

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

Reynald Delaloye  
Sébastien Morard

Géographie  
Département des Géosciences  
Université de Fribourg  
CH - 1700 Fribourg

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

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



## Résumé

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

## 1. Introduction

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

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

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

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

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

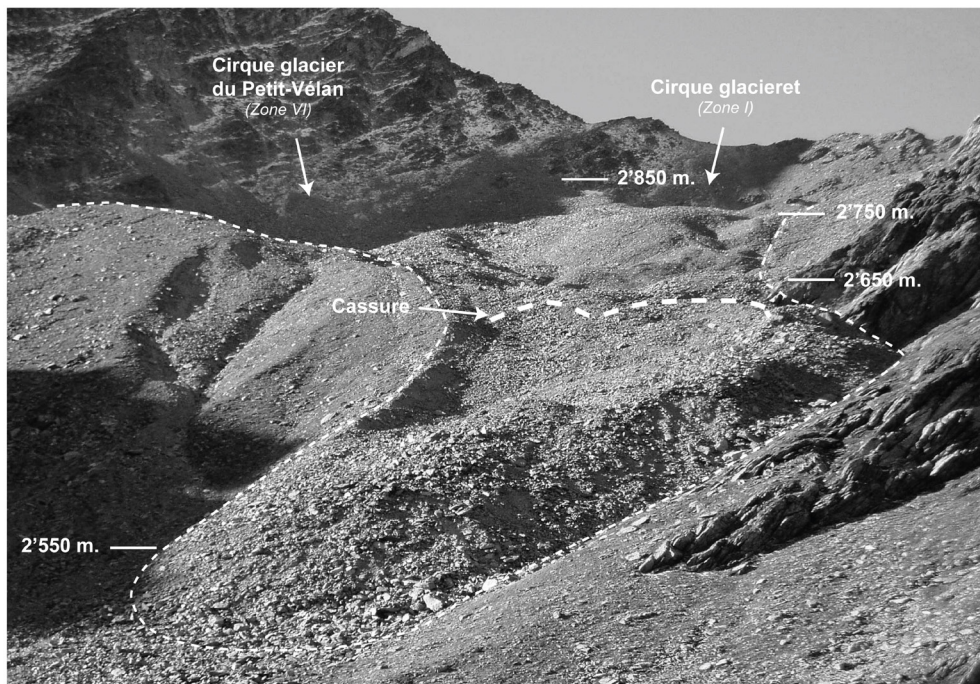


Fig. 1 : Le glacier rocheux déstabilisé du Petit-Vélan (septembre 2007).

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

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

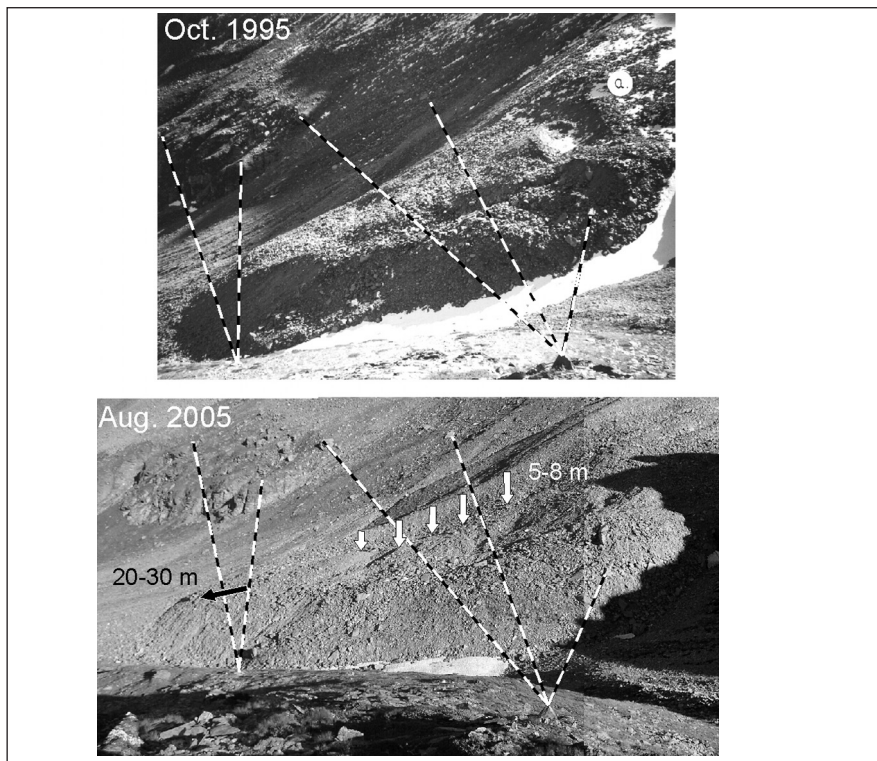


Fig. 2 : Instabilité de la langue du glacier rocheux du Petit-Vélan. Les lignes en trait-tillé sont reliées à des points fixes en dehors du glacier rocheux et permettent la comparaison des photos d'octobre 1995 et d'août 2005. Durant cette période, la masse a avancé de 20 à 30 m, entraînant un affaissement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

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

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

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

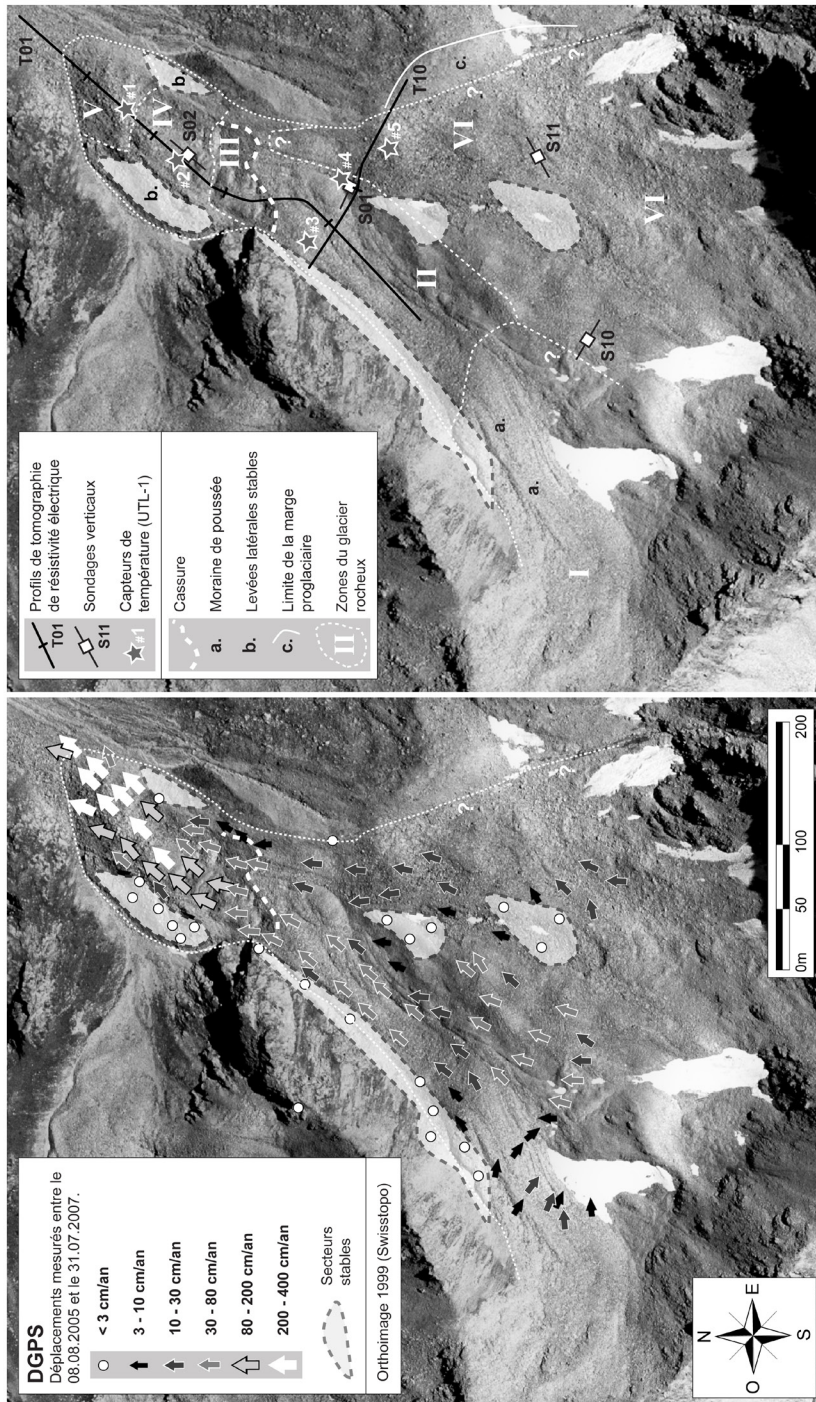


Fig. 3 : Répartition spatiale des vitesses horizontales, éléments géomorphologiques et emplacement des appareils de mesure. Le glacier rocheux est subdivisé en 6 zones aux caractéristiques particulières (explications dans le texte). Reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA110014).

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

### 4.1. Des variations saisonnières de vitesse importantes

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

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

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

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

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

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

### 4.2. Vitesses interannuelles

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



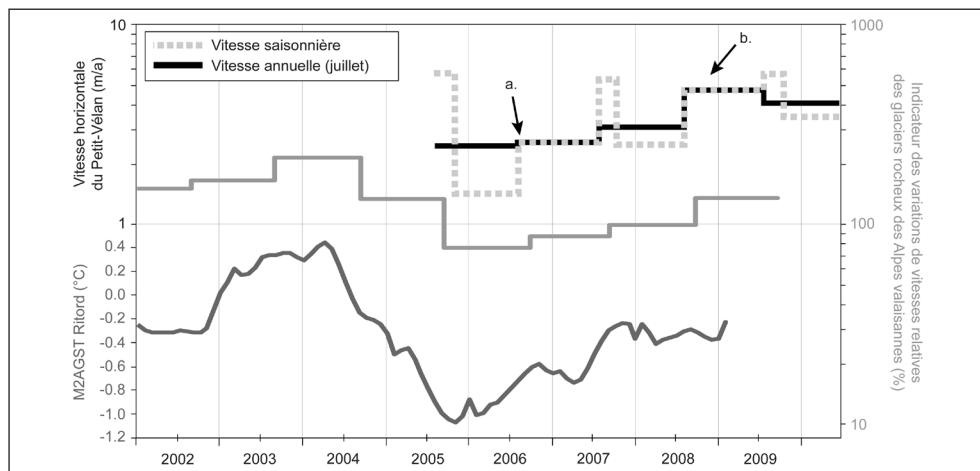


Fig. 4 : Vitesse horizontale saisonnière (ligne en trait-tillé) et annuelle (juillet-juillet) (ligne noire) de la partie frontale déstabilisée du glacier rocheux à l'aval de la zone de rupture. La ligne gris clair représente l'indicateur des variations de vitesses relatives en % des glaciers rocheux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

## 5. Structure interne

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

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

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

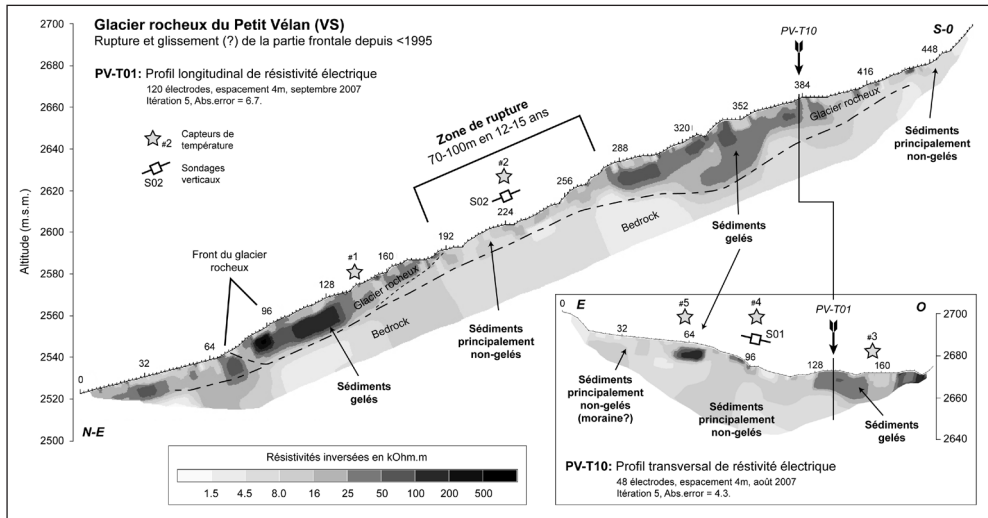


Fig. 5 : Profils de tomographie électrique longitudinal (T01) et transversal (T10). Localisation sur la figure 3.

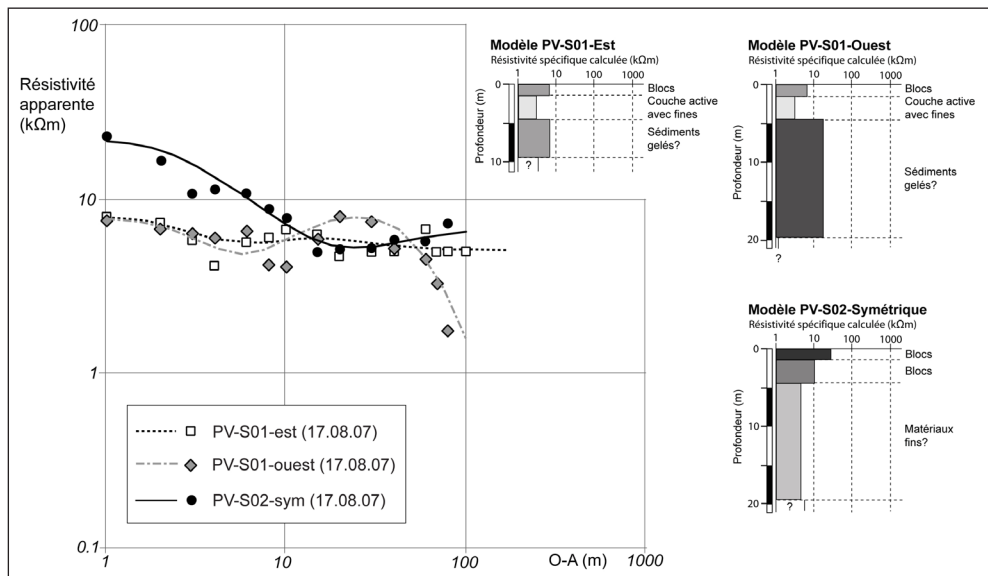


Fig. 6 : Sondages verticaux et modèles de terrain S01 et S02.

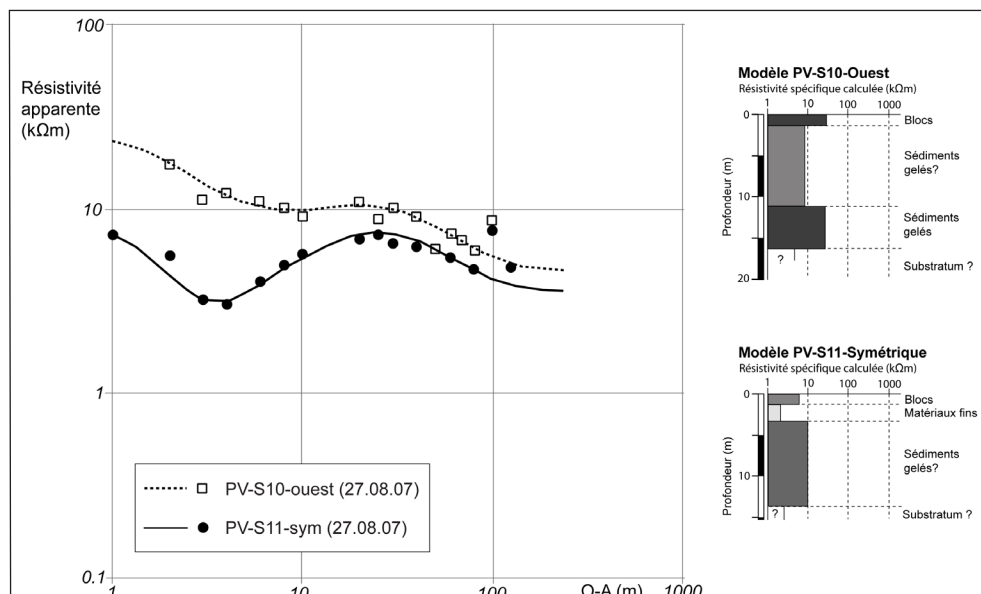


Fig. 7 : Sondages verticaux et modèles de terrain S10 et S11, réalisés dans les racines du glacier rocheux.

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

## 6. Discussion

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

## 7. Conclusion

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

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

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

## Remerciements

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

## Bibliographie

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

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

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