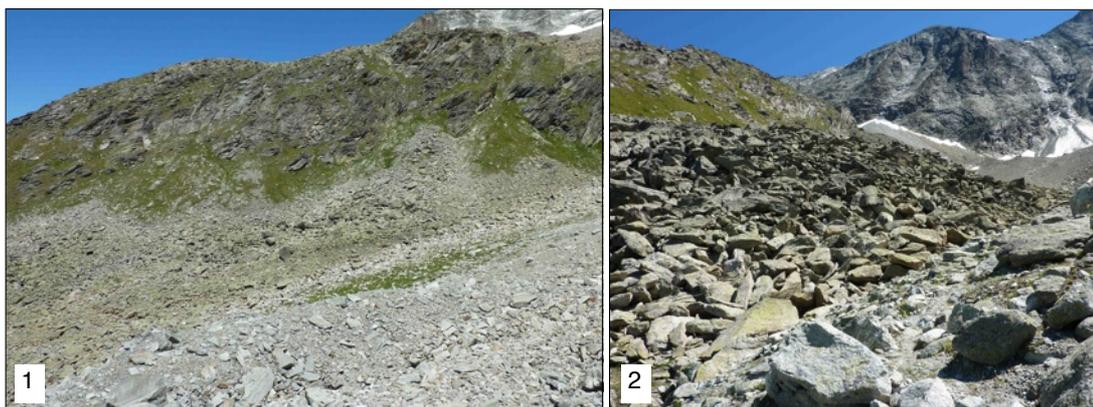


Fig. 5.21 1) Le glacier rocheux du bastion de la Tsa. 2) La limite est bien marquée entre le glacier rocheux et la moraine de la Tsa.

Le **glacier rocheux des Lésés** fait partie du glissement rocheux de Perroc; il est situé dans sa partie aval entre 2630 et 2340 m(605'004/98'456) et est orienté à l'ouest-nord-ouest. Il forme une langue de 435 m de long et de 125 m de largeur (**fig. 5.22**). Sa morphologie est composée de blocs décimétriques à plurimétriques provenant du glissement rocheux. Son front semble peu actif, avec une dizaine de mètres d'épaisseur et composé de matrice fine et de gros blocs (décimétriques à plurimétriques). Il ne comporte pas de traces d'érosion ou de torrentialité particulière, à l'exception d'une trace de chute de bloc qui date de l'été 2009. Cette chute de bloc est significative au niveau de son ampleur (le bloc est tombé jusqu'au pied du versant) et de sa taille (il fait 48 m³ selon mes calculs) (cf. chap. 5.2.4). Elle témoigne peut-être d'un regain d'activité de ce glacier rocheux, situé à la limite du pergélisol discontinu.

Si l'on s'intéresse à l'évolution récente de ce glacier rocheux, celui-ci ne présente pas une dynamique très forte. Entre 1967 et 1999, une trace de petites chutes de blocs est apparue

durant cette période au front des Léses (**fig. 5.22**). Autrement, il n'y a pas d'autres changements significatifs à signaler.

Enfin, un dernier glacier rocheux doit être mentionné. Il s'agit de celui de la **Lé Blâva**, qui surplombe celui des Léses. Il se situe au nord-ouest entre 2690 et 2430 m (605°090/98°703). Selon Morand (2000), c'est un glacier rocheux qui est végétalisé dans sa partie basse, largement recouverte de lichens. Il est composé de gros blocs (décimétriques à plurimétriques) et possède une niche d'arrachement active à 2550 m (604°990/98°653) (**fig. 5.22**). Une partie de la langue du glacier rocheux flue sur la bassin versant de la Tsa, au pied du glacier rocheux des Léses. Bien que la niche d'arrachement paraisse fraîche, les dépôts ne le semblent pas. Seule la matrice a dû se déposer ces 40 dernières années.

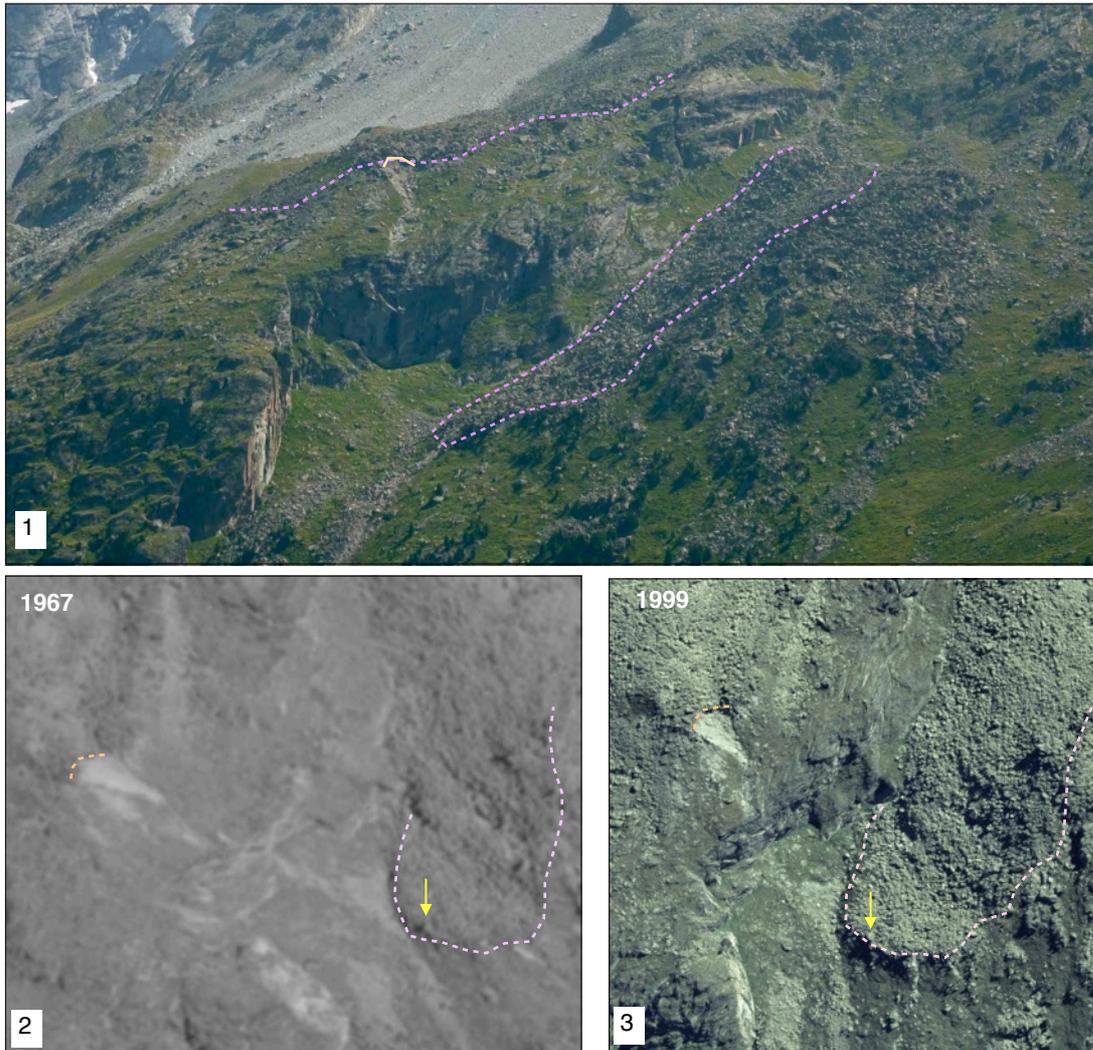


Fig. 5.22 1) Les deux glaciers rocheux de la partie nord du terrain d'étude, avec la niche d'arrachement du glacier rocheux de La Lé Blâva surplombant celui des Léses. 2) et 3) En trait tillé violet, la limite du glacier rocheux des Léses. Il ne semble pas avoir varié de morphologie. La flèche jaune indique la position du bloc de Pramousse éboulé en été 2009. En 1967, la niche d'arrachement sur le glacier rocheux de la Lé Blâva est déjà présente. Source photo aérienne: Swisstopo, 1347-11 (1999) et 1967 (28.09), n° carte: 283E, ligne de vol n°5 et n°prise de vue: 4116.

Les éboulis fluants

Deux éboulis fluants ont été repérés par Delaloye et al. (2005), mais sur le terrain il n'y a pas ou peu de signes visibles de fluage (**fig. 5.23**). Le premier éboulis est orienté à l'ouest au sud du bastion morainique des Genevois (605°767/97°841), entre 2980 et 2760 m d'altitude. Il présente une morphologie classique d'un éboulis, à la différence que dans sa partie inférieure, de petits bombements témoignent de la présence de fluage de ce corps sédimentaire.

Le second éboulis est situé à l'aplomb du glacier rocheux de la Roussette (605°262/ 96°224) et est orienté à l'ouest. Il s'étend de 2950 à 2800 m et présente les mêmes caractéristiques que celui près des Genevois.

Enfin, un dernier éboulis fluant semble s'être formé au pied de la Pointe de Tsalion à 2940 m. Il est marqué par un bombement dans sa partie aval, comme les éboulis fluants précédents.

Ces éboulis témoignent de la présence de pergélisol, à cause de la saturation en glace des vides, qui induisent un fluage généralisé vers l'aval..

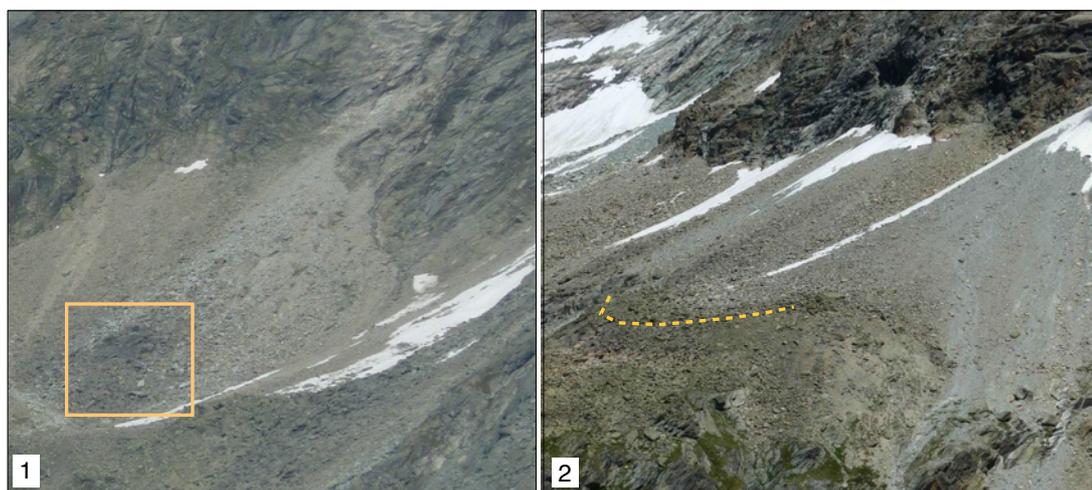


Fig. 5.23 1) L'éboulis fluant sous le bastion morainique de la Pointe des Genevois. Le carré orange montre la zone bombée au pied de l'éboulis. 2) Celui au pied de la Pointe de Tsalion. Il présente une morphologie bombée au pied de l'éboulis.

Moraine de poussée

Une forme particulière s'est développée dans le bastion morainique de la Tsa. Cette forme, est située à 2780 m (605°620/97°299) et orientée à l'ouest. Elle présente des caractéristiques proche de la moraines ou de glacier rocheux. En effet, elle est formée de sédiments qui rappellent de la moraine, avec des blocs hétérogènes, pris dans une matrice fine (*till*). De plus, elle est située dans le bord de la moraine latérale droite du glacieret de la Tsa. En même temps, cette forme présente une morphologie de glacier rocheux. Elle est faite d'un front, où de la matrice fine affleure, comme pour les glaciers rocheux actifs. Avec l'analyse des photos aériennes, on remarque également des rides de compression à la surface de cette forme. Or, il paraît peu probable que ce soit un glacier rocheux du fait de «l'avancée glaciaire du PAG qui a conduit au réagencement géométrique de corps de pergélisol préexistant» (Delaloye, 2004: 140). En revanche, du pergélisol peut subsister dans les zones «latérales et frontales du champ proglaciaire» (Delaloye, 2004: 140).

Ce type d'indice, laisse penser que cette forme est en fait une moraine de poussée latérale, soit une forme intermédiaire entre la moraine et le glacier rocheux (**fig. 5.24**). C'est-à-dire une masse de sédiments qui ont été poussés vers l'extérieur lors de la réavancée du glacieret de la Tsa au PAG (ou lors d'une période froide de l'holocène).

Si cette moraine de poussée a encore des mouvements, il faudrait faire une série de mesures au GPS différentiel ou de l'interférométrie radar satellitaire pour attester de ses mouvements. Enfin, si elle contient encore de la glace, il faudrait effectuer des mesures géoélectriques pour connaître l'origine de la glace. S'il s'agit de la glace de glacier, elle aura des résistivités élevées ($>5000 \text{ k}\Omega\text{m}$) contre environ $1000 \text{ k}\Omega\text{m}$, si c'est de la glace de congélation, voir en-dessous si ce ne sont que des sédiments gelés.

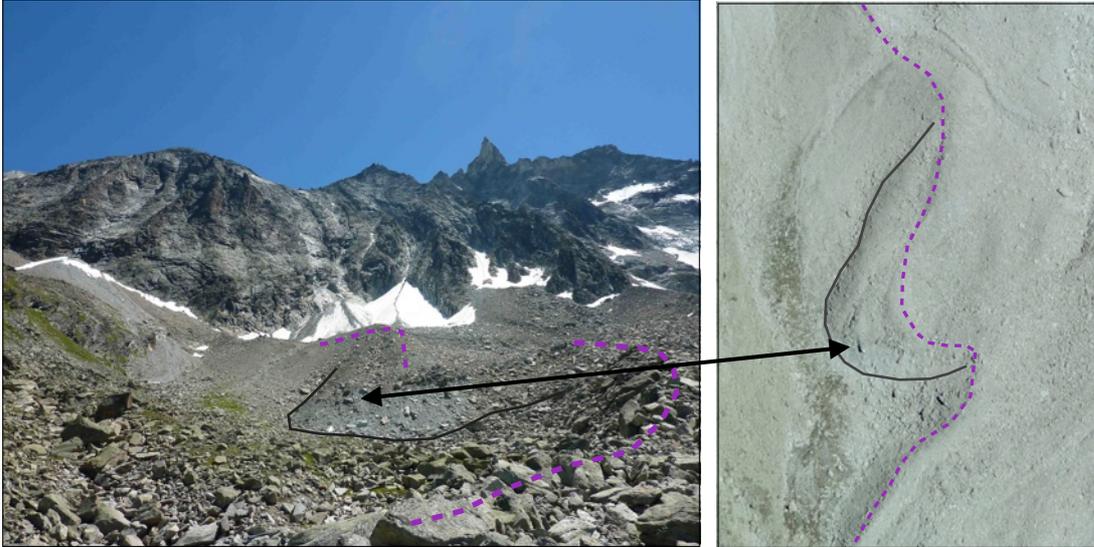


Fig. 5.24 La moraine de poussée délimitée en noir. La flèche localise un même bloc sur les deux images. En trait tillé violet: la moraine PAG. Source photo aérienne: Swisstopo, 1347-11 (2005).

Parois rocheuses

Le pergélisol n'affecte pas que les terrains sédimentaires. Les parois rocheuses qui caractérisent la partie supérieure du versant entre 3000 m et 3600 m, sont aussi soumises à ces conditions froides. Elles peuvent réagir plus rapidement à la dégradation du pergélisol que les terrains sédimentaire, en raison de la plus faible inertie thermique qui règne entre le substratum rocheux et l'atmosphère.

Conclusion

Les formes et processus périglaciaires occupent la plus grande part du versant de la Tsa et le pergélisol affecte un grand nombre de formes (parois rocheuses, glaciers rocheux, éboulis fluant ou moraine de poussée). Toutes ces formes sédimentaires sont situées dans la partie médiane du versant, entre 2350 m et 2800 m environ. Elles constituent des stocks sédimentaires importants qui peuvent être remaniés par les processus fluviaux.

À l'avenir, ces milieux pourraient devenir plus fragiles en cas de dégradation du pergélisol. Ils pourraient subir une fossilisation ou au contraire une activation dynamique en relation avec d'autres facteurs (climatiques, topographiques, etc...).

5.1.5 Les formes et processus fluviatiles

Ce sous-chapitre développe les différentes formes et processus fluviatiles actifs dans le versant de la Tsa. Ils sont exposés selon une logique amont-aval, en commençant par les coulées de débris et les laves torrentielles, ensuite les cônes de déjection, puis les torrents et la Borgne d'Arolla qui forme le niveau de base du versant..

Les coulées de débris et laves torrentielles

Ce qui différencie une coulée de débris d'une lave torrentielle, c'est que cette dernière emprunte un chenal préexistant. Sur le terrain, on peut les distinguer en fonction de leur taille: les coulées de débris étant plus petites et moins profondes que les laves torrentielles qui sont marquées par un chenal d'écoulement et des levées importantes.

La majorité des coulées de débris et des laves torrentielles se sont déclenchées dans les zones à forte concentration sédimentaire, c'est-à-dire depuis les deux bastions morainiques du versant (celui des Genevois au nord et celui de la Tsa au sud du versant), les éboulis et les glaciers rocheux. La taille et la longueur des coulées de débris et laves torrentielles varient: les plus petites ne font qu'une centaine de mètres de long, tandis que d'autres s'inscrivent dans le versant jusqu'à la Borgne (*fig. 5.25*).



Fig. 5.25 Traces des différentes coulées de débris et laves torrentielles du versant. Leur âge a été déterminé à l'aide de l'observation des photos aériennes actuelles (Google Earth, 2011) et de 1999 (Swisstopo, 1347-11).

Seize traces du passage de coulées de débris et de laves torrentielles sont recensées au sein du versant. Le plus grand nombre provient du bastion morainique de la Tsa, puis du bastion morainique des Genevois et enfin des éboulis au sud du terrain (605'302/96'371) et du glacier rocheux de la Roussette. Bien qu'il n'a pas été possible de toutes les dater exactement, l'analyse des photos aériennes, ainsi que les observations de terrain ont permis de se faire une idée sur leur âge (*fig. 5.26*).

C'est suite à des précipitations intenses (orage localisé sur les sommets dominants par exemple) ou à une fonte de la glace dans les zones sédimentaires, que ce type d'évènements se sont déclenchés préférentiellement. Les bastions morainiques sont des endroits propices, parce qu'ils contiennent de la glace au point de fusion et que celle-ci forme un niveau partiellement imperméable sous la couverture détritique (Stoffel et al. 2011). L'eau reste donc en surface et les écoulements se concentrent.

Si l'on s'intéresse de plus près à l'évolution des coulées de débris et de laves torrentielles depuis 1967 (à l'aide des photos aériennes), quelques changements significatifs sont à signaler au niveau des bastions morainiques :

- Le **bastion morainique des Genevois** porte la trace de laves torrentielles depuis 1967. Une importante lave torrentielle, déclenchée en juillet 2006 (cf. chap. 5.2.2) a emprunté le même chenal que celui préexistant en 1967 déjà (**fig. 5.27**). Depuis, de nouvelles laves torrentielles se sont déclenchées, toutes dans des chenaux préexistants à 1967. Ces constatations sont faites en fonction de la végétation, et de la fraîcheur des traces de laves torrentielles. Ce bastion semble être le plus propice à la formation de laves torrentielles de grande importance pour plusieurs raisons :
 - il est inséré dans un petit cirque glaciaire, dominé par des hautes parois rocheuses qui canalisent l'eau. En cas d'orage, les écoulements sont rapides et concentrés.
 - La pente du bastion est raide et permet un écoulement rapide vitesse de l'eau
 - les cônes de déjections paraglaciales du bastion sont actifs et permettent une mobilisation de plus de sédiments en cas de déclenchement de lave torrentielle.
- Le **bastion morainique de la Tsa** a connu différentes coulées de débris et laves torrentielles entre 1967 et 2005 (**fig. 5.28**). Certains chenaux préexistants sont réempruntés par des laves torrentielles. De nouvelles coulées de débris sont apparues au cours du temps, en particulier une importante entre 1967 et 1999 au nord du bastion et entre 1999 et 2005.

Si l'on résume, les coulées de débris et les laves torrentielles se sont déclenchées de préférence dans les zones à fort stockage sédimentaire. Il est difficile de dire si leur fréquence est en augmentation dans la zone d'étude, en revanche, certaines semblent avoir des tailles imposantes, ce qui pourrait contribuer à être une source de danger potentiel (cf chap. 5.2.2).

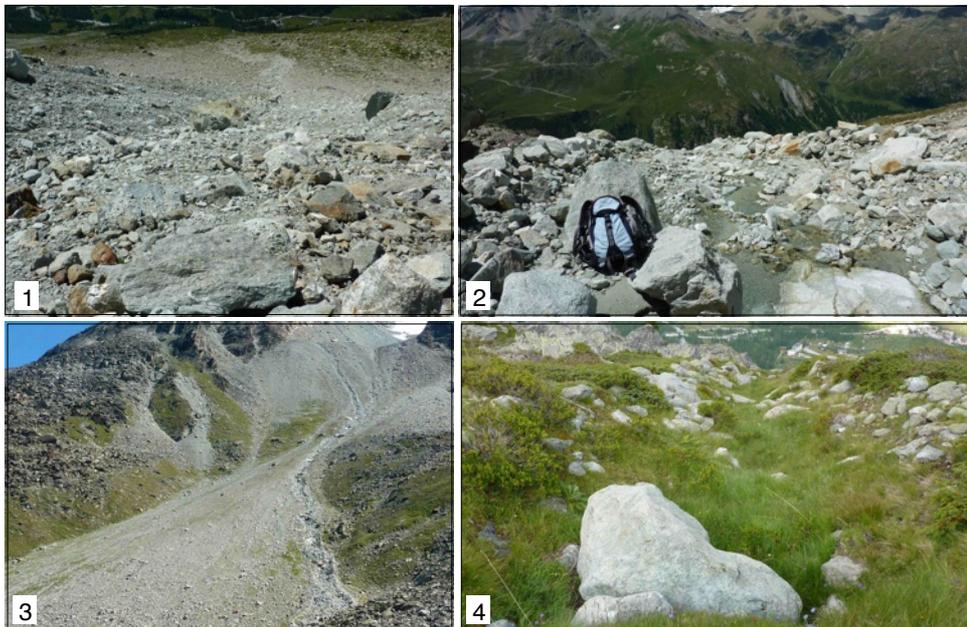


Fig. 5.26

Zoom sur quelques laves torrentielles dans le versant de la Tsa: 1) Une lave torrentielle déclenchée depuis le bastion morainique de la Tsa à 2790 m d'altitude (605°403/ 97°032). 2) Le chenal d'écoulement avec les levées de la lave torrentielle du bastion des Genevois, font quatre mètres de largeur. 3) Vue depuis la cabane de la Tsa sur les coulées de débris (petites et peu profondes) et la lave torrentielle. 4) Ancien chenal de lave torrentielle, vers 2270 m d'altitude (604°407/ 97°112).

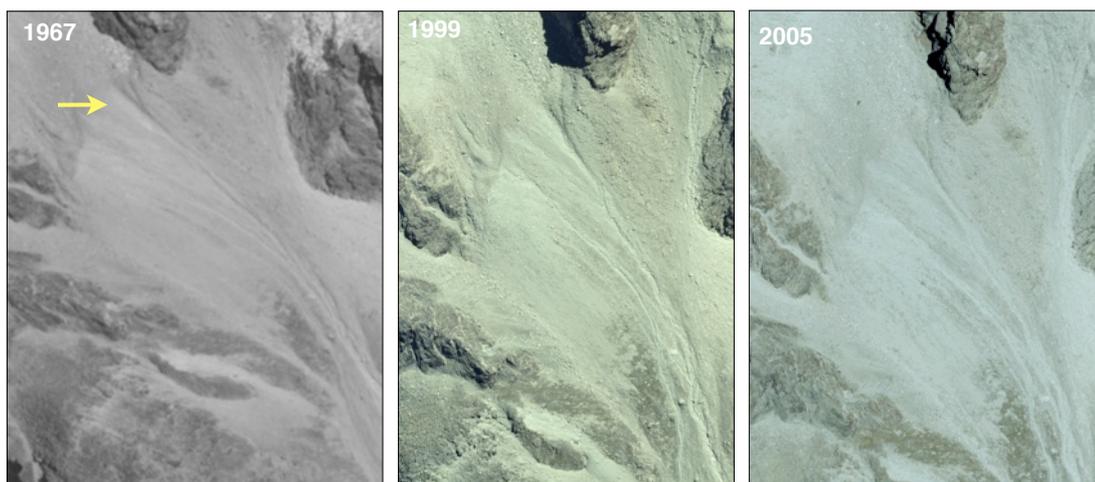


Fig. 5.27 Trace de lave torrentielle déjà en 1967 (jaune). Il s'agit du même tracé que celle de 2006. Source photo aérienne: Swisstopo, 1347-11 (1999 et 2005) et 1967 (28.09), n° carte:283E, ligne de vol n°5 et n°prise de vue: 4116.



Fig. 5.28 Les différentes coulées de débris et laves torrentielles qui se sont déclenchées depuis le bastion morainique de la Tsa. La flèche jaune montre l'évolution d'une lave torrentielle dans le temps. En orange, les nouvelles coulées qui sont apparues par rapport à la photo précédente. Source photo aérienne: Swisstopo, 1347-11 (1999 et 2005) et 1967 (28.09), n° carte:283E, ligne de vol n°5 et n°prise de vue: 4116.

Les cônes de déjection

Dans le versant de la Tsa, il existe deux sortes de cônes de déjection. Les actifs et les fossiles, c'est-à-dire ceux qui ne reçoivent pas ou peu de matériaux sédimentaires provenant de l'amont.

- Les **cônes amont** sont situés dans la partie supérieure du versant, entre 2700 et 2800 m. Ils sont au nombre de deux et dépourvus de végétation, au pied du bastion morainique des Genevois. Le premier cône est situé entre 2870 et 2740 m au sud du bastion morainique des Genevois, avec une superficie de 2,6 ha environ. Le second cône est situé à l'aplomb du premier entre 2820 et 2550 m d'altitude et s'étend sur une superficie deux fois plus grande que le premier cône (6,9 ha). Ces deux cônes sont, semble-t-il, d'origine paraglaciale. Ils résultent du transfert et du rééquilibrage post-glaciaire du bastion. Ils sont constitués de beaucoup de matériel

sédimentaire et seraient dus à une fonte de glace massive, à une torrencialité importante et à un rééquilibrage gravitaire du versant (érosion régressive). Les cônes présentent une partie active au sud, tandis que des zones inactives sont orientée au nord. Ces dernières sont faites d'anciens chenaux et sont partiellement recouverts de végétation, montrant que le cône a connu une dynamique différente par le passé.

- Les **cônes aval** sont situés dans la partie basale du versant et sont au nombre de quatre. Ils recueillent les torrents et les sédiments qu'ils déposent. Ils sont caractérisés par une taille intermédiaire par rapport aux cônes actifs (environ 3 ha) et font le lien entre le versant de la Tsa (vers 2100 m) et la Borgne d'Arolla à 1900 m. Ils sont caractérisés par une végétation rase et pionnière, car ils sont aussi des cônes d'avalanches en hiver, ce qui contribue à garder une végétation pionnière (vernes, arbrisseaux, etc...) (**fig. 5.29**). Actuellement, ils charrient peu de matériaux, car rares sont les laves torrentielles et coulées de débris qui atteignent le bas du versant. Par contre, le cône le plus actif est celui au pied du versant qui provient du bastion des Genevois (près de Pramousse). Sa taille est directement liée à l'activité paraglacière des cônes amont: tous les sédiments charriés de l'amont se retrouvent à l'aval au cours du temps. Il est donc normal que ce dernier soit le plus actif.

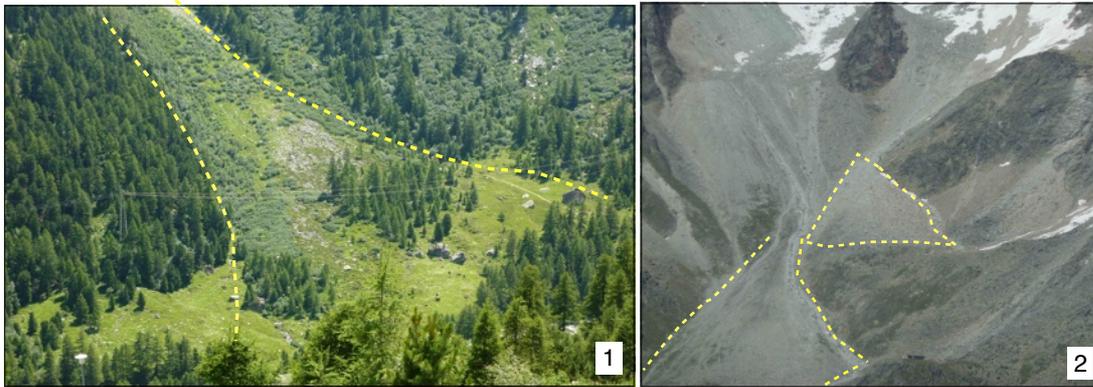


Fig. 5.29 1) Le cône de déjection au départ du sentier de la Tsa depuis Arolla. (603'632/97'095). 2) Le double cône de déjection actif polygénique du bastion morainique de la Pointe des Genevois.

Les torrents et cours d'eau

Dans le versant de la Tsa, quelques cours d'eau temporaires au régime torrentiel sont présents. Deux torrents prennent leur source dans le haut du versant, il s'agit du Torrent de la Roussette (1,8 km de longueur), prenant sa source au niveau du bastion morainique de la Tsa, à 2750 m (605'296/96'724). Un second torrent (603'707/97'127) prend sa source depuis le bastion morainique des Genevois, à 2900 m d'altitude (2,1 km de long). L'origine de cette eau provient de la fonte de la glace présente dans la partie supérieure du versant, soit des systèmes glaciaires, soit du pergélisol.

Enfin, cinq torrents jaillissent au niveau des cônes de déjection dans le versant, vers 2000 m d'altitude. Ils sont beaucoup plus courts (environ 300 m). Leur origine proviendrait de l'eau de fonte s'écoulant sous la couverture morainique du versant et dont l'exurgence de serait issue d'une topographie favorable (par exemple couverture morainique plus faible, moraine d'ablation perméable,, etc...).

Tous ces torrents se jettent dans la Borgne d'Arolla, qui marque le niveau de base du versant de la Tsa entre 1868 m à Arolla (603'471/96'624) et 1838 m à Pramousse

(603'848/98'673). Ce cours d'eau est d'origine glaciaire et son débit est fortement perturbé par les captages hydroélectriques. Son débit n'est donc plus naturel et le cours d'eau peine à être compétent¹¹, des travaux ont d'ailleurs été entrepris durant l'été 2010 pour enlever des sédiments et approfondir le lit du cours d'eau entre Arolla et Satarma.

Près du hameau de Pramousse, la pente de la Borgne s'adoucit (0.4°) et le cours d'eau divague librement. Cet effet est accentué par les prélèvements d'eau pour l'hydroélectricité et par les cônes de déjection qui ont réduit la pente (S. Lane, 2011, communication orale), permettant de créer une plaine alluviale tressée (**fig. 5.30**).

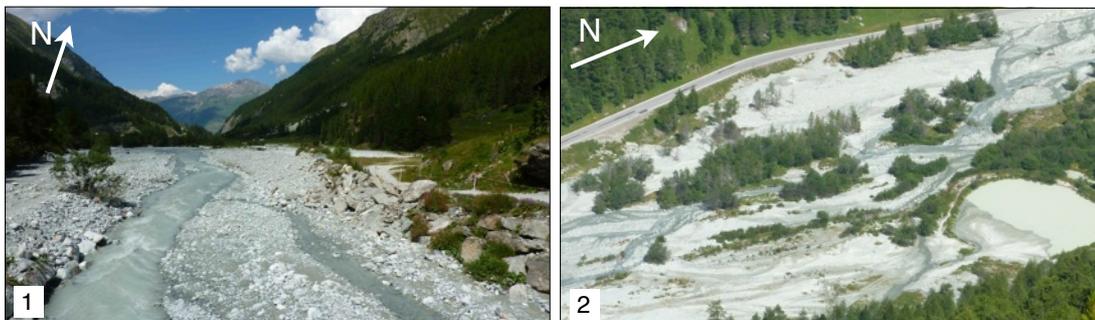


Fig. 5.30 1) La Borgne à Arolla (603'467/96'649). 2) La Borgne, trois kilomètres en aval, entre les hameaux de Pramousse et Satarma.

Conclusion

L'étude des processus fluviaux est importante dans le versant de la Tsa, car ils sont les principaux agents du transfert sédimentaire au travers du versant. Ils se développent en particulier dans les zones à fort stockage sédimentaire (laves torrentielles, coulées de débris) et peuvent avoir une ampleur importante (lave torrentielle).

La dégradation du pergélisol en amont libère une partie du stockage sédimentaire, en raison d'une diminution de la cohésion des sédiments entre eux et offre une mobilisation potentielle importante de sédiments. Le couplage avec une augmentation des phénomènes météorologiques intenses (orages), conduit à une augmentation de la torrencialité.

5.1.6 Synthèse du chapitre

L'étude géomorphologique du versant de la Tsa révèle des formes et des processus aussi variés que complexes. En effet, le versant ouest de la Tsa concentre une grande partie des processus du domaine périglaciaire alpin (gravitaire, fluvial, périglaciaire et glaciaire) (Delaloye et al. 2005). Cette grande diversité a apporté une quantité considérable de matériaux sédimentaires dans le versant (en particulier entre 2900 et 2300 m) qui sont affectés par divers processus.

L'activité des processus est variable dans le temps et l'espace. La dynamique actuelle du versant montre que la torrencialité serait en augmentation (en intensité en tout cas), la dynamique glaciaire tend à diminuer avec la fonte de la glace; les processus périglaciaires peuvent suivre une double tendance: se fossiliser ou connaître un regain dynamique; enfin les processus gravitaires sont plus difficile à évaluer. Leur fréquence tendrait à augmenter pour les zones soumises à des conditions de pergélisol (en lien avec sa dégradation).

À l'avenir, un certain nombre de processus (périglaciaires et fluviaux en particulier) pourraient ainsi connaître un regain d'activité si les conditions climatiques changent et constituer une menace pour l'homme et ses infrastructures.

¹¹ Aptitude du cours d'eau à transporter des sédiments.

5.2 Risques et dangers naturels dans le versant de la Tsa

Après l'étude géomorphologique du versant de la Tsa, il s'agit de se pencher plus en détails sur les formes et processus de la zone qui peuvent représenter une menace pour l'homme ou ses infrastructures (la cabane de la Tsa, les sentiers qui la rejoignent, les lignes à hautes tension dans le bas du versant et le camping). Bien que le versant de la Tsa contienne tous les mouvements de terrain visibles en zone périglaciaire alpine (glaciers rocheux actifs, push moraine, glacier couvert, éboulis fluant, solifluxion, glissement rocheux, etc...), tous ne représentent pas une source de danger.

À l'aide des observations directes, complétées par les travaux de Morand (2000) et de Delaloye et al. (2005), quatre processus et formes pouvant être une source de danger potentielle ont été identifiés (**fig. 5.31**). Il s'agit de:

- Les glissements rocheux de Perroc et de la cabane de la Tsa
- Les chutes de blocs
- La torrentialité
- Les glaciers rocheux (les Lésés et la Roussette)

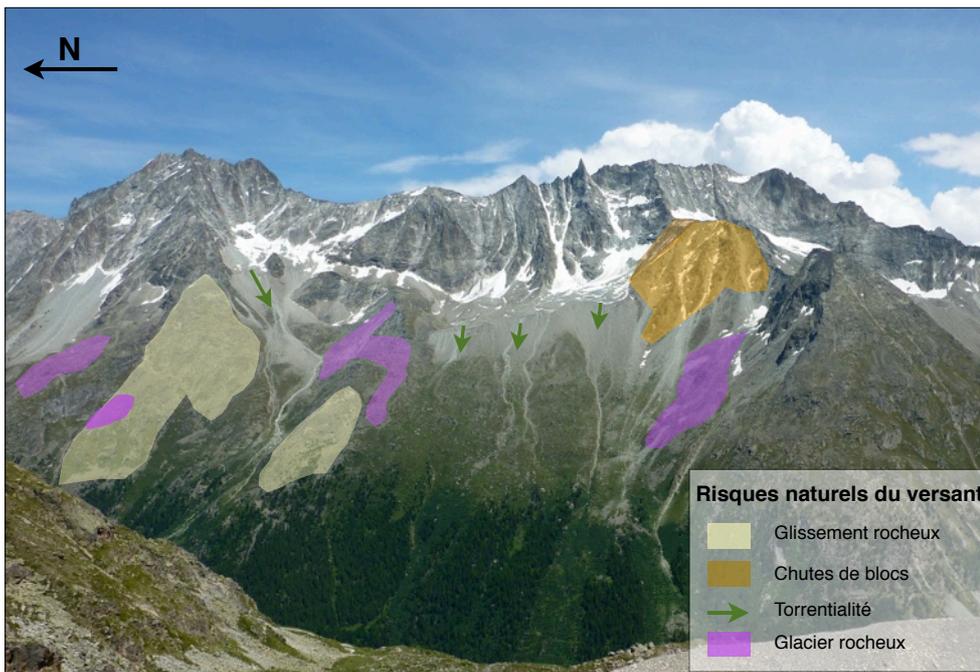


Fig. 5.31 Les différents dangers naturels du versant de la Tsa. De gauche à droite: le glacier rocheux de la Lé Blâva. le glissement rocheux de Perroc, avec en dessous le glacier rocheux des Lesses. Les laves torrentielles du bastion morainique des Genevois. Le glissement rocheux de la cabane de la Tsa et ses glaciers rocheux. Les laves torrentielles et les coulées de débris du bastion de la Tsa. Les chutes de blocs régulières qui surplombent le glacier de la Tsa et le versant. Enfin, le glacier rocheux de la Roussette sous le sommet de la Maya.

L'identification et la connaissance des mouvements, vitesses de déplacement ou occurrence de ces formes et processus, va permettre de donner une première évaluation du risque et du danger qu'ils représentent pour l'homme. Il s'agit ainsi d'un première étape

d'identification des dangers qui devrait faire l'objet de mesures complémentaires si le danger qu'ils représentent s'avérait une menace réelle.

5.2.1 Les glissements rocheux de Perroc et de la cabane de la Tsa

Les glissements rocheux de Perroc et de la Tsa sont considérés comme des cas mixtes par Delaloye et al. (2005), car ils contiennent tous deux des glaciers rocheux au sein de la masse instable. Les deux formes sont identifiables l'une de l'autre visuellement et dynamiquement, car elles présentent des morphologies et des vitesses variées (*fig. 5.32*).

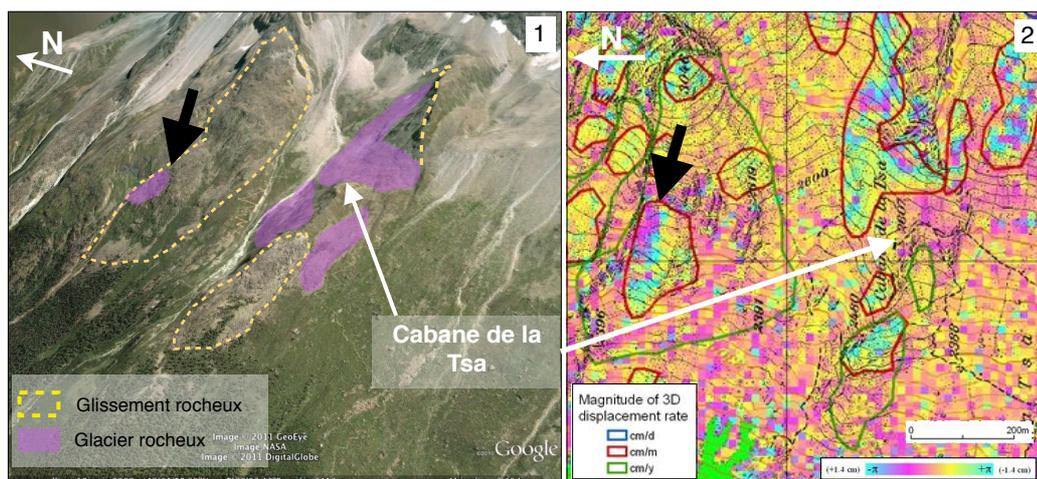


Fig. 5.32 1) Les glissements rocheux de Perroc et de la Tsa. Source: Google Earth (date de la photo aérienne: 18.08.2009). 2) Les mouvements de ces formes repérés avec un intervalle d'un mois entre le 03.09.1997 et le 08.10.1997 (35 jours). ERS descending. Modifié d'après Delaloye et al. (2005: 86). Les flèches noires et blanches donnent des points de repères communs aux deux images.

Le glissement rocheux de Perroc (au nord du terrain) montre des vitesses de déplacement différentes en fonction des zones, allant de quelques centimètres par an pour la majorité de la zone à des zones plus rapides, notamment à sa niche d'arrachement et au glacier rocheux. Ce dernier possédait en 1997 et 2009 (repéré grâce à l'interférométrie radar satellitaire et TerraSAR-X¹² pour 2009) un rythme de fluage de quelques centimètres par mois, ce qui le met dans la catégorie des glaciers rocheux actifs.

La zone de la cabane de la Tsa est une région complexe, qui mélange du glissement rocheux et des glacier rocheux. Le glissement se trouve sous la cabane avec des vitesses du même ordre de grandeur que celui de Perroc. Au-dessus de la cabane et à côté, des glaciers rocheux montrent des vitesses relativement rapides de quelques centimètres par mois. Le plus rapide est le glacier rocheux le plus haut (son front se situe à 2642 m), car c'est celui qui montre une forte décorrélation entre les pixels jusqu'en 2009.

Le glacier rocheux du Grand Tsalé et celui orienté au sud sur le bastion morainique de la Tsa présentent des petits mouvements que l'observation géomorphologique n'a pas détectée (pas de signe d'instabilité au front, végétation, blocs disloqués, etc..) (cf. chap. 5.1.4).

¹² Il s'agit d'une autre famille de satellite que InSAR. D'origine allemande, ce satellite possède une longueur d'onde plus courte (2.8 cm) que InSAR (5.6 cm), qui permet une résolution plus fine des mouvements de terrain. Ces données ont été reçues peu de temps avant la fin de ce mémoire, leur diffusion n'était donc pas possible et leur analyse est donc peu poussée dans ce travail.

Danger potentiel

Les mouvements que montrent l'interférométrie radar à propos des glissements rocheux, ne semblent pas très significatifs. Ce qui signifie, qu'il y a peu de risques de voir ces glissements s'effondrer de manière brutale en direction de l'aval. En revanche, les blocs de grande taille qu'ils contiennent, eux, pourraient être déstabilisés et les chutes de blocs sont un processus non négligeable pour ces formes, particulièrement pour le glissement rocheux de Perroc où la pente est raide (environ 35°).

5.2.2 Les chutes de blocs

Durant l'été 2010, des chutes de blocs décimétriques quasi continues se sont produites au-dessus du glacier de la Tsa, en versant nord entre 3300 m et 3000 m d'altitude (605°871/ 96°371) (**fig. 5.33**). Elles participent au recouvrement du glacier de la Tsa.

L'interférométrie radar satellitaire n'est pas en mesure d'observer des mouvements plus profonds de ces parois rocheuses, en raison du faible angle d'incidence qu'il a. Seule les observations sur le terrain, donnent des informations.

Le versant nord-ouest de cette même crête rocheuse est aussi défilé (605°516/ 96°228) et apporte des chutes de blocs régulières dans le versant. Contrairement au versant nord, les blocs peuvent ici dévaler une grande partie du versant, car il ne subsiste pas de replat important qui les stopperait. On retrouve des traces de ces chutes de blocs jusque vers 2350 m d'altitude, à côté du glacier rocheux de la Roussette.

Le versant porte la trace de chutes de blocs quasi partout, en particulier au pied des parois rocheuses.

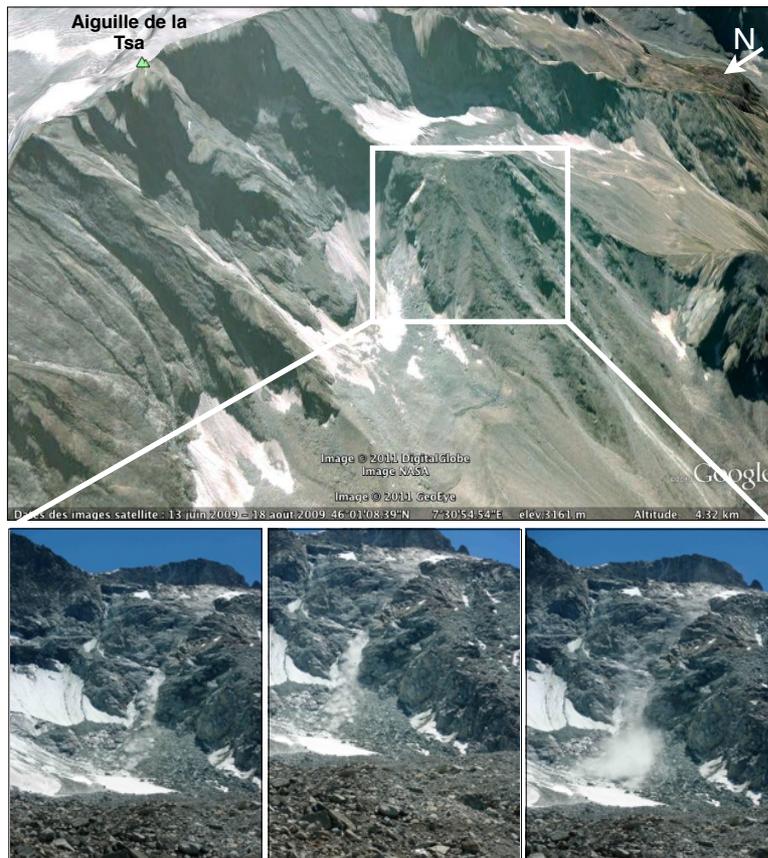


Fig. 5.33 Extrait de chutes de blocs qui se sont produites quotidiennement sur le glacier de la Tsa durant l'été 2010. Pour les photos du haut, source: Google Earth (date de la photo aérienne: 18.08. 2009).

Danger potentiel

Les chutes de blocs qui atterrissent sur le glacier de la Tsa, bien que régulières, ne présentent pas de danger particulier, car leur zone de dépôt se fait au niveau du bastion de la Tsa. En revanche, les chutes de blocs orientées au nord-ouest du rognon rocheux (il s'agit de la crête rocheuse qui relie l'Aiguille de la Tsa à la Maya), peuvent représenter une menace sur le sentier qui monte à la cabane de la Tsa.

Aucune trace de chutes de blocs, provenant des parois rocheuses du haut du versant, n'est recensée dans la partie aval du versant (Borgne d'Arolla). Ce n'est pas le cas par contre des chutes blocs qui se sont détachées au front de glaciers rocheux (cf. chap. 5.2.4).

5.2.3 La torrentialité

Les traces de coulées de débris et de laves torrentielles sont multiples dans le versant. Elles affectent en particulier les bastions morainiques et les éboulis (cf. chap 5.1.5), zones propices, car riches en sédiments meubles. Elles s'étalent parfois sur quelques centaines de mètres de longueur, comme parfois sur le versant en entier. L'intérêt est de traiter ici d'une lave torrentielle plus importante que les autres qui a affecté le versant de la Tsa, au niveau du bastion morainique des Genevois le 21 juillet 2006 (*fig. 5.34*).

Cette lave torrentielle a une double zone de départ à 2982 m d'altitude (605'901/ 98'252) et à 2980 m d'altitude (605'955/ 98'197). Les deux niches d'arrachements font environ dix mètres de largeur pour cinq de profondeur. Les deux laves torrentielles confluent ensuite à 2825 m d'altitude (605'730/ 98'073) et ont parcouru l'entier du versant. Une première zone de dépôt s'est faite entre 2400 m et 2200 m, dans une zone moins raide. Le reste de la lave torrentielle a rejoint un torrent qui se jette dans la Borgne. Elle a donc atteint le pied du versant, mais de manière atténuée (ne permettant pas de créer un embâcle sur la Borgne d'Arolla par exemple) 300 m à l'amont du hameau de Pramousse, à 1900 m d'altitude. Les dégâts que cet événement a engendré sont dérisoires: elle a emporté les sentiers qui montent à la cabane de la Tsa depuis Pramousse et un nouveau chenal d'écoulement a été créé au niveau du cône de déjection. Actuellement, la végétation a repris ses droits, et la trace de la lave torrentielle s'atténue dans les zones végétalisées (*fig. 5.35*). De plus, un nouveau sentier a été recréé depuis Pramousse durant l'été 2009, avec un tracé modifié.

D'autres événements de ce type ont été repérés dans les Alpes au cours de l'été 2006 (par exemple: Rouiller, 2006; Vullioud, 2011). Divers facteurs et hypothèses peuvent expliquer une lave torrentielle de cette ampleur:

- Durant presque tout le mois de juillet 2006, le 0°C diurne s'est situé à plus de 4200 m d'altitude et le temps était **caniculaire** (SLF, 2011), favorisant la fonte de la couche active du pergélisol, des névés et des glaciers.
- Consécutivement à la vague de chaleur de juillet, de violents **orages** se sont déclenchés dans les Alpes et le versant de la Tsa n'y a pas échappé. C'est en fin de journée qu'un violent orage s'est localisé entre la Dent de Perroc et la Pointe des Genevois, provoquant la lave torrentielle.
- Le dernier facteur ayant contribué à déclencher une lave torrentielle de cette ampleur est certainement la **fonte du pergélisol** et des **névés** présents au sommet du bastion morainique des Genevois qui ont apporté de l'eau de fonte météorique. Se sont ajoutés, les intenses précipitations qui ont saturé le terrain en eau. La pression de l'eau a augmenté en présence de la glace de glacier qui a imperméabilisé le bastion et a concentré les écoulements d'eau. Une plus grande

quantité de sédiments (fins notamment, permettant de transporter de plus gros blocs) a pu être libérée, contribuant à créer cette lave torrentielle de grande taille.

Au final, c'est l'arrivée de ce violent orage qui semble être le facteur principal du déclenchement de cette lave torrentielle. Du fait qu'il était très localisé, il n'a pas touché le bastion de la Tsa (seulement de manière atténuée). Ceci expliquerait pourquoi aucune lave torrentielle ne s'est déclenchée depuis ce dernier, quand bien même les conditions topographiques et géomorphologiques sont semblables.

Danger potentiel

La torrentialité est le processus qui représente un des plus grands dangers dans le versant de la Tsa. La lave torrentielle des Genevois de 2006 montre l'ampleur qu'elle peut avoir dans ce type de versant (2.2 km de long). Etant donné que la partie supérieure du versant (dès 2800 m d'altitude) est composée essentiellement de marge proglaciaire, ce type d'aléa pourrait se produire à l'avenir plus souvent en raison d'une augmentation de la disponibilité de matériaux non consolidés (Chiarle et al. 2007) et de précipitations.

Les dégâts engendrés par la lave torrentielle de 2006 sont, au final, minimes, mais ne doivent pas exclure des conséquences plus graves sur l'homme et ses infrastructures, à l'échelle locale comme globale.

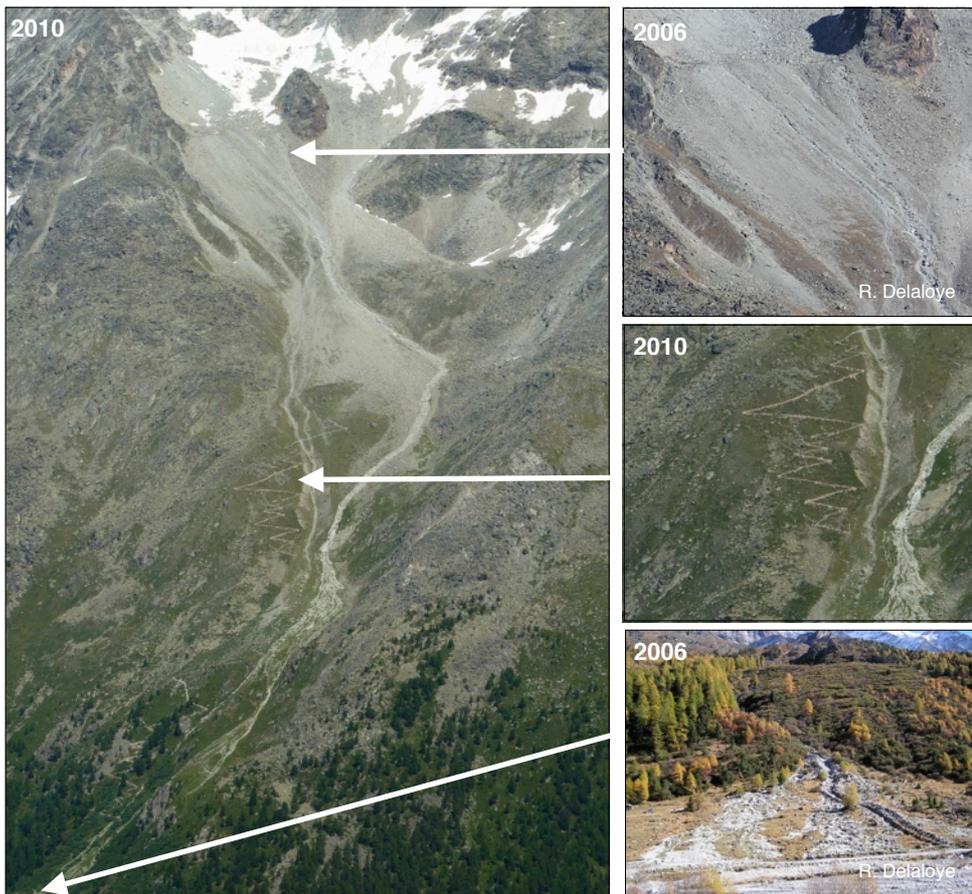


Fig. 5.34

La lave torrentielle de 2006, avec quelques zooms sur les changements morphologiques qu'elle a engendrés. En 2006, les niches d'arrachement, ainsi que le chenal d'écoulement sont très marqués dans le paysage, que ce soit dans la partie supérieure ou inférieure du versant (zone de dépôt). En 2010, son tracé est toujours visible, bien que la végétation ait repoussé jusque vers 2500 m d'altitude. Le nouveau sentier créé suite à la destruction du premier est très marqué dans le versant, car il a été creusé durant l'été 2009.

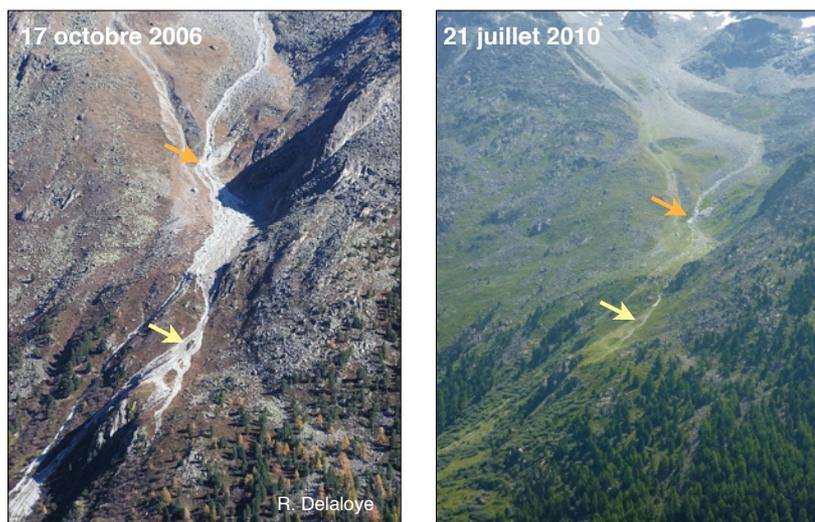


Fig. 5.35 Revégétalisation du terrain après le passage de la lave torrentielle. Les flèches servent de repères entre les deux images.

5.2.4 Le glacier rocheux des Léses

Le glacier rocheux des Léses est un glacier rocheux actif, faisant partie du glissement rocheux de Perroc (cf. chap. 5.1.3 et 5.2.1). Au front du glacier rocheux à 2369 m d'altitude (604°830/ 98°542), s'est détaché le 17 juillet 2009, un bloc de gneiss (nommé ici bloc de Pramousse) de 48 m³ qui a atterri à huit mètres d'un pylône à haute tension au pied du versant à 1840 m d'altitude (603°975/ 98°849) (**fig. 5.35**). Le bloc a dévalé le versant sur plus de 500 mètres de dénivellation en suivant la ligne de pente. Il a laissé derrière lui une tranchée de terre (marquée dans la forêt entre 1900 et 1880 m d'altitude), issue des impacts du bloc.

Etant donné la taille du bloc, celui-ci a pu être repéré facilement sur la photo aérienne de 2005, ainsi que sur la photo aérienne de Google Earth 2009. Les flèches de la **fig. 5.35** donnent des repères sur la zone de départ du bloc (jaunes) et un bloc de repère (bleu).

Avant cet événement, peu de traces d'activité du front étaient visibles (cf. photos aériennes au chap. 5.1.4). On peut donc se poser la question si ce glacier rocheux connaît une recrudescence de sa dynamique actuellement ou si cette chute de bloc n'est qu'un événement isolé.

Pour répondre à cette question, il faudrait des mesures précises, comme un suivi GPS des mouvements de surface et des mesures géoélectriques pour connaître mieux la structure interne de cet appareil, mesures qui n'existent pas pour le moment. En revanche, les données InSAR de 1997, ainsi que les données TerraXSAR (2009), montrent que ce glacier rocheux a un mouvement de quelques centimètres par mois.

À l'avenir, il faudrait pouvoir assurer un suivi plus précis de ce type d'événement pour plusieurs raisons: premièrement parce qu'elle est située à la limite inférieure du pergélisol. Deuxièmement, parce que ce type d'événement pourrait avoir une fréquence augmentée, si la vitesse de reptation du glacier rocheux augmente (Kääb et al. 2007). Enfin, parce que le versant est raide et qu'il contient des glaciers rocheux, avec des blocs hétérométriques entre 2350 et 2700 m d'altitude.



Fig. 5.36 Illustration des conséquences de la chute du bloc du glacier rocheux. Source photo aérienne 2005: Swisstopo, 1327-33 (2005); 2009: Google Earth (2011).

Danger potentiel

Le bloc de Pramousse n'a pas fait de dégâts matériels, grâce à sa trajectoire. Au final, il s'est arrêté à quelques mètres d'un pylône électrique, à environ 200 m en aval du hameau de Pramousse. Il n'a pas traversé de sentier ou atteint d'infrastructures. Mais cela aurait pu être le cas et entraîner des conséquences dramatiques, au vu de la taille du bloc.

Ce type d'aléa est une menace à prendre au sérieux, qui demanderait un suivi des glaciers rocheux, en particulier ceux dont les vitesses de fluage sont en augmentation.

5.2.5 Le glacier rocheux de la Roussette

Le glacier rocheux de la Roussette (cf. chap 5.1.4 pour l'étude géomorphologique) est la forme périglaciaire qui a été la plus étudiée dans le cadre de ce travail, et qui de ce fait, offre le plus d'informations sur ses mouvements et sa structure interne¹³.

S'il a été étudié de manière plus approfondie, c'est parce qu'il présentait des vitesses de fluage rapides en 1997 (Delaloye et al. 2005). De plus, de par sa position dans le versant, il représenterait selon Morand (2000) une menace potentielle pour le sentier pédestre et le camping d'Arolla (**fig. 5.37**). Il cumule en effet des fronts élevés et raides, des traces de laves torrentielles et des chutes de blocs aux fronts des lobes, une pente raide (30.5°) et une situation à la limite inférieure du pergélisol discontinu (le front est à 2380 m d'altitude), ce qui en fait une zone sensible en cas d'augmentation des températures.

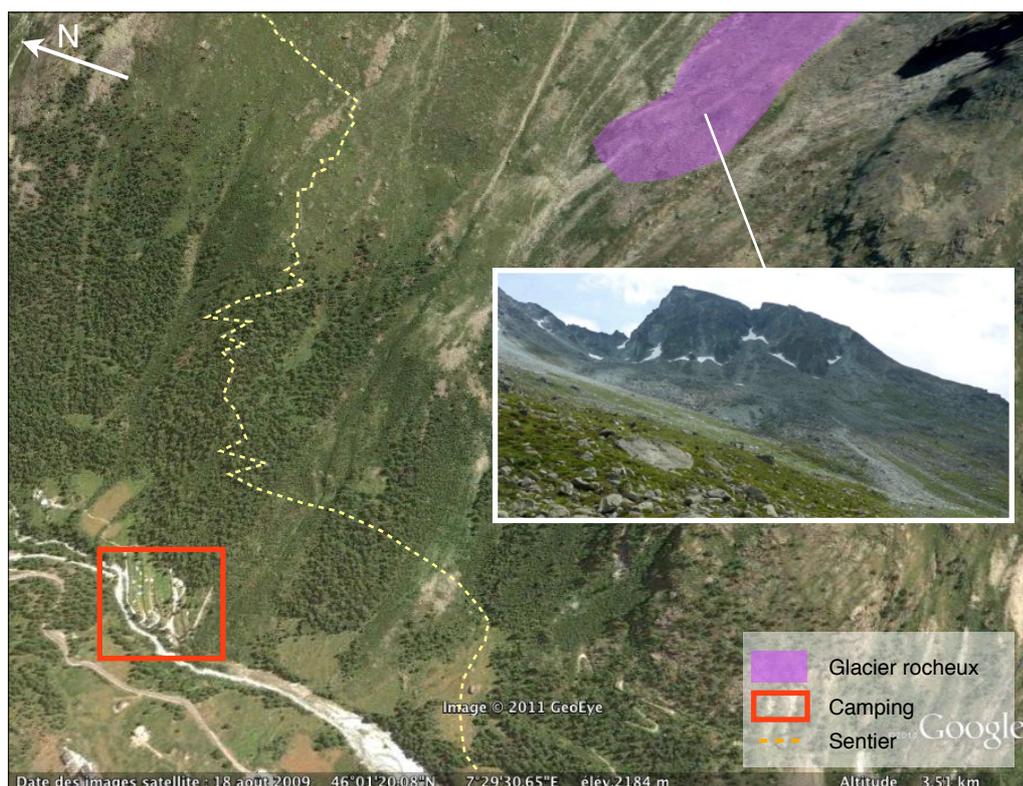


Fig. 5.37 *Le glacier rocheux de la Roussette. Source: Google Earth (date de la photo aérienne: 18.08.2009)*

¹³ cette partie du sous-chapitre pourrait donc paraître disproportionnée en regard des autres processus et formes traitées dans versant de la Tsa. Il semblait cependant important de pouvoir développer plus longuement ces informations récoltées.

Vitesses de déplacement

L'interférométrie radar satellitaire (InSAR) a montré que le glacier rocheux de la Roussette avait des vitesses de plusieurs centimètres par mois et de quelques millimètres par jour en 1997 (**fig. 5.38**). Pour compléter et actualiser ces données, 20 blocs du glacier rocheux ont été marqués et leurs positions mesurées avec un GPS différentiel durant l'été 2010 (entre le 29 juin et le 13 octobre 2010).

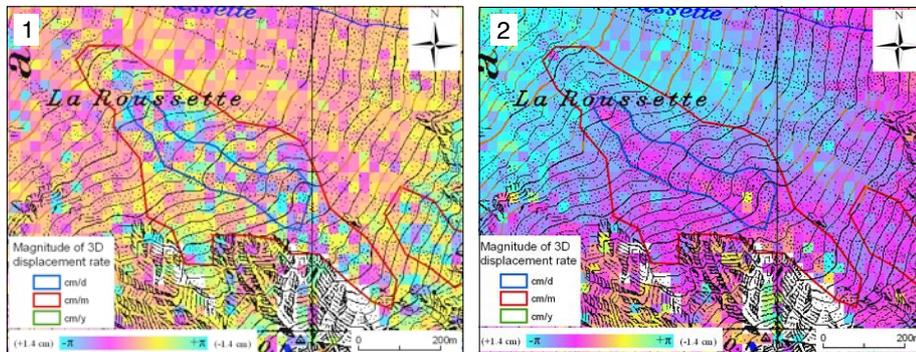


Fig.5.38 Signaux InSAR avec 1) un intervalle de 35 jours (03.09.1997-08.10.1997) et 2) à un intervalle de 1 jour (29.07.1997-30.07.1997). Tiré de Delaloye et al. (2005: 44). Les deux signaux montrent une zone centrale avec des vitesses de déplacement plus rapides (centimètres par jour contre centimètres par mois).

L'analyse des mesures de déplacement indique des vitesses variées en fonction de la position des blocs dans le glacier rocheux (**fig. 5.39**). On remarque ainsi que:

- Les **vitesses les plus faibles** mesurées (entre trois et dix cm) se situent dans les zones de replat, soit à l'amont des front des lobes 3, à 2490 m d'altitude (604'592/ 96'562) et 4, à 2600 m d'altitude (604'792/ 96'445).
- Les vitesses comprises entre 10 et 15 cm sont peu nombreuses et se localisent à proximité des zones aux vitesses les plus faibles: c'est-à-dire proche des zones de replat ou légèrement bombées (proche du lobe 4 et dans la zone centrale du glacier rocheux).
- Les **vitesses moyennes** (entre 15 et 30 cm) sont présentes dans la partie centrale et dans les zones bombées (en pente), à proximité du lobe 4 et 3. Ces vitesses de déplacement indiquent des mouvements rapides, proche de 100 cm/an.
- Les **vitesses les plus rapides** sont localisées longitudinalement au glacier rocheux, près de la rive gauche. Les mesures montrent des déplacements jusqu'à 50 cm, permettant de déduire une vitesse annuelle d'environ 150 cm/an pour cette zone. Ces déplacements rapides se localisent dans une zone de dépression parallèle à l'écoulement du glacier rocheux entre 2645 m et 2560 m d'altitude sur environ 400 m de longueur. Elle constitue la limite avec la zone de cisaillement, c'est-à-dire la limite entre la zone en mouvement et le bord du glacier rocheux qui a plus de rugosité. Un écoulement d'eau souterrain est perceptible le long de cette zone déprimée, ce qui pourrait expliquer les vitesses rapides (glace au point de fusion).

En croisant les observations de terrain avec les données InSAR et le DGPS, on constate que les données corroborent. Les zones les plus actives, soit la partie centrale du glacier rocheux, sont effectivement identiques, quand bien même il n'y a pas beaucoup de points GPS. Les données GPS de 2010, confirment que ce glacier rocheux est actif.

Pour savoir si le glacier rocheux a connu une augmentation de ses vitesses de fluage récemment, il faudrait réaliser une étude photogrammétrique, comme Lugon et al. (2008) l'ont faite pour le glacier rocheux de Tsarmine.

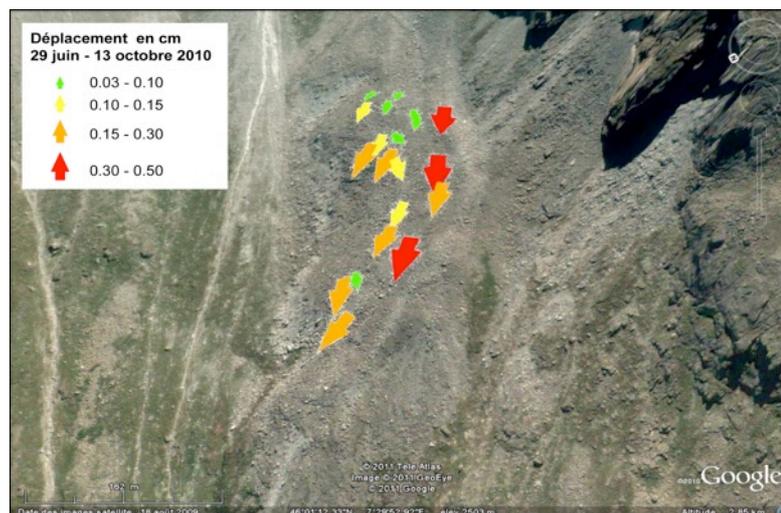


Fig. 5.39 *Mouvements du glacier rocheux mesurés au DGPS. Source fond de carte: Google Earth (date de la photo aérienne: 18.08.2009)*

Une analyse photogrammétrique n'a pas été réalisée pour la Roussette. En revanche, les photos aériennes de 1999 et 2005 ont été comparées et superposées. Cette manière de faire est peu poussée, entraînant des résultats mitigés. Le peu d'intervalle de temps entre les deux photos aériennes peut aussi expliquer le manque de résultats probants de cette manière de faire pour ce type de glacier rocheux lobé, contrairement aux résultats obtenus par Christophe Lambiel pour le glacier rocheux de Tsarmine (Lambiel, 2006: 222).



Fig. 5.40 *Le glacier rocheux de la Roussette (violet) et la zone (jaune) qui présente les mouvements les plus visibles entre 1999 et 2005. Cette zone correspond à celle mise en évidence par les interférogrammes InSAR d'un jour et d'un mois en 1997. Le carré rouge correspond à la zone présentant des rides de compression récentes, expliquée certainement par les vitesses rapides de la zone centrale qui se prolonge au lobe 1. En médaillon, un zoom du carré rouge et flèches de repères des photos aériennes de 1999 et 2005. Source photo aérienne: Swisstopo, 1347-11 (2005 et 1999).*

L'observation des photos aériennes montre tout de même un mouvement généralisé des blocs (**fig. 5.40**) dans la partie centrale du glacier rocheux (en trait tillé jaune). La partie aval du glacier rocheux semble avoir subi le plus de déformations (en rouge) et présente des rides de compression en raison du fluage périglaciaire. Des mesures photogrammétriques plus poussées pourraient attester si le glacier rocheux a subi une accélération ou si l'activation du lobe 1 est récente.

Structure interne

Deux tomographies électriques 2D ont été réalisées sur le glacier rocheux de la Roussette en août 2010 (**fig. 5.41**). Le choix de leur emplacement a été dicté par la nature du sol, généralement composé de blocs plurimétriques. Il fallait donc trouver des zones de matériaux plus fins et moins poreux pour faire les mesures, car même l'aide des éponges salées et mouillées ne suffit pas dans ce type de terrain pour faire passer le courant électrique.

Un second problème s'est greffé au premier, le syscal a connu des pannes, empêchant de faire plus de deux profils en deux jours. Au final, les données récoltées permettent de se faire une idée de la structure interne du front 1 et 2 du glacier rocheux de la Roussette. Les données récoltées sont à interpréter avec prudence, résultant à la fois des conditions du terrain (forte porosité) et à la fois du traitement des données (grand pourcentage d'erreur lié au filtrage¹⁴).

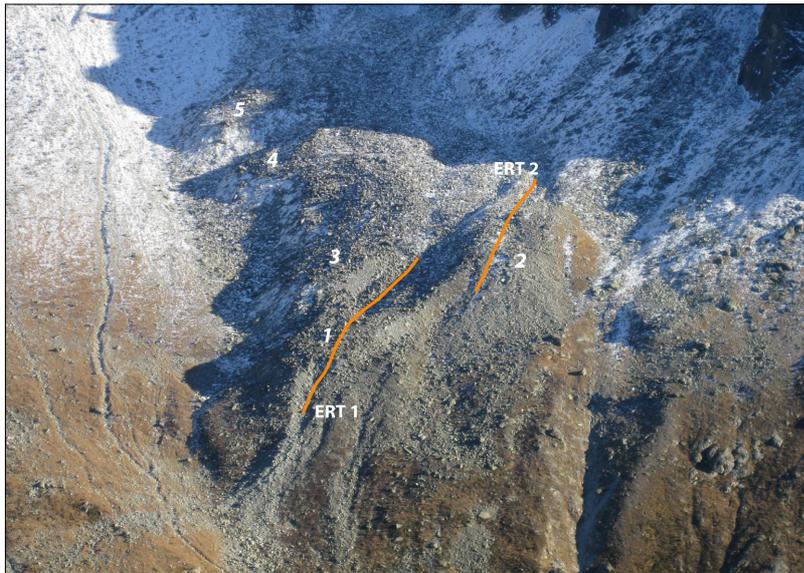


Fig. 5.41 Localisation des fronts du glacier rocheux (5) et des deux tomographies électriques.
Photo: C. Lambiel.

La première tomographie électrique (ERT 1) est située près du front 1, sur la partie la plus rapide du glacier rocheux (**fig. 5.42**). Le début du profil (partie aval) est installé au front qui est composé de matrice fine. Cette zone présente des résistivités basses, excluant la présence de corps gelé à cet endroit. À l'amont du front, les résistivités augmentent, notamment vers une zone bombée qui présente un corps résistant (> 8 kΩm) d'une dizaine de mètres de profondeur. La taille des blocs augmente aussi, contribuant au brouillage des données.

¹⁴ Les données traitées par C. Lambiel montrent un pourcentage d'erreur moins important que mes valeurs obtenues. C'est donc ses résultats qui ont été retenus.

On constate pour ce premier profil que les résistivités sont peu élevées globalement et qu'il n'y aurait pas ou peu de corps gelé. Peut-être que la dynamique rapide du glacier rocheux en est la cause. En revanche, des signes d'instabilités sont perceptibles au front: le profil a été installé sur la zone de déclenchement d'une coulée de débris rocheux, une vingtaine de mètres sous le front. L'absence de corps gelé en profondeur pourrait expliquer que le lobe a une moins bonne cohésion.

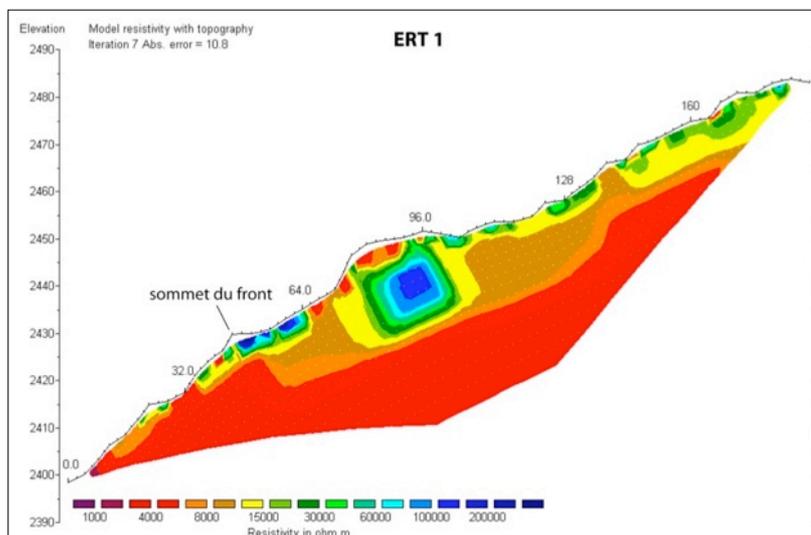


Fig. 5.42 Tomographie électrique du lobe 1

La seconde tomographie (ERT 2) a été réalisée plus en amont sur le second lobe du glacier rocheux. Le profil a été installé dans une zone de matériel plus fin et compact. Les résultats obtenus montrent que le terrain ne serait pas gelé dans la partie aval (**fig. 5.43**). La zone amont, en revanche, montre des résultats plus dans la norme, avec des sédiments gelés.

Ces deux tomographies électriques montrent des résultats surprenants: dans les deux cas, la partie aval des tomographies ne contiendraient pas de sédiments gelés, quand bien même nous nous trouvons au front des lobes. Les parties amont semblent montrer des résultats plus probants, avec des sédiments gelés. Pour autant que les données obtenues soient crédibles, nous nous trouvons alors dans un terrain faiblement englacé. Il se peut aussi que le glacier rocheux soit composé de pergélisol tempéré, ce qui expliquerait les faibles résistivités enregistrées.

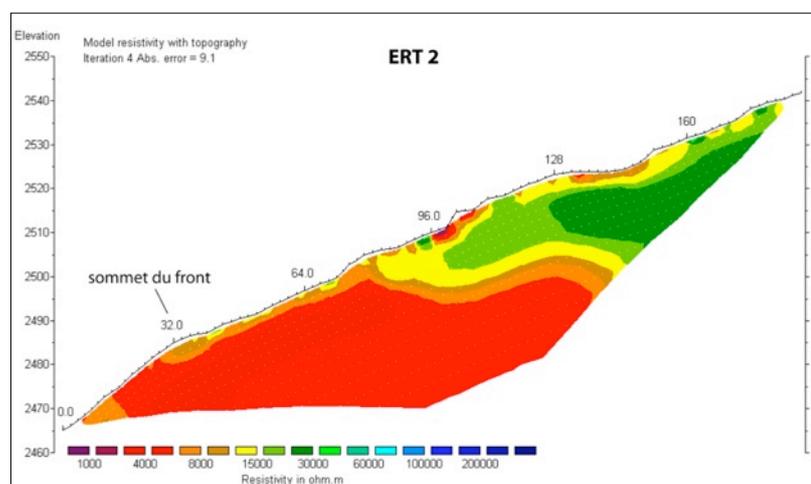


Fig. 5.43 Tomographie électrique sur le lobe 2.

Comparaison entre le glacier rocheux de la Roussette et celui de Tsarmine

À trois kilomètres en aval dans le val d'Arolla, est situé le glacier rocheux de Tsarmine (**fig. 5.44**). Surveillé et étudié (structure interne, évolution et mouvements) depuis 2004 (Lambiel, 2004; Cheseaux, 2005; Delaloye et al. 2008), il pourrait offrir des informations et des explications sur la dynamique et la structure interne du glacier rocheux de la Roussette. Il s'agit donc de voir s'il existe des similitudes sur la granulométrie, les vitesses de déplacement et la structure interne de ces deux formes, qui présentent des orientations et altitudes proches (**Tabl. 4**).

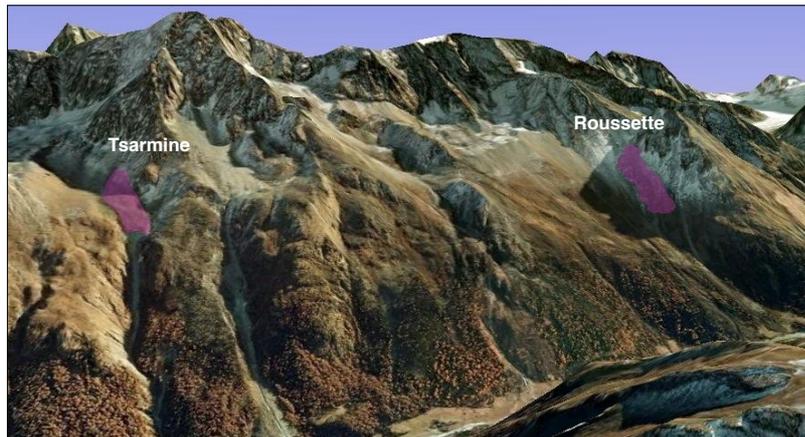


Fig. 5.44 Localisation des glaciers rocheux de Tsarmine et de la Roussette dans le val d'Arolla. Source: Google Earth (date de la photo aérienne: 30.10.2009).

Nom	Coordonnées	Type	Alt. Inf. (m)	Alt. Sup. (m)	Orientation
Roussette	604.500/96.500	réactivé ?	2420	2750	NW
Tsarmine	605.500/99.500	réactivé	2480	2680	W

Tabl. 4 Comparaison entre les glaciers rocheux de Tsarmine et de la Roussette.

Le glacier rocheux de Tsarmine (605°406/ 99°432), orienté à l'ouest, prend racine au pied de la face nord-ouest de la Blanche de Perroc (3651 m) vers 2680 m d'altitude. Le front du glacier rocheux est abrupt et influencé par la topographie: son front s'effondre aux racines d'un chenal raide à 2460 m d'altitude (605°175/99°442) (**fig. 5.45**). La morphologie du glacier rocheux forme une langue et sa surface est composée de blocs métriques à plurimétriques. La moitié inférieure du glacier rocheux est recouverte de lichens, indiquant que le glacier rocheux a connu une période de faibles mouvements. La surface du glacier rocheux est plutôt plane, avec une partie centrale déprimée et bordée par deux crêtes latérales que Lambiel (2004) considère comme une zone de cisaillement. Celle-ci témoigne de la limite entre la zone quasi immobile du bord du glacier rocheux et celle centrale, en mouvement.

Le glacier rocheux de Tsarmine est considéré comme un glacier rocheux réactivé, avec des vitesses horizontales comprises entre 0.8 et 1.5 m/an, voire 2 m/an au front (Delaloye et al. 2008). Un retrait du front du glacier rocheux en direction de l'amont de 20 à 30 mètres entre 1983 et 1999 a été repéré par une étude photogrammétrique (Delaloye et al. 2005). Des mesures saisonnières ont été entreprises depuis 2004 et montrent que le glacier rocheux connaît des variations de vitesses d'une année à l'autre (par exemple les années 2005 et 2009 sont plus rapides que 2006 et 2007), mais aussi en fonction de la saison. Ces dernières sont expliquées en partie avec la MAGST; si un hiver a été très froid et peu

enneigé (comme 2004/2005), le pergélisol réagit avec six mois de décalage, soit durant l'été, en ayant des vitesses de déplacement réduites. À l'inverse, si un été a été très chaud, les vitesses hivernales seront plus rapides (Lambiel, 2006). La structure interne du glacier rocheux semble expliquer en partie aussi les vitesses de fluage du pergélisol, qui réagit de façon décalée face aux températures de surface.

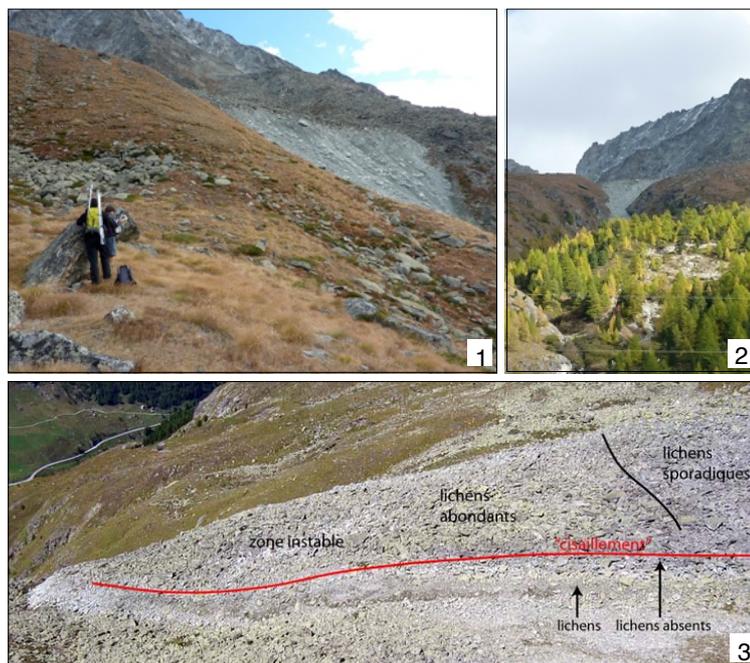


Fig. 5.45 Différentes vues sur le glacier rocheux de Tsarmine. 1) Vue sur le front abrupt du glacier rocheux. 2) Le front du glacier rocheux, vu depuis Satarma, avec la forêt qui forme la limite avec le couloir d'éboulis. 3) Détail sur la morphologie du glacier rocheux, avec la zone de cisaillement et les différentes zones avec les lichens (Lambiel, 2006: 220).

Quant à la structure interne de Tsarmine, elle a été étudiée par Lambiel (2006) à l'aide de sondages et trainés géoélectriques. Les résultats obtenus montrent que la couche de surface est très poreuse. Dessous, un niveau gelé a été repéré, présentant des valeurs entre 10 et 60 k Ω m et interprété comme un pergélisol tempéré à semi-tempéré (Lambiel, 2004) (**fig. 5.46**). Les zones les plus résistantes se situent dans les zones bombées.

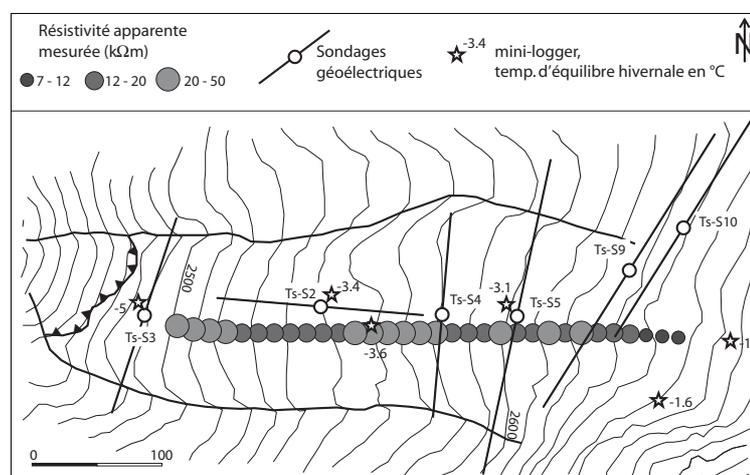


Fig. 5.46 Localisation des sondages et trainé géoélectrique sur le glacier rocheux de Tsarmine. Tiré de Lambiel (2004: 221).

Au final, le comportement du glacier rocheux de Tsarmine semble réagir aux températures de surface, en raison de «*l'absence de glace massive au toit du pergélisol*» (Lambiel, 2006: 225).

Si l'on tente de comparer les informations du glacier rocheux de Tsarmine avec celui de la Roussette, voici ce que l'on peut en dire:

- Au niveau **du contexte géographique**, les deux glaciers rocheux sont compris dans des tranches altitudinales semblables, tout comme leur orientation (**Tabl. 4**). Au niveau de leur surface, ils ont des tailles de blocs identiques (blocs décimétriques à plurimétriques). Les blocs de Tsarmine contiennent en partie des lichens et des blocs basculés, qui témoignent dans un premier temps de l'inactivité de l'appareil; puis dans un second temps de sa probable réactivation (blocs basculés). Bien que le glacier rocheux de la Roussette n'ait pas la même forme que celui de Tsarmine (il forme des lobes, alors Tsarmine est une langue), il porte aussi des traces de lichens et de blocs basculés (cf. chap. 5.1.4), y compris dans le lobe le plus actif (lobe 1). En considérant le glacier rocheux de la Roussette dans son ensemble (tous les lobes), il pourrait être considéré comme un glacier rocheux réactivé, comme Tsarmine. Cependant, en considérant les lobes isolément, il faudrait alors plutôt le définir comme un glacier rocheux actif, car la partie supérieure du glacier rocheux (lobe 5) ne contient pas de lichens.
- Si l'on s'intéresse aux **vitesse de surface** de ces deux glaciers rocheux, lors de l'été 2010, on constate que:
 - pour le **glacier rocheux de Tsarmine**, les mouvements les plus rapides sont dans la zone centrale du glacier rocheux (**fig. 5.47**), comprenant des vitesses entre 30 à plus de 50 cm en quatre mois. Dans le détail, les vitesses les plus rapides (> 50 cm) sont situées vers 2530 m d'altitude (605'303/ 99'406) dans une zone bombée. Les valeurs comprises entre 15 et 50 cm sont localisées dans toute la partie centrale du glacier rocheux de l'amont à l'aval. Les valeurs les plus basses, correspondent à la zone de cisaillement, soit la limite entre les bords du glacier rocheux et la zone en mouvement. On constate ainsi que globalement le déplacement horizontal du glacier rocheux est le plus important dans la partie centrale et que seuls les bords sont ralentis à cause d'une plus grande rugosité du terrain. La vitesse moyenne annuelle de 2010 est de 1.4 m/an, soit un peu plus lente que l'année 2009 (1.8 m/an) (données: Reynald Delaloye, 2011); cette différence de vitesse est probablement liée aux conditions climatiques différentes entre les années 2009 et 2010 et aussi aux conditions thermiques du pergélisol qui est tempéré à semi-tempéré (Lambiel, 2006).
 - Les vitesses horizontales du **glacier rocheux de la Roussette**, ont été décrites plus haut. En synthèse, on remarque que celles-ci sont plus hétérogènes, d'une part, parce que le glacier rocheux a une forme plus complexe que Tsarmine, et d'autre part, parce que moins de données ont été récoltées (ce qui donne une moins bonne représentativité). On constate que le lobe 1 a des vitesses très rapides (environ 50 cm) et que les zones de replat sont plus lentes.

Les mouvements enregistrés montrent que les deux glaciers rocheux sont très actifs avec des vitesses annuelles de l'ordre de 2 m/an. Les vitesses horizontales sont donc proches pour les zones les plus rapides. Les conditions thermiques du sous-sol sont donc peut-être proches, avec un pergélisol tempéré.

Ce sont les données géoélectriques qui vont nous renseigner. À ce sujet, il faut cependant considérer cette analyse avec prudence, car la série de données GPS sur la Roussette est courte dans le temps.

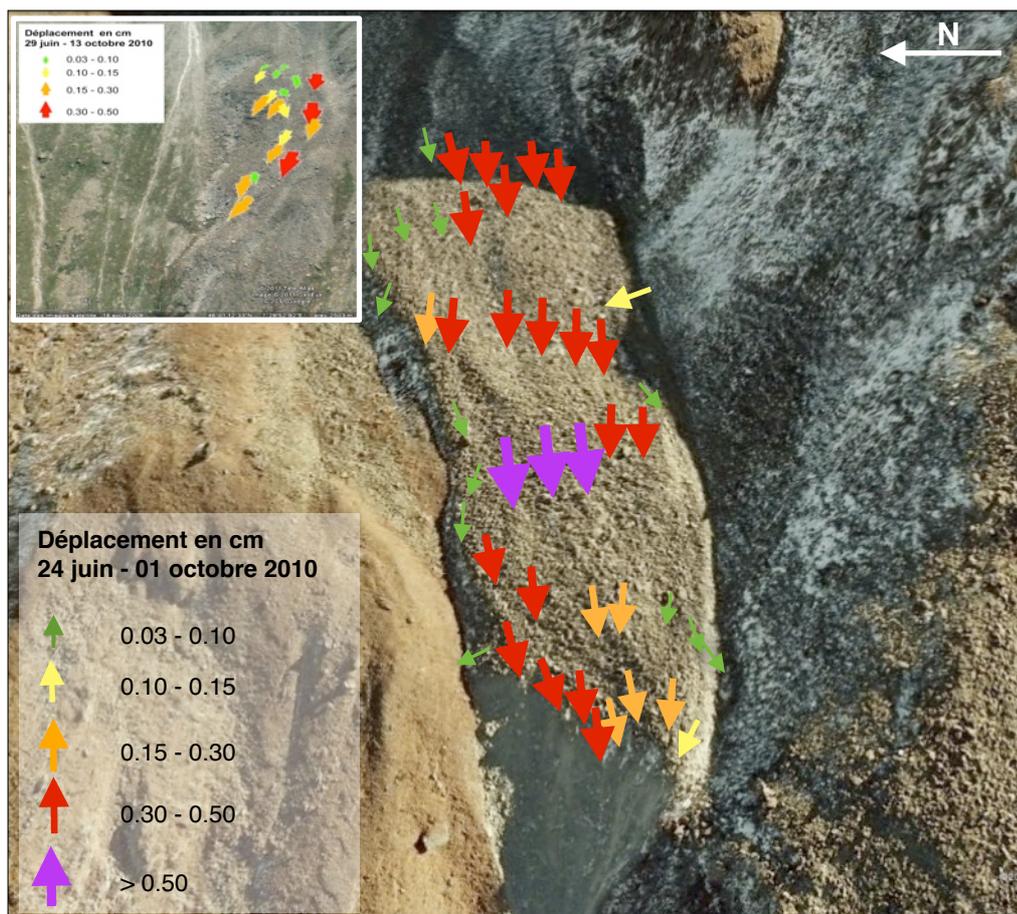


Fig. 5.47 Vitesses des glaciers rocheux de la Roussette (médaillon) et de Tsarmine en été 2010. Source: Google Earth (date des photos aériennes: 18.08.2009 et 30.10.2009).

- La **structure interne** de Tsarmine a été étudiée par Lambiel (2006) à l'aide de sondages et de trainés géoélectriques (**fig. 5.46**). Ils révèlent que le niveau actif du glacier rocheux est très poreux avec de grandes résistivités (20-300 k Ω m), un corps gelé a été repéré entre 5 et 15 m d'épaisseur (<10 k Ω m). La résistivité générale du glacier rocheux n'est donc pas très élevée; elle augmente vers les zones bombées. Pour la Roussette, deux tomographies électriques 2D ont été effectuées. La qualité des résultats est mitigée à cause de la porosité du terrain et du grand pourcentage d'erreur lié au traitement des données. Les résistivités montrent que le terrain ne serait que partiellement gelé ou que, comme dans le cas de Tsarmine, le pergélisol serait tempéré.

Cet essai de comparaison entre les deux glaciers rocheux doit être interprété avec prudence, car moins de données ont été récoltées sur le glacier de la Roussette (durée des mesures au GPS, quantité de points GPS et fiabilité des données géoélectriques). Malgré cela, les vitesses de déplacements et les résistivités montrent des résultats proches. Les conditions topographiques (orientation, altitudes) sont semblables, tout comme une partie des déplacements et la structure interne. Il est donc probable que ces deux glaciers rocheux soient affectés par un pergélisol tempéré ou semi-tempéré; la glace contenue dans ces appareils serait alors proche du point de fusion, expliquant en partie peut être les vitesses de fluage rapides.

Danger potentiel

Dans les points 5.2.4 et 5.2.5, les glaciers rocheux présentant des événements brusques (chute de blocs) ou des mouvements rapides (glacier rocheux de la Roussette) ont été traités, cependant il ne faut pas oublier les autres glaciers rocheux du versant (ceux de la cabane de la Tsa et celui de la Lé Bláva) qui sont situés dans la même tranche d'altitude (2400 à 2700 m d'altitude). Il s'agit donc aussi de glaciers rocheux actifs qui pourraient à l'avenir constituer une menace.

Dans le cas d'une augmentation des vitesses de déplacement des glaciers rocheux, l'activité en chute de blocs et la torrentialité à leurs fronts pourraient augmenter. Ces deux phénomènes constituent un danger non négligeable qui pourrait augmenter à l'avenir. L'observation des cartes topographiques depuis les années 80 montre que le sentier de la cabane de la Tsa a été refait à plusieurs reprises, à cause de ces dangers-là (**fig. 5.48**).

Concernant, le glacier de la Roussette, il constituerait une menace pour le camping d'Arolla (Morand, 2000), en cas d'effondrement d'un front ou de lave torrentielle importante.

5.2.6 Synthèse du chapitre

Les mouvements de terrain observés dans ce sous-chapitre sont divers, par leur dynamique mais aussi dans leur répartition spatiale.

- Les **glissements rocheux** sont une forme présentant des mouvements lents. La forme en elle-même ne semble pas présenter une menace directe; en revanche, des chutes de blocs isolées sont plausibles et représentent un danger réel.
- Les **chutes de blocs** sont précisément un des principaux dangers qui menace le versant de la Tsa. Elles se déclenchent préférentiellement depuis des zones à forte accumulation sédimentaire (glacier rocheux, glissement rocheux, bastion morainique) ou depuis des parois rocheuses. L'exemple du bloc de Pramousse (2009) est une menace à prendre au sérieux, face à sa taille et à sa proximité avec le hameau de Pramousse.
- La **torrentialité** est le principal danger qui affecte le versant de la Tsa. Les laves torrentielles et les coulées de débris pourraient augmenter à l'avenir avec l'augmentation des températures et l'intensité des précipitations (Schoeneich & De Jong, 2008). Au vu de la taille de la lave torrentielle du bastion morainique des Genevois de 2006, et de l'important stock sédimentaire présent dans la partie supérieure du versant, la torrentialité constitue le processus le plus dangereux. En effet, c'est le processus qui peut mobiliser le plus de matériaux et créer le plus de dégâts en regard d'une chute de blocs.
- Les **glaciers rocheux**, représentent une menace réelle qui pourrait augmenter à l'avenir dans les zones à la limite inférieure de la ceinture du pergélisol, dans notre cas entre 2350 m et 2700 m d'altitude. Kääb et al. (2007) considèrent qu'il peut advenir trois types de réponses à l'accélération des vitesses de fluage des glaciers rocheux. Tout d'abord, une augmentation du flux sédimentaire, sous forme de chutes de blocs, d'éboulisation ou de torrentialité. Il peut y avoir également une réactivation du fluage de glaciers rocheux qui étaient inactif sou actifs, comme c'est la cas pour Tsarmine, par exemple (Lambiel et al. 2004). Enfin, des effondrements et glissements de terrain peuvent se produire au front de glaciers rocheux (par exemple le glacier rocheux du Grüb dans le Turtmantal: Delaloye et al. 2005).

Jusqu'à présent peu de dégâts liés aux menaces citées ci-dessus sont répertoriées. Mais elles peuvent devenir réelles et les événements marquant de ces cinq dernières années (la lave torrentielle des Genevois de 2006 et le bloc de Pramousse) montrent qu'ils ont eu une grande ampleur (taille).

D'autre part, le versant de la Tsa ne contient que peu d'infrastructures humaines, ce qui réduit considérablement les risques.

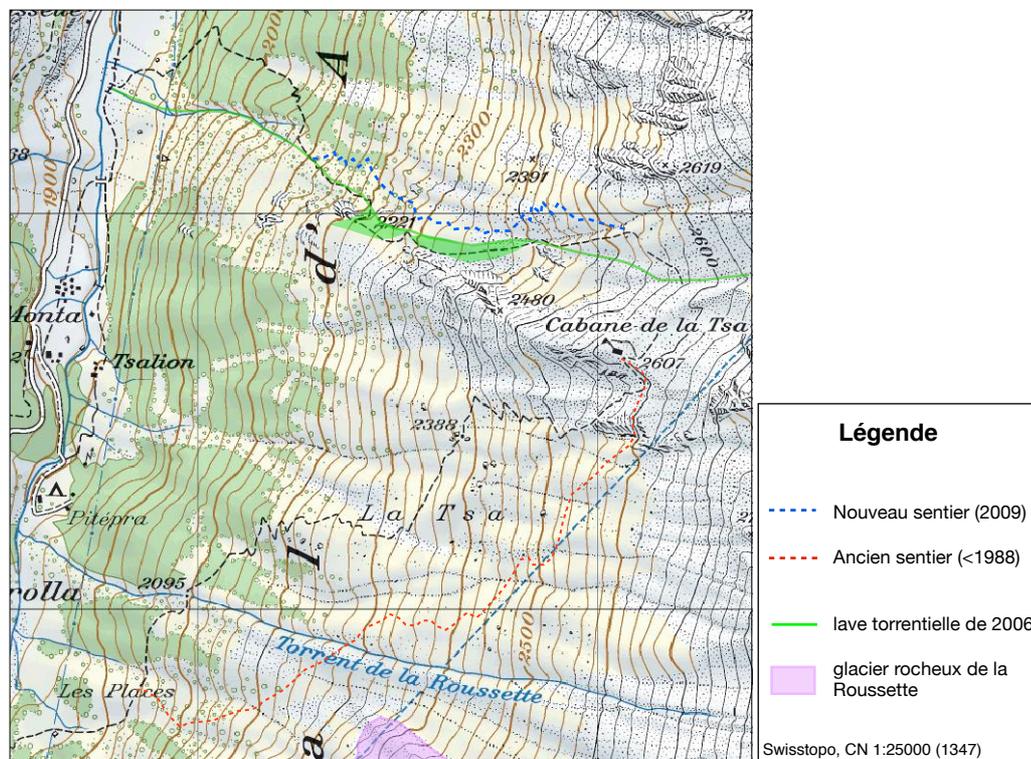


Fig. 5.48 Les sentiers qui mènent à la cabane de la Tsa sont tous menacés. Celui au départ d'Arolla avait un tracé plus proche du front du glacier rocheux de la Roussette (selon le plan cadastral de 1988) et de ce fait, il était plus exposé aux instabilités du front (éboulissements, torrencialité). Le second sentier qui mène à la cabane de la Tsa depuis Pramousse a été détruit par la lave torrentielle de 2006. Un nouveau sentier (bleu) a été refait durant l'été 2009).

Enfin, au vu de ces constats, il semblerait pertinent de mettre en place une prévention passive du versant (Lugon et al. 2008), avec un suivi monitoré du versant (InSAR) ou par LIDAR (prévu pour l'été 2012 à la Tsa). Il s'agit de mettre en place des mesures proportionnées face aux infrastructures actuelles et aux activités humaines.

5.2 Transfert sédimentaire du versant

L'activité des processus géomorphologiques est forte en zone de haute montagne, en particulier dans un contexte de changement climatique (Ravel, 2009), car le système alpin se déséquilibre (le glaciers et pergélisol sont plus proches de leur point de fusion). De ce fait, les géosystèmes deviennent plus sensibles et fragiles et le transfert sédimentaire des versants se trouve accéléré. Simultanément, la fréquence et l'intensité des aléas naturels peuvent augmenter comme par exemple les mouvements gravitaires (chute de blocs, éboulements, etc...) et fluviaux (laves torrentielles).

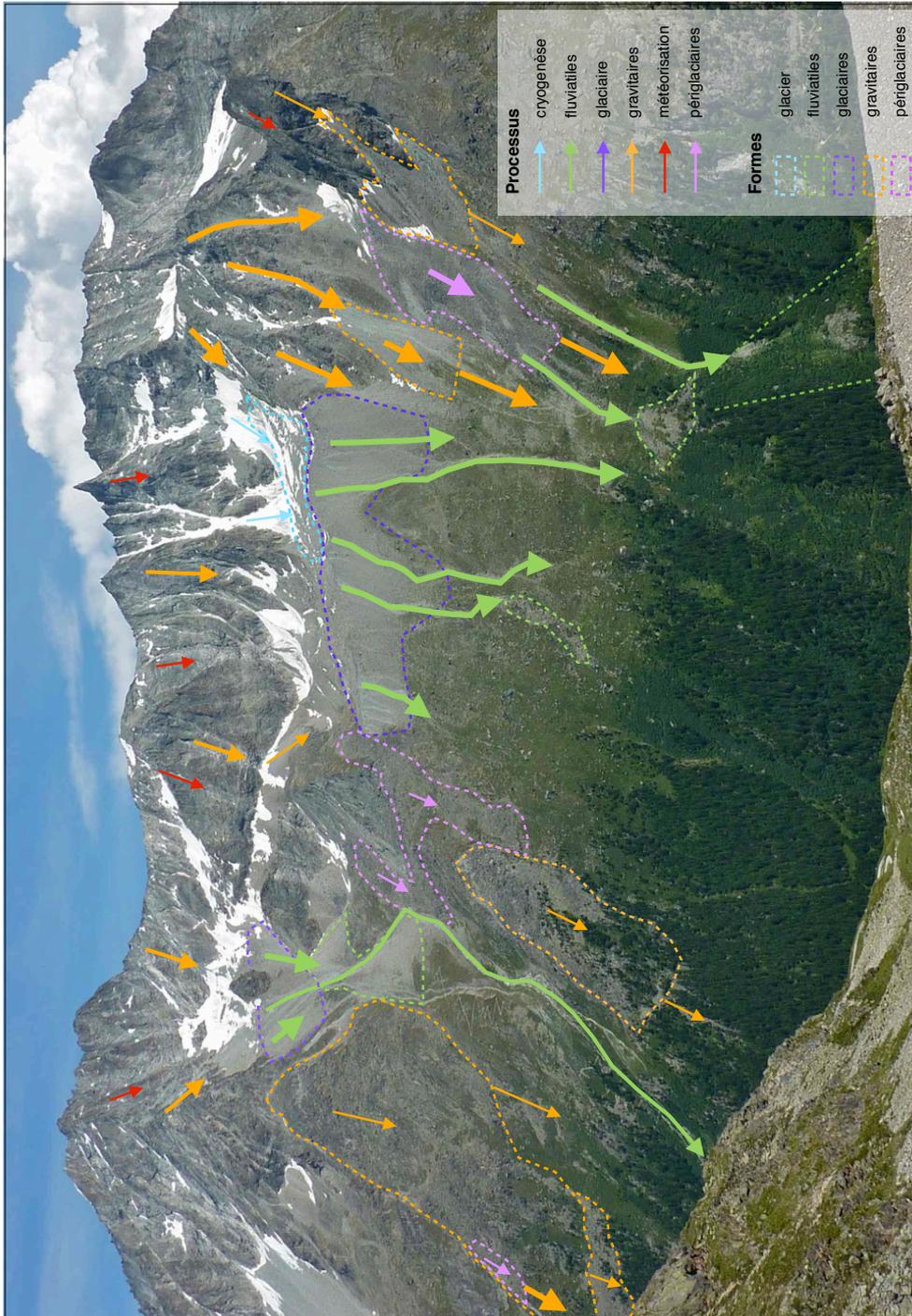


Fig. 5.48 Dynamique sédimentaire du versant de la Tsa en fonction des formes et processus ainsi que de leur intensité.

Il s'agit ici de mettre en évidence la manière dont s'opère le transfert sédimentaire au sein du versant de la Tsa (**fig. 5.48**):

- Le versant de la Tsa est situé dans un milieu alpin, dominé par des processus gravitaires, fluviaux périglaciaires, et glaciaires et qui expliquent la morphogenèse actuelle.
- Le transfert sédimentaire du versant s'opère au travers de différents processus et d'une dynamique spatio-temporelle variée entre l'amont et l'aval. Il s'agit donc d'un système complexe qui mêle des zones d'**érosion**, de **transfert** et de **stockage** (intermédiaire parfois) au sein du versant. Les processus dominants sont actuellement gravitaires et fluviaux.
- Les **zones de stockage** du versant de la Tsa sont des zones de replat, là où existe une perte d'énergie du système dans la cascade sédimentaire. Les zones principales sont situées sur les bastions morainiques de la Tsa (2700 m) et des Genevois (3000 m) et en pied de versant au niveau des cônes de déjection.
- Les **processus fluviaux**, sont les processus les plus actifs et effectifs pour remanier les sédiments en direction de l'aval. La torrencialité affecte en particulier les zones sédimentaires meubles (moraine ou éboulis), soit jusque au pied du versant, soit que dans la partie médiane du versant. Sa fréquence et son intensité pourraient à l'avenir augmenter considérablement, du fait de l'important stock sédimentaire dans la partie supérieure du versant et du changement climatique.
- Les **formes glaciaires** sont situées principalement dans la partie supérieure du versant et sont en grande partie héritées. Le profil transversal du versant de la Tsa en est le résultat (cf. chap. 5.1.2) et explique en partie le transfert sédimentaire. Le profil du versant forme une auge dans la partie inférieure (surcreusée par le glacier d'Arolla au LGM), puis un épaulement (2700 m) où se sont formés les bastions des petits cirques glaciaires de la Tsa. Ces bastions constituent les plus importants stocks sédimentaires du versant.
- L'éboulisation et les chutes de blocs (cf. chap. 5.1.4) sont les **processus gravitaires** principaux qui déterminent le transfert sédimentaire amont-aval du versant. Ils agissent à partir des zones de stockage sédimentaire comme les glissements rocheux et les bastions morainiques. L'intensité de ces processus gravitaires pourrait à l'avenir être en recrudescence à cause de la disparition du pergélisol.
- La **morphologie périglaciaire** est située dans la partie intermédiaire du versant (entre 2400 et 2700 m) (cf. chap. 5.1.4). Elle s'est développée dans les zones d'accumulations sédimentaires (au pied d'éboulis ou de paroi rocheuse). Ce sont les glaciers rocheux qui présentent une dynamique plus active que les autres formes; À leurs fronts, la torrencialité et l'éboulisation transfèrent les sédiments à l'aval.

Cascade sédimentaire

Le versant de la Tsa peut être aussi considéré comme un géosystème dynamique constitué de deux sous-systèmes connectés l'un à l'autre: le sous-système glaciaire et le sous-système versant. Dans chacun d'eux, une distinction entre les zones de production de matériel sédimentaire, de transfert et d'accumulation sédimentaire sont effectuées (**fig. 5.49**). Ce choix de représentation est dicté par les conditions géomorphologiques du versant (les parois rocheuses sont aux mêmes altitudes dans le versant, idem pour les glaciers, etc...). La représentation du géosystème de la Tsa sous forme de sous bassins versants aurait aussi été possible. Au final, il s'agit d'avoir une vision des chaînes de

processus qui agissent dans le versant et de proposer un modèle conceptuel qui traduit comment se passe le transfert de sédiments dans le versant (**fig. 5.50**).

Le **sous-système glaciaire** de la Tsa est un géosystème qui comprend la partie supérieure et médiane du versant (entre 3600 et 2500 m environ). Il contient des formes et processus principalement d'origine glaciaires, d'où son nom. La zone d'érosion de ce géosystème est liée aux processus de météorisation qui fatiguent les parois rocheuses du versant de la Tsa. La zone de transfert est située entre 3600 et 2900 m, elle comprend le transfert de blocs par la gravité d'une part, et les glaciers qui les transportent à l'aval, d'autre part. La zone de dépôt constitue le dernier élément du sous-système glaciaire. Il est caractérisé par des bastions morainiques (Tsa et Genevois) qui ont laissé une grande quantité de sédiments entre 3000 et 2500 m.

La **zone tampon** est le recoupement des deux sous-systèmes, glaciaire et versant. Il s'agit d'une zone d'épaulement glaciaire, caractérisée par le stockage de matériaux sédimentaires amenés par les systèmes glaciaires de la Tsa et d'Arolla. Cette zone s'étend entre 2800 et 2200 m. L'énorme quantité de matériaux accumulés a permis la mise en place des formes et processus actifs actuellement dans cette zone. Il s'agit principalement de glaciers rocheux, glissement rocheux ou de torrentialité.

Le **sous-système versant** remobilise les sédiments déposés par le sous-système glaciaire et les emporte à l'aval sous forme de torrentialité et d'ébouillement pour les plus importants, qu'ils redéposent dans le versant ou qu'ils sortent du système. Les cônes de déjection caractérisent la zone basale du sous-système versant et ils recueillent les apports torrentiels.

Ainsi, la dynamique générale du versant montre une succession de zones d'accumulation, de transfert et d'érosion de sédiments, en lien avec de la pente et les sédiments mobilisables. Plus celle-ci est raide, plus les sédiments pourront transiter en direction de l'aval. Au contraire, les zones de faible pente (par exemple le haut du bastion morainique de la Tsa) permettent une accumulation de sédiments. La zone clé du système est la zone tampon qui cumule une pente raide (33° en moyenne) et qui possède un important stock sédimentaire.

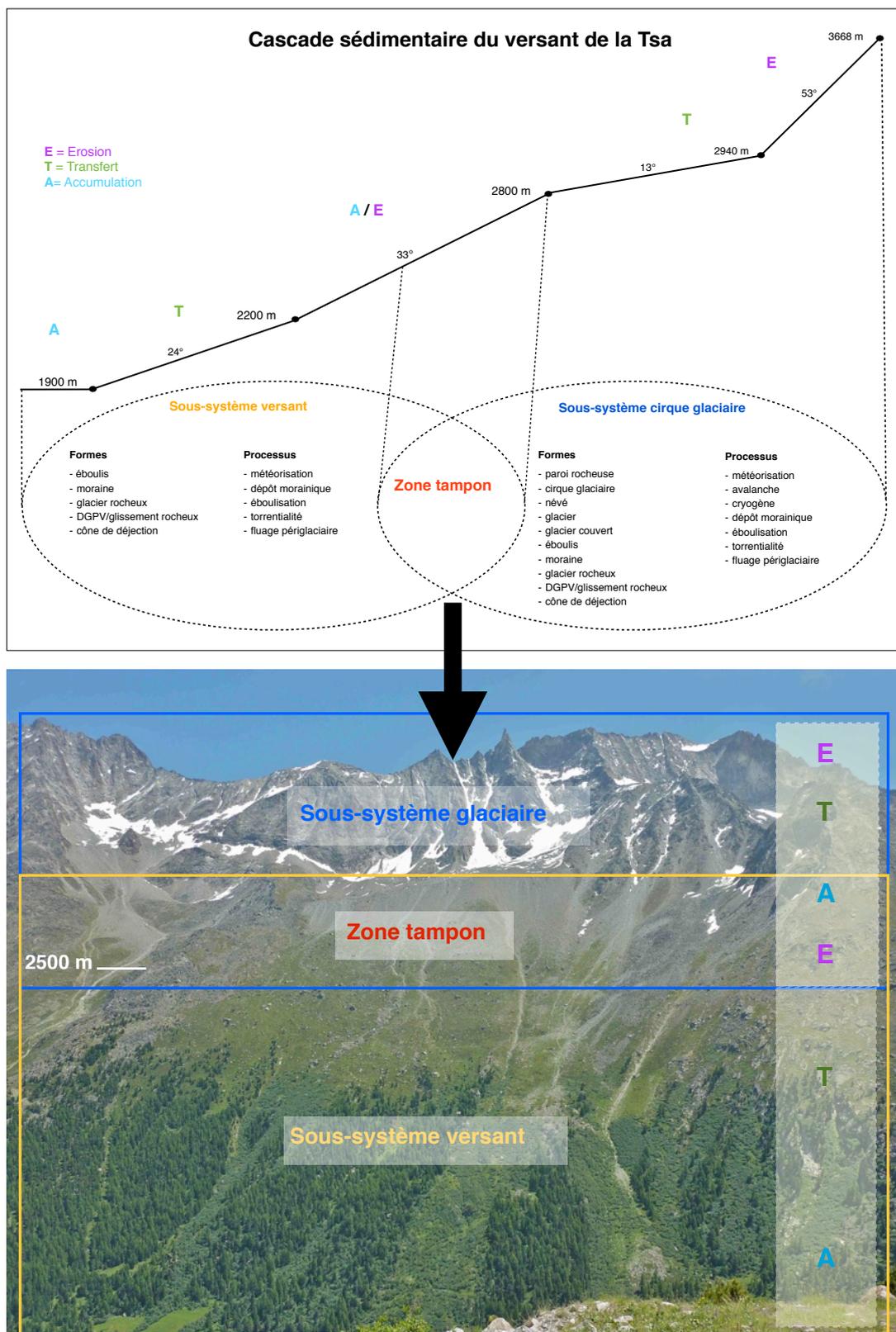


Fig. 5.49 Modélisation du transfert sédimentaire à travers le versant, avec l'intégration des deux sous-systèmes et le modèle d'érosion-transport - dépôt de la Tsa¹⁵.

¹⁵Pour des raisons de lisibilité, le modèle de cascade sédimentaire a été librement adapté par rapport à celui proposé par Otto & Dikau (2004: 337).

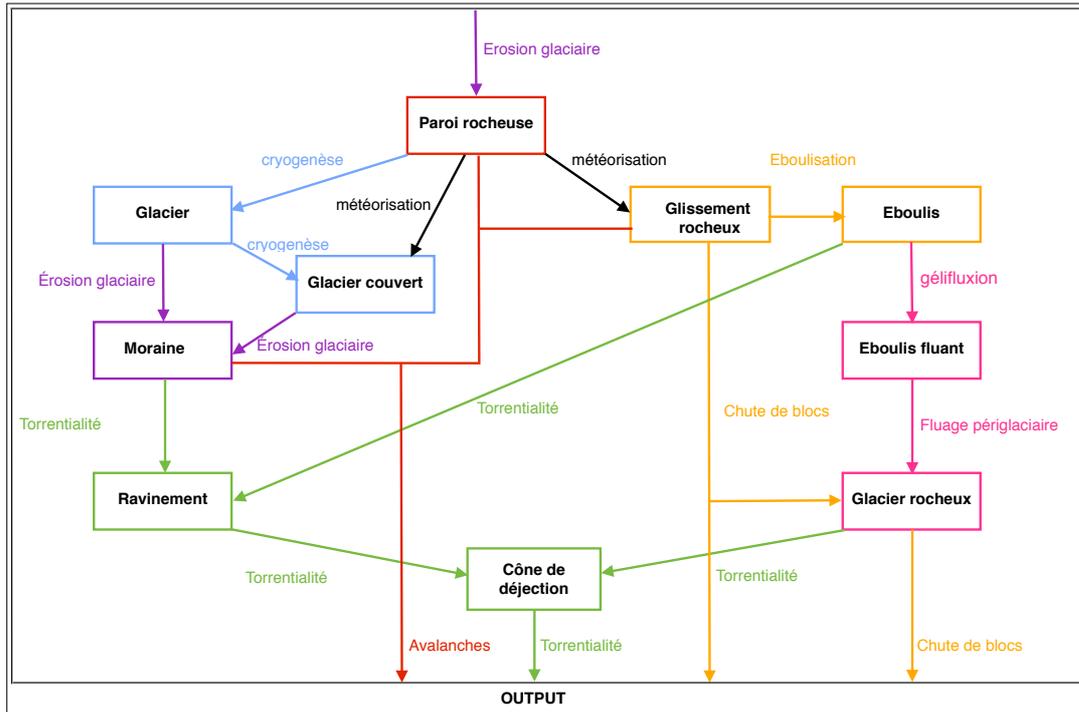


Fig. 5. 50 *Modèle conceptuel de la cascade sédimentaire du versant de la Tsa. Les sorties (output) du système de la Tsa sont les avalanches, les chutes de blocs et la torrencialité.*

Conclusion

L'intérêt de l'analyse géosystémique est de comprendre comment s'opère le transfert sédimentaire dans le versant de la Tsa entre l'amont et l'aval. La chaîne de processus est variée et parfois longue. Des sédiments peuvent être remobilisés plusieurs fois, avant de sortir du système de la Tsa. Ils seront ensuite repris dans un nouveau système (La Borgne).

Les conditions topographiques et climatiques ont une influence sur l'intensité des processus et leur fréquence. Ils favorisent un transfert parfois rapide des sédiments. La représentation géosystémique permet de mettre en avant l'intensité des processus et ceux qui dominent la morphogénèse actuelle. C'est une approche qui permet d'appréhender la dynamique d'un versant.

6. Conclusion



Photo chapitre

Le glacier rocheux de la Roussette depuis le sentier qui monte à la cabane de la Tsa.

6.1 Synthèse

Le versant de la Tsa est un versant complexe d'un point de vue dynamique et spatial. Les formes et processus sont variés (glaciaires, gravitaires, fluviaux et périglaciaires) et s'insèrent dans un versant raide, avec une forte extension verticale (on passe de l'étage glaciaire à forestier sur 1700 m de dénivellation).

Cette étude a permis de mieux comprendre quel est l'état de la dynamique d'un versant en zone périglaciaire alpine. Il s'agit de revenir sur les questionnements de départ. Pour y répondre, ce sont l'observation géomorphologique, l'interférométrie radar satellitaire (InSAR), les photos aériennes et des mesures aux GPS différentiel sur le glacier rocheux de la Roussette qui apportent une aide.

A) Quelle est la stabilité d'un versant alpin en zone périglaciaire ?

Il est difficile de donner une réponse claire et définitive à cette question qui est vaste. D'une manière générale, les Alpes subissent des mouvements de réajustements continus, en particulier depuis la fin du PAG (Amelot & Coutterand, 2006).

De manière précise, le versant de la Tsa présente des zones que l'on peut considérer comme stables (par exemple: le pied du versant enforesté et jusque vers 2500 m environ). Dans le détail, les choses sont plus compliquées et, c'est une multitude de mouvements qui affectent le versant: lents (loupes de solifluxion, glissements rocheux), intermédiaires (glaciers rocheux actifs) et rapides (glaciers rocheux actifs, laves torrentielles et coulées de débris et enfin chutes de blocs) (cf. chap. 5.2).

Pour aller plus loin, voici d'autres questions qui se sont posées, permettant de mieux comprendre le transfert sédimentaire du versant de la Tsa.

- **Comment s'opère le transfert sédimentaire dans le versant ?**

Le transfert sédimentaire s'opère de l'amont en direction de l'aval et la provenance de la majorité des sédiments est issue de la zone tampon du versant (entre 2500 et 2800 m). La région d'étude a un fort héritage glaciaire qui a modelé la macroforme qu'est le versant. Les glaciers ont créé un épaulement glaciaire qui est la zone majeure de stockage sédimentaire. Cette zone joue le rôle de relais entre le sous-système glaciaire de la partie supérieure du versant et le sous-système versant qui remobilise les sédiments et les sort du géosystème de la Tsa par la Borgne d'Arolla à 1900 m (cf. chap. 5.3)

- **Quelles sont les formations superficielles où les processus sont les plus actifs ?**

Il s'agit préférentiellement des formes ayant un fort stockage sédimentaire: les moraines, glissements rocheux et glaciers rocheux sont les formes du versant de la Tsa avec des processus parfois très actifs de torrencialité, chutes de blocs et fluage périglaciaire (cf. chap. 5.2)

- **Quelles sont les zones potentiellement dangereuses du versant?**

Pour répondre à cette question, aucune mesure n'ont été effectuées. Il s'agit d'une appréciation personnelle et les résultats d'observation et de conversations avec les habitants de la vallée.

Pour qu'il y ait un danger, cela nécessite automatiquement la présence de l'homme ou d'infrastructures. Or, le versant de la Tsa n'est que peu touché par la trace de l'homme. Cependant, en fonction des aléas naturels recensés dans le versant, quelques zones présentent des dangers. Il s'agit des bastions morainiques (risque de laves torrentielles comme en 2006 au bastion des Genevois) et les glaciers rocheux (risque de chutes de blocs, éboulement et laves torrentielles au niveau des fronts. (cf. chap. 5.1.4, 5.1.5 et 5.2)

- **Existe-t-il un lien entre ces zones dangereuses et le pergélisol ?**

Presque toutes les zones dangereuses se situent au-dessus de 2500 m, soit dans la ceinture du pergélisol. Sans mesures directes attestant de sa présence, c'est prendre des raccourcis que dire que les zones dangereuses sont liées au pergélisol et à sa dégradation. Premièrement, parce que sa dégradation peut entraîner deux types de réaction: une fossilisation des formes d'une part, ou une accélération dynamique d'autre part.

Dans le second cas, des risques peuvent découler de cette situation. C'est le cas par exemple pour des glaciers rocheux, qui connaissent un regain d'activité lié à une dégradation du pergélisol. Le glacier rocheux de la Roussette enregistre des mouvements de surface rapides qui entraînent une instabilité à ses fronts et qui peuvent avoir des conséquences directes sur l'aval: risque potentiel de lave torrentielle ou d'effondrement d'un front sur le camping d'Arolla (Morand, 2000).

Sans plus de mesures et dans une certaine durée, il est difficile de faire des constats valables. Voilà pourquoi, une autre série de questions ont été posées pour faire état de l'évolution temporelle du versant.

B) Y a-t-il des changements de dynamique sédimentaire (accélération notamment) à l'échelle spatiale et temporelle dans le versant de la Tsa ?

Cette question s'est posée en partant du constat général que la dégradation du pergélisol pourrait entraîner une augmentation des instabilités de terrain avec le changement climatique (Lugon et al. 2008).

Pour répondre à cette question, il a fallu se pencher sur des photos aériennes, les comparer et faire état du présent pour le versant de la Tsa.

- **Quelle est l'évolution passée du versant (ces 30 dernières années) ?**

Des changements ont affecté le versant de la Tsa, notamment dans les accumulations sédimentaires de type glacier rocheux et bastions morainiques. On remarque de nouvelles instabilités (chutes de blocs, torrencialité) au front de glaciers rocheux (Les Lèsses, la Roussette) et des bastions morainiques (laves torrentielles et coulées de débris).

- **Quelle est l'évolution présente ? Y a-t-il un changement de dynamique ?**

Depuis ces 5 dernières années une chute de bloc conséquente (bloc de Pramousse) (cf. 5.2.2) et la lave torrentielle des Genevois ont affecté le versant. Il s'agit d'événements majeurs, tant dynamiquement que spatialement (grande amplitude de la lave torrentielle) (cf. chap. 5.2.3). le glacier rocheux de la Roussette présente aussi des mouvements rapides (2 m/an).

Cependant, malgré ces événements ponctuels marquants ou les mouvements du glacier rocheux de la Roussette, il est difficile de dire si un changement de dynamique affecte le versant en lien avec le pergélisol. C'est probable, mais seules des séries de mesures précises et un suivi régulier pourront l'attester.

- **Quelle est son évolution future possible, en regard du contexte actuel ?**

Avec le changement climatique, les environnements de montagne seront à l'avenir plus fragiles. Au vu de l'important stock sédimentaire que contient le versant de la Tsa, celui-ci ne devrait pas faire exception, preuve en est sûrement la lave torrentielle des Genevois, déclenchée en juillet 2006 après un violent orage et un mois de canicule. Les bastions morainiques des Genevois et de la Tsa sont un des points faibles du versant en terme de danger ou un des points forts en terme de remaniement sédimentaire. À l'avenir, ces formations pourraient être fortement touchées, si le stock sédimentaire perdait de la cohésion (fonte du pergélisol). Le pergélisol n'affectant pas que les terrains meubles, des éboulements majeurs pourraient aussi avoir lieu (Deline et al. 2009; Ravanel, 2011), remaniant de manière significative la morphologie du versant de la Tsa.

Perspectives

Le pergélisol affecte une grande partie du versant de la Tsa. Son étude amène un certain nombre de réponses sur sa dynamique et son «état» actuel. En revanche, il faudrait établir un suivi plus long des mesures pour attester ou non de l'augmentation des vitesses des mouvements de surface.

Le versant de la Tsa ne se prête que moyennement à la continuation de mesures de déplacement sur un glacier rocheux comme la Roussette (accès long et danger d'avalanches en hiver pour un suivi saisonnier). Il semblerait aussi intéressant de faire des mesures géoélectriques sur les bastions morainiques, en particulier celui des Genevois, afin de mieux comprendre sa structure interne.

En revanche, un suivi par interférométrie (InSAR, Terra-XSAR) ou LIDAR du versant semblerait possible, aussi comme premier moyen de surveillance du versant.

6.2 Conclusion

L'étude du versant de la Tsa a permis de mettre en évidence qu'un versant périglaciaire alpin est complexe de par ses formes et processus mais aussi de par sa dynamique. Les environnements alpins subissent un constant réajustement, plus marqué encore depuis la fin du PAG, qui a fait entrer le monde alpin dans une période de déséquilibre. L'inertie qui caractérise ces milieux est complexe à comprendre et le pergélisol est un de ces éléments. Difficile à appréhender et à connaître ses réactions (dynamiques et spatiales), il convient de l'étudier pour pouvoir mieux le comprendre et prévoir ses réactions face au changement climatique. Selon Bommer et al. (2010: 43): « *il faut donc s'attendre à une recrudescence des éboulements et des glissements de terrain dans les régions à pergélisol* ».

7. Références bibliographiques



Photo du chapitre

Le versant de la Tsa vu depuis Pra Gra.

- Arenson, L.U. et Springman, S.M. (2005). Triaxial constant stress and constant strain rate tests on ice-rich permafrost samples. *Canadian Geotechnical Journal*, 42, 412-430.
- Atlas Siegfried au 1: 50'000. Feuille 528 *Evolena* (1878). Wabern: Office fédéral de topographie.
- Atlas Siegfried au 1: 50'000. Feuille 531 *Matterhorn* (1880). Wabern: Office fédéral de la topographie.
- Ballandras, S. (2003). Réalité et logiques des géosystèmes montagnards alpins - Principes de fonctionnement morphodynamique. *Cahiers de Géographie*, 1, 123-133.
- Ballantyne, C. K. (2002). Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews* 21, 1935-2017.
- Bardou, E. et Delaloye, R. (2004). Effects of ground freezing and snow avalanche deposits on debris flows in alpine environments. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 4, 519-530.
- Barsch, D. (1996). *Rockglaciers. Indicators for the present and former geoecology in high mountain environments*. Berlin/Heidelberg: Springer.
- Beniston, M. (2010). Impacts of climatic change on water and associated economic activities in the Swiss Alps. *Journal of Hydrology*. Doi:10.1016/j.jhydrol.2010.06.046
- Benn, D.I. et Evans, D.J.A. (1998). *Glaciers and Glaciation*. London: Edward Arnold.
- Berger, A. R. et Iams, W. J. (eds). (1996). *Geoinicators. Assessing Rapid Environmental Changes in Earth Systems*. Rotterdam: Brookfield.
- Besson, P.-F. (2009, 13 janvier). Les chercheurs veulent déjouer les pièges du permafrost dans l'Arc alpin. *Swissinfo*. Disponible sur: http://www.swissinfo.ch/fre/dossiers/changement_climatique/recherche/Les_chercheurs_veulent_dejouer_les_pieges_du_permafrost.html?cid=1333548 (consulté le 03.05.11).
- Bini, A., Buoncristiani, J.-F., Couterrand, S., Ellwanger, D., Felber, M., Florineth, D. et al, (2009). *La Suisse durant le dernier maximum glaciaire (LGM) 1:500000*. Wabern: Office fédéral de topographie.
- Bodin, X. (2007). *Géodynamique du pergélisol de montagne: fonctionnement, distribution et évolution récente. L'exemple du massif de Combeynot (Hautes Alpes)*. Thèse de doctorat publiée sous forme électronique. Paris: Université Denis-Diderot. Disponible sur: http://tel.archivesouvertes.fr/docs/00/20/32/33/PDF/Bodin_these2007.pdf (consulté le 03.02.10).
- Bommer, C., Phillips, M., Keusen, H.-R. et Teysseire, P. (2010). *Construire sur le pergélisol-guide pratique*. Birmensdorf: Institut fédéral de recherches sur la forêt, la neige et le paysage WSL. Disponible sur: <http://www.wsl.ch/dienstleistungen/publikationen/pdf/10493.pdf> (consulté le 09.03.2011).
- Bosson, J.-B. (2010). *Contribution à l'étude du patrimoine géomorphologique de la réserve Naturelle des Contamines Montjoie et démarche de géovalorisation*. Mémoire de master publié sous forme électronique. Université de Lausanne, Faculté des géosciences et de l'environnement. Disponible sur: <http://mesoscaphe.unil.ch/igul/doc.php?id=TIGL-790.pdf> (consulté le 20.03.2010).

- Bouët, M. (1985). *Climat et météorologie de la Suisse romande*. Lausanne: Payot (2ème édition).
- Bucher, K., Dal Piaz, G.V., Oberhänsli, R. Gouffon, Y., Martinotti, G. et Polino, R. (2003). *1347 Matterhorn*. Feuille 107 de l'Atlas géologique de la Suisse au 1: 25 000. Berne: Commission géologique suisse.
- Burri, M. (1994). *Les Roches*. Martigny: Editions Pillet (troisième édition).
- Carte Dufour au 1:100'000. Feuille 22 *Martigny* (1861). Wabern: Office fédéral de topographie.
- Carte nationale de la Suisse au 1:25'000. *Feuille 1327 Evolène*. Wabern: Office fédéral de topographie.
- Carte nationale de la Suisse au 1: 25'000. *Feuille 1347 Matterhorn*. Wabern: Office fédéral de topographie.
- Chardon, M. (2008). In Y. Dewolf et G. Bourrié (Dir), *Les formations superficielles, Genèse, Typologie, Classification, Paysage et environnements, Ressources et risques* (pp. 149-216). Paris: Ellipses.
- Cheseaux, G. (2005). *Permafrost et instabilités de terrain: le cas de la rive droite du Val d'Arolla (Valais/Suisse)*. Mémoire de licence non publié. Université de Lausanne, Faculté des Lettres
- Chiarle, M., Iannotti, S., Mortara, G. et Deline, P. (2007). Recent debris flow occurrences associated with glaciers in the Alps. *Global and Planetary Change*, 56, 123-136.
- Coque, R. (2006). *Géomorphologie*. Paris: Armand Colin (sixième édition).
- Cossard, E. et Perrier, R. (2011). L'évolution récente des glaciers rocheux de la vallée de la Clarée (Briançonnais, Hautes-Alpes): typologie réalisée d'après des observations géomorphologiques et la photogrammétrie. In C. Lambiel, E. Reynard et C. Scapozza (Eds), *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3-5 septembre 2009, Olivone, Géovisions n° 36*, (pp. 181-196). Lausanne: Université, Institut de géographie
- Davies, M. C. R., Hamza, O. et Harris, C. (2001). The effects of rise in mean annual temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, 137-144.
- Delaloye, R., Métrailler, S., Lugon, R. (2003). Evolution du pergélisol dans les complexes glaciers/glaciers rocheux des Becs-de-Bosson et de Lona (Nax, St-Martin, VS). *Bulletin de la Murithienne*, 121, 7-20.
- Delaloye, R. (2004). *Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale*. Université de Fribourg, Département des Géosciences, GeoFocus, 10.
- Delaloye, R., Lambiel, C., Lugon, R. (2005). *ESA SLAM project, phase 2, Bas- Valais Validation of InSAR data in permafrost zone*. Rapport d'étude (non publié), Federal Office of Water and Geology (FOWG).
- 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 Symposium 2007, Montreux, Switzerland 23- 27 April 2007 (ESA SP-636, July 2007) (3P7)*. Disponible sur: http://my.unil.ch/serval/document/BIB_736732FA6F53.pdf (consulté le 23.03.11).

- Delaloye, R., Perruchoud, E., Lambiel, C. and Lugon, R. (2008). *InSAR Haut-Valais, Inventaire des mouvements de terrain par analyse de signaux d'interférométrie radar satellitaire (période 1993-2000). Rapport d'étude (non publié)*. Institut de Géographie, Université de Fribourg.
- Delaloye, R., Perruchoud, E., Avian, M., Kaufmann, V., Bodin, X., Hausmann, H. et al. (2008a). Recent interannual variations of rockglaciers creep in the European Alps. *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, July 2008*, Fairbanks, Alaska, 1, pp. 343-348.
- Delaloye, R., Lambiel, C. et Gärtner-Roer, I. (2010). Overview of rock glacier kinematics research in the Swiss Alps. Seasonal rhythm, interannual variations and trends over several decades. *Geographica Helvetica*, 2, 135-145.
- Delaloye, R. et Morard, S. (2011). Le glacier rocheux déstabilisé du Petit-Vélan (Val d'Entremont, Valais): morphologie de surface, vitesses de déplacement et structure interne. In C. Lambiel, E. Reynard et C. Scapozza (Eds), *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3-5 septembre 2009, Olivone (Géovisions n° 36) (pp.1-16)*. Lausanne: Université, Institut de géographie.
- Deline, P. (1998). L'étagement morphodynamique de la haute montagne alpine: l'exemple du Val Veny (Val d'Aoste, Italie). *Revue de géographie alpine*, 86 (3), 27-35.
- Deline, P., Kirkbride, M.P., Ravello, L. et Ravello, M. (2008). The Tré la Tête rockfall into the glacier de la Lex Blanche (Mont-Blanc massif, Italy) in September 2008. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 31, 251-254.
- Deline, P., Coviello, V., Cremonese, E. Gruber, S., Krautblatter, M., Jailliet, S. et al. (2009). L'Aiguille du Midi (massif du Mont Blanc): un site remarquable pour l'étude du permafrost des parois d'altitude. In P. Deline et L. Ravello (Dir.), *NEIGE et GLACE de MONTAGNE Reconstitution, dynamique, pratiques, Cahier de géographie n°9, Collection EDYTEM* (pp.135-146).
- Fallot, J.-M. (2009). *Cours de climatologie régionale* [Polycopié]. Lausanne: Université, Institut de géographie.
- Francou, B. (1982). Chutes de pierres et éboulisation dans les parois de l'étage périglaciaire. *Revue de géographie alpine*, 70(3), 279-300.
- Frauenfelder, R. et Käab, A. (2000). Towards a paleoclimatic model of rock glacier formation in the Swiss Alps. *Annals of Glaciology*, 31, 281-286.
- Frauenfelder, R. (2005). *Regional-scale modelling of rockglacier distribution and dynamics, and its implications for paleo-permafrost reconstruction*. Thèse PhD, Department of Geography, University of Zurich.
- French, H.M. (2007). *The periglacial Environment* (3 ed. rév.). West Sussex: John Wiley & Sons Ltd.
- Goudie, A.S. (2010). Geomorphological hazards and global climate change. In I. Alcántara-Ayala et A. Goudie (Eds), *Geomorphological Hazards and Disaster Prevention* (pp. 245-255). United Kingdom: Cambridge University Press.
- Gruber, S., Peter, M., Hoelzle, M., Woodhatch, I. et Haeberli, W. (2003). Surface temperatures in steep Alpine rock faces-a strategy for regional-scale measurement and modelling. *8th International Conference on Permafrost, Zurich, Switzerland, 20-25 July 2003*. (pp.1-6).

- Gruber, S. (2005). *Mountain permafrost: Transient spatial modelling, model verification and the use of remote sensing*. Thèse de doctorat, Université de Zurich, Suisse.
- Gruber, S. (2009). Le permafrost de haute montagne. In. P. Deline et L. Ravanel (Dirs), *NEIGE et GLACE de MONTAGNE Reconstitution, dynamique, pratiques, Cahier de géographie n°9, Collection EDYTEM* (pp.125-134)
- Haeberli, W. (1979). Holocene push-moraines in alpine permafrost. *Geografiska Annaler*, 61, 43-48.
- Haeberli, W. (1985). *Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers*. Mitteilungen der VAW-ETH Zürich No. 77. Arbeitsbericht NFP 31, Zürich, Hochschulverlag AG an der ETHZ.
- Haeberli, W., Hoelzle, M., Keller, F., Schmid, W., Vonder Mühl, D. S. et Wagner, S. (1993). Monitoring the long-term evolution of mountain permafrost. *Proceedings of the 6th International Conference on Permafrost*, Beijing, pp. 214-219.
- Haeberli, W., Wegmann, M. et Vonder Mühl, D. (1997). Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 90, 407- 414.
- Haeberli, W. et Beniston, M. (1998). Climate change and its impacts on glaciers and permafrost in the Alps. *Ambio*, 27, 258-265.
- Haeberli, W. et Burn, C.R. (2002). Natural Hazards in Forests: Glacier and Permafrost Effects as Related to Climate Change. In R.C. Sidle (Ed), *Environmental Change and Geomorphic Hazards in forests*, IUFRO Research Series 9 (pp. 105-114), Wallingford/New York : CABI Publishing.
- Haeberli, W., Hallet, B., Arenson, L., Elconin, R., Humlum, O., Käab, A. et al. (2006). Permafrost Creep and Rock Glacier Dynamics. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17, 189-214.
- Harris, C., Davies, M.C.R., et Etzelmüller, B. (2001). The assessment of prudential geotechnical hazards associated with mountain permafrost in a warming global climate. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, 145-156.
- Harris, C., Vonder Mühl, D., Isaksen, K., Haeberli, W., Sollid, J.L., King, L. et al. (2003). Warming permafrost in European mountains. *Global and Planetary Change*, 39, 215-225.
- Harris, C., Arenson, L., Christiansen, H.H., Etzelmüller, Frauenfelder, R., Gruber, S. et al. (2009). Permafrost and climate in Europe : Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses. *Earth-Science Reviews*, 92, 117-171.
- Hauck, C., Vieira, G., Gruber, S., Blanco, J. et Ramos, M. (2007). Geophysical identification of permafrost in Livingston Island, maritime Antarctica. *Journal of geophysical research*, 112, 1-15.
- Hauck, C. et Kneisel, C. (2008). *Applied Geophysics in Periglacial Environments*. New York : Cambridge University Press.
- Holzmann C., Lambiel C., Phillips M., Reynard E. (2006). Légende géomorphologique de l'IGUL. Lausanne, Institut de Géographie. Disponible sur: <http://www.unil.ch/igul/page19238.html> (consulté le 17.03.11).

- Ikeda, A. et Matsuoka, N. (2002). Degradation of talus-derived rock glaciers in the Upper Engadin, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13, 145-161.
- Institut fédéral de recherche sur la forêt, la neige et le paysage SLF (2011, 22 février). Tableau de données des stations automatiques. [Page Web]. Disponible sur: http://www.slf.ch/lawineninfo/zusatzinfos/wt-daten/wt_tabellarisch_FR (consulté le 22.02.11).
- Institut fédéral de recherche sur la forêt, la neige et le paysage SLF (2011, 02 mai). Rapport hebdomadaire 01-31 juillet 2006. [Page Web]. Disponible sur: http://www.slf.ch/lawineninfo/wochenbericht/2005-06/0701/index_FR?redir=1 (consulté le 29.05.11).
- Janke, J. et Frauenfelder, R. (2008). The relationship between rock glacier and contributing area parameters in the Front Range of Colorado. *Journal of Quaternary Science*, 23 (2), 153-163.
- Kääb, A., Haeberli, W. et Gudmundsson, G.H. (1997). Analysing the creep of mountain permafrost using high precision aerial photogrammetry: 25 years of monitoring Gruben rock glacier, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8, 409-426.
- Kääb, A., Huggel, C., Fisher, L., Guex, S., Paul, F., Roer, I. et al. (2005). Remote sensing of glacier-and-pergelisol-related hazards in high mountains: an overview. *Natural hazards and Earth system Sciences*, 5, 527-554.
- Kääb, A., Frauenfelder, R. et Roer, I. (2007). On the response of rock glacier creep to surface temperature increase. *Global and Planetary Change*, 56, 172-187.
- Keller, F., Frauenfelder, R., Gardaz, J.M., Hoelzle, M., Kneisel, C., Lugon, et al. (1998). *Permafrost Map of Switzerland, Proceedings of the 7th International Permafrost Conference, Yellowknife, Canada*. Collection Nordicana 57, 557- 562.
- Kneisel, C., Hauck, C., Fortier, R. et Moorman, B. (2008). Advanced in Geophysical Methods for Permafrost Investigations. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19, 157-178.
- Kunz, P. (1985). *Géologie de la région Evolène-Arolla (Val d'Hérens, Valais, Suisse)*. Travail de diplôme Ingénieur-géologue. Université de Genève, département de Minéralogie.
- Lambiel, C. (1999). Inventaire des glaciers rocheux entre le Val de Bagnes et le Val d'Héremence (Valais). Mémoire de licence non publié. Université de Lausanne, Faculté des Lettres, Institut de géographie.
- Lambiel, C. et Reynard, E. (2001). Regional modelling of present, past and future potential distribution of discontinuous permafrost based on rock glacier inventory in the Bagnes-Héremence area (Western Swiss Alps). *Norsk Geografisk Tidsskrift-Norwegian Journal of Geography*, Vol. 55: 219-223. Doi: 10.1080/0029195015274655.
- Lambiel, C. et Reynard, E. (2002). Cartographie de la distribution du pergélisol et datation des glaciers rocheux dans la région du Mont Gelé (Valais). *Entwicklungstendenzen und Zukunftsperspektiven in der Geomorphologie, Physische Geographie*, Zürich, 41, 91-104.
- 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., Reynard, E., Cheseaux, G. et Lugon, R. (2004). Distribution du pergélisol dans un versant instable, le cas de Tsarmine (Arolla, Evolène, VS). *Bulletin de la Murithienne*, 122, 89-102.
- Lambiel C. (2006). *Le pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité : distribution, régime thermique et instabilités*. Lausanne, Institut de géographie, Travaux et recherches N°33.
- Lambiel, C. (2008). *Géomorphologie II*. [Support de cours]. Lausanne: Université, Institut de géographie.
- Lambiel, C. (2009). *Environnements périglaciaires*. [Support de cours]. Lausanne: Université, Institut de géographie.
- Lambiel, C. (2011). Le glacier rocheux déstabilisé de Tsaté-Moiry (VS): caractéristiques morphologiques et vitesses de déplacement. In C. Lambiel, E. Reynard et C. Scapozza (Eds), *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3-5 septembre 2009, Olivone (Géovisions n° 36) (pp. 231-244)*. Lausanne: Université, Institut de géographie.
- Lambiel, C. et Vuilleumier, L. (2011). *Etude préliminaire du glacier rocheux de la Roussette (Arolla)*. Rapport d'étude. Université de géographie, institut de géographie.
- Leutwiler, A. (2009). *Glissements de terrain, causes*. Berne: Office fédéral de l'environnement (OFEV), Division Prévention des dangers. Disponible sur: <http://www.bafu.admin.ch/naturgefahren/01917/index.html?lang=fr> (consulté le 10.03.11)
- Lugon, R. et Monbaron, M. (1998). *Stabilité des terrains meubles en zone de pergélisol et changement climatique. Deux études de cas en Valais: le Ritigraben (Mattertal) et la moraine du Dolent (Val Ferret)*. Rapport scientifique final PNR 31, vdf Hochschulverlag, ETH Zurich.
- Lugon, R., Delaloye, R. et Fasel, G. (2005). *À l'attention de la Fondation Mariétan : rapport sur le travail de photogrammétrie réalisé sur la marge glaciaire et le glacier rocheux de Tsarmine, Val d'Arolla*. Sion: IUKB. Rapport non publié.
- Lugon, R. Delaloye, R. et Perruchoud, E. (2008). Aléas naturels en zone de pergélisol et détection des risques, Alpes valaisannes, Suisse- Le glacier rocheux du Ritigraben, Mattertal- Le versant périglaciaire de Tsarmine, Val d'Arolla. *Programme INTERREG III A France-Suisse «Haut-Rhône»*. Disponible sur: http://www.institut-montagne.org/IMG/pdf/Volet1_RLugon.pdf (consulté le 03.03.11).
- Marescot, L. (2006). Introduction à l'imagerie électrique du sous-sol. *Bulletin de la Société vaudoise de Sciences naturelles*, 90.1, 23-40.
- Marre, A. (2008). Formations superficielles et risques naturels. In Y. Dewolf et G. Bourrié (Dirs), *Les formations superficielles, Genèse, Typologie, Classification, Paysage et environnements, Ressources et risques* (pp. 719-755). Paris: Ellipses.
- Marthaler, M. (2001). *Le Cervin est-il africain? Une histoire géologique entre les Alpes et notre planète*. Lausanne: Editions L.E.P Loisirs et Pédagogie SA (3ème édition).
- MeteoSuisse (2011, 04 février). *Cartes climatologiques de la Suisse 1961-1990*. [Page Web]. Disponible sur: http://www.meteoschweiz.admin.ch/web/fr/climat/climat_en_suisse/Klimakarten_schweiz_1961-90.html (consulté le 22.02.11)
- Morand, S. (2000). *Inventaire des glaciers rocheux du Val d'Arolla (1:10 000) - Etude pilote*. Service des forêts et du paysage, Valais.

- Morard, S., Scapozza, C., Duhem, V., Reynard, E., Delaloye, R. (2009). Géomorphologie de la montagne - fiches pour l'enseignant. Société Suisse de Géomorphologie (SSGm). [Page Web]. Disponible sur: <http://www.unifr.ch/geoscience/geographie/ssgmfiches/accueil/> (consulté le 13.11.2010).
- Noetzli, J. et Gruber, S. (2005). Alpiner Permafrost – ein Überblick. In: K. Lintzmeyer (Ed.) *Jahrbuch des Vereins zum Schutz der Bergwelt*, Selbstverlag, (p. 111-121). Munich,.
- Office fédéral des eaux et de la géologie (OFEG). (2005). *Hinweiskarte der potentiellen Permafrostverbreitung in der Schweiz au 1:50 000. Arolla*. Biel: Bundesamt für Wasser und Geologie (BWG).
- Office fédéral de l'environnement (OFEV) (2011, 12 janvier). *ecoGIS* [Page Web]. Disponible sur : <http://www.ecogis.ch/index.php> (consulté le 28.02.11).
- Organe consultatif sur les changements climatiques (OcCC) (2007). *Hinweiskarte PermafrostSchweiz* [Page Web]. Disponible sur: <http://proclimweb.scnat.ch/portal/ressources/17.pdf> (consulté le 18.03.11).
- Otto, J.-C. et Dikau, R. (2004). Geomorphologic system analysis of a high mountain valley in the Swiss Alps. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 48, 3, 323-341.
- Permafrost Monitoring in Switzerland (PERMOS) (2007). Permafrost in Switzerland 2002/2003 and 2003/2004. D. Vonder Mühll, J. Noetzli, I. Roer, K. Makowski et R. Delaloye (Eds). *Glaciological Report (Permafrost)*, 4/5. Disponible sur: <http://www.permos.ch/downloads/permos02-04.pdf> (consulté le 12.11.10).
- Permafrost Monitoring in Switzerland (PERMOS) (2009). Permafrost in Switzerland 2004/2005 and 2005/2006. J. Noetzli, B. Naegeli et D. Vonder Mühll (Eds.), *Glaciological Report (Permafrost) No. 6/7 of the Cryospheric Commission of the Swiss Academy of Sciences*. Disponible sur: <http://www.permos.ch/downloads/permos04-06.pdf> (consulté le 11.03.11).
- Permafrost Monitoring in Switzerland (PERMOS) (2010). Permafrost in Switzerland 2006/2007 and 2007/2008. J. Noetzli et D. Vonder Mühll (Eds.), *Glaciological Report (Permafrost) No. 8/9 of the Cryospheric Commission of the Swiss Academy of Sciences*. Disponible sur: <http://www.permos.ch/downloads/permos06-08.pdf> (consulté le 11.03.11).
- Perruchoud, E. (2007). *Suivi par GPS des déformations de glaciers rocheux et moraines de poussée dans les Alpes valaisannes*. Travail de diplôme publié sous forme électronique, Institut de Géographie, Université de Fribourg. Disponible sur: <http://www.unifr.ch/geoscience/geographie/dokuwiki/doku.php?%20id=staff:perruchoud.eric> (consulté le 09.03.11).
- Perruchoud, E. et Delaloye, R. (2007). Short-term changes in surface velocities on the Becs-de-Bosson rock glacier (Western Swiss Alps). In V. Kaufmann et W. Sulzer (Eds), *Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung, Proceedings of the 9th International Symposium on High Mountain Remote Sensing Cartography*, Graz, Austria, 14-15 september 2006, Band 43, (pp. 131-136). Graz: University, Institute of Geography and Regional Science.
- Ramelli, G. (2010). *Structure interne, dynamique et âge des glaciers rocheux du Massif de la Cima di Gana Bianca, Val Blenio (TI)*. Mémoire de master publié sous forme électronique. Université de Lausanne, Faculté des géosciences et de l'environnement. Disponible sur: <http://mesoscaphe.unil.ch/igul/doc.php?id=TIGL-779.pdf> (consulté le 10.12.10).

- Ravel, L. (2009). Évolution géomorphologique de la haute montagne alpine dans le contexte actuel de réchauffement climatique. In. P. Deline et L. Ravel (Dir.), *NEIGE et GLACE de MONTAGNE Reconstitution, dynamique, pratiques, Cahier de géographie n°9, Collection EDYTEM* (pp.113-124).
- Ravel, L., Allignol, F., Deline, P. et Bruno, G. (2011). Les écroulements rocheux dans le massif du Mont Blanc pendant l'été caniculaire de 2003. In C. Lambiel, E. Reynard et C. Scapozza (Eds), *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3-5 septembre 2009, Olivone (Géovisions n° 36)* (pp. 246-261). Lausanne: Université, Institut de géographie.
- Rebetez, M. et Reinhard, M. (2007). Monthly air temperature trends in Switzerland 1901–2000 and 1975–2004. *Theoretical and Applied Climatology*. 91, 27– 34. DOI: 10.1007/s00704-007-0296-2.
- Roer, I., Kääh, A. & Dikau, R. (2005). Rockglacier acceleration in the Turtmann valley (Swiss Alps) – probable controls. *Norwegian Journal of Geography*, 59, 157-163.
- Roer, I. et Nyenhuis, M. (2007). Rockglacier activity studies on a regional scale: comparison of geomorphological mapping and photogrammetric monitoring. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32, 1747-1758.
- Roer, I., Haeberli, W., Avian, M., Kaufmann, V., Delaloye, R., Lambiel, C. et Kääh, A. (2008). Observations And Considerations On Destabilizing Active Rockglaciers In The European Alps. *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, 29 June – 3 July 2009*.
- Rouiller, J.-D. (2006). Situation d'évacuation suite à la crue du torrent Durnand (25 juillet 2006): une conséquence directe de la fonte du permafrost. *Actes de la conférence finale internationale RISKYDROGEO (24-26 octobre 2006)*, pp. 42-45.
- Rovéra, G. (1990). *Géomorphologie dynamique et aménagement des versants en moyenne Tarentaise*. Thèse de doctorat non publiée. Université Joseph-Fourier, Grenoble, France.
- Scapozza, C. (2008). *Contribution à l'étude géomorphologique et géophysique des environnements périglaciaires des Alpes Tessinoises orientales*. Mémoire de Master publié sous forme électronique. Université de Lausanne, Faculté des géosciences et de l'environnement. Disponible sur: [http:// doc.rero.ch/search?%20ln=fr&f=author&p=Scapozza+Cristian](http://doc.rero.ch/search?%20ln=fr&f=author&p=Scapozza+Cristian) (consulté le 17.11.2010).
- Scapozza, C., Gex, P., Lambiel, C. et Reynard, E. (2008). Contribution of self- potential (SP) measurements in the study of alpine periglacial hydrology: examples from the southern Swiss Alps. *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, 29 June-3 July 2008*. (Pp. 1583-1588).
- Scapozza, C., Lambiel, C. et Reynard, E. (2011). Datation relative de formes périglaciaires alpines à l'aide de la méthode paléogéographique et du marteau de Schmidt. In C. Lambiel, E. Reynard et C. Scapozza (Eds), *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3-5 septembre 2009, Olivone (Géovisions n° 36)* (pp.147-164). Lausanne: Université, Institut de géographie.
- Scapozza, C. (2011a). *Stratigraphie, morphodynamique, paléoenvironnement des terrains sédimentaires meubles à forte déclivité du domaine périglaciaire alpin*. Thèse de doctorat en cours. Université de Lausanne, Institut de géographie, Suisse.

- Schoeneich, P. (1993). Comparaison des systèmes de légendes français, allemand et suisse - principes de la légende IGUL. In P. Schoeneich et E. Reynard (Eds), *Cartographie géomorphologique-Cartographie des risques. Actes de la Réunion annuelle de la Société Suisse de Géomorphologie, 19 au 21 juin 1992 aux Diablerets et à Randa*, Travaux et recherches n°9, (pp. 15-24). Lausanne: Université, Institut de géographie.
- Schoeneich, P et De Jong, C. (2008). Evolution de l'environnement alpin. Quel environnement alpin demain? Pour quelles activités? *La revue de géographie alpine*, 96 (4), 53-64.
- Schütz, P. (2007). *Etude des relations glacier-permafrost dans une marge proglaciaire à forte composante anthropique (Col des Gentianes, Valais, Suisse)*. Mémoire de licence publié sous forme électronique. Université de Lausanne, Faculté des Lettres, Institut de géographie. Disponible sur: doc.rero.ch/Im.php?20url=1000,41,5,20070731132934-FU/680_SchuetzPhilippe_memoire.pdf (consulté le 17.03.11)
- Slaymaker, O. (2010). Mountain hazards. In I. Alcántara-Ayala et A. Goudie (Eds), *Geomorphological Hazards and Disaster Prevention* (pp. 33-47). United Kingdom: Cambridge University Press.
- Steck, A., Epard, J.-L., Escher, A, Gouffon, Y. et Masson, H. (2001). *Carte géologique des Alpes de Suisse occidentale 1:100'000*. Carte géologique spéciale N °123, notice explicative. Berne: Office fédéral des Eaux et de la Géologie.
- Stoffel, M., Bollschweiler, M., and Beniston, M. (2011). Rainfall characteristics for periglacial debris flows in the Swiss Alps: past incidences – potential future evolutions. *Climatic Change*, 105, 263-280. DOI 10.1007/s10584-011-0036-6
- Strozzi, T., Kääb, A. et Frauenfelder, R. (2004). Detecting and quantifying mountain permafrost creep from in situ inventory, space-borne radar interferometry and airborne digital photogrammetry. *International Journal of Remote Sensing*, 25, 2919-2931.
- Strozzi, T., Delaloye, R. Raetzo, H. et Wegmüller, U. (2010). Radar interferometric observations of destabilized rockglaciers. In H. Lacoste-Francis (Ed), *Proceedings of 'Fringe 2009' ESRIN, Frascati, Italy*, (pp- 1-5).Noordwijk: ESA Communications.
- Thomi, L. et Lambiel, C. (2006). Le modelé périglaciaire. In: Reynard (Dir), *Géomorphologie générale, volume 2*. (pp. 111-127). Lausanne: Institut de géographie.
- Theiler, D. et Comby, J. (2003, mars). *Levé géomorphologique de la région d'Arolla – Aiguille de la Tsa n° 362*. [Levé de terrain]. Lausanne: Université, Faculté des Lettres.
- von Lozinski, W. (1909). Über die mechanische Verwitterung der Sandsteine im gemässigten Klima. *Bulletin International de l'Academie des Sciences de Cracovie, classe des sciences mathématiques et naturelles*, 1, 1-25.
- Vullioud, A. (2011). *Géomorphologie du val de Ferpècle et essai de reconstitution paléogéographique des stades glaciaires*. Mémoire de Master (sous presse). Université, Faculté des Géosciences et Environnement, Institut de géographie.
- Washburn A.L. (1979). *Geocryology: A Survey of Periglacial Processes and Environments*. London: Edward Arnold Publishers Ltd.
- Zepp, H. (2002). *Geomorphologie: eine Einführung*. Paderborn. Zürich: Schöningh.

Photos aériennes

Swisstopo (28.09.1967). n°carte 283 Est, ligne de vol 5, n° de prise de vue 4116.

Swisstopo (1999). 1327-33 Evolène.

Swisstopo (1999). 1347-11 Matterhorn.

Swisstopo (2005). 1327-33 Evolène.

Swisstopo (2005). 1347-11 Matterhorn.

Google Earth (2011). Images satellite du 01.09.2009.