

Les évolutions de la cryosphère alpine et leurs effets



Au delà de la fonte - voire la disparition - des glaciers, la cryosphère évolue en lien avec le climat. Ceci rompt des équilibres et se traduit dans les paysages, comme pour les populations vivant en aval

Le Petit Âge Glaciaire

Entre le milieu du XIII^e siècle et celui du XIX^e siècle, une période globalement froide à étés humides permet au front des glaciers d'atteindre à plusieurs reprises dans les Alpes comme dans la plupart des autres massifs de montagne une altitude beaucoup plus basse que l'actuelle.

Ainsi, le front de la Mer de Glace avance jusque dans la vallée vers 1400, 1610, 1650, 1690, 1720, 1780, 1820 et 1850, menaçant à plusieurs reprises hameaux et cultures (Nussbaumer et al., 2012).

¹ rapport entre l'accumulation neigeuse et l'ablation (essentiellement fusion de la glace) : "bulletin de santé" du glacier

² les débris rocheux, provenant surtout des versants dominant les glaciers, constituent une pellicule d'une vingtaine de cm d'épaisseur en moyenne dans la partie aval de certains glaciers

³ accumulation de débris rocheux qui contient de la glace interstitielle, qui flue du fait de la pente et montre une succession de cordons et de sillons

La cryosphère de montagne, composée de la neige, des glaciers et de la glace dans le sol et sur les lacs, est particulièrement affectée par le changement climatique actuel, à commencer par l'augmentation rapide de la température de l'air. Des recherches récentes ou en cours au laboratoire EDYTEM portent sur deux de ces composantes de la cryosphère alpine, les glaciers et le permafrost de paroi, et sur leurs évolutions à des pas de temps très différents ainsi que sur certains des effets de celles-ci sur la dynamique géomorphologique de la haute montagne..

Le retrait des glaciers des Alpes françaises depuis 150 ans

Les 581 glaciers des Alpes françaises ont perdu plus de la moitié de leur superficie (52 %) entre la fin du Petit Âge Glaciaire (PAG - voir encadré), quand ils couvraient 575 km², et 2008 quand ils n'occupaient plus que 275 km². Ce retrait glaciaire a affecté diversement les trois grands massifs englacés : si la perte n'atteint "que" 24 % pour le versant français du massif du Mont Blanc, bien arrosé et élevé, elle est de 60 % pour les massifs de la Vanoise (voir carte) et des Ecrins - et davantage encore dans les petits massifs comme Belledonne ou les Grandes Rousses. Par ailleurs, les petits glaciers ont davantage "souffert" que les grands, même si leur nombre s'est paradoxalement fortement accru : les glaciers d'une superficie < 0,1 km² sont passés de 107 à 254 entre la fin du PAG et 2008 suite au fractionnement de nombreux glaciers. Le nombre des glaciers dont la superficie est comprise entre 1 et 2,5 km² est ainsi passé de 81 à 32 pendant la même période.

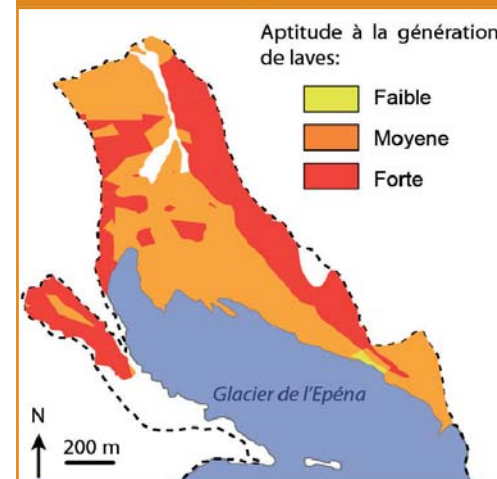
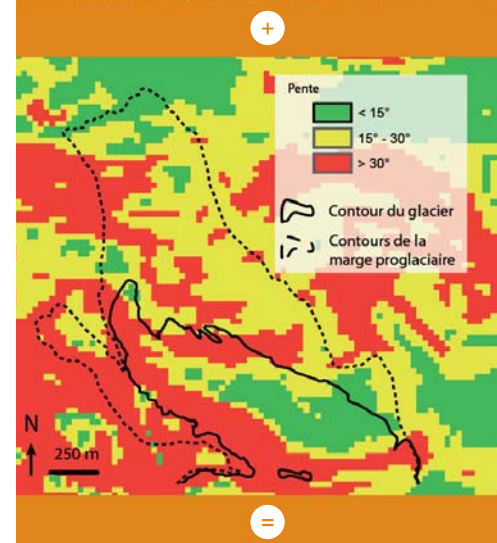
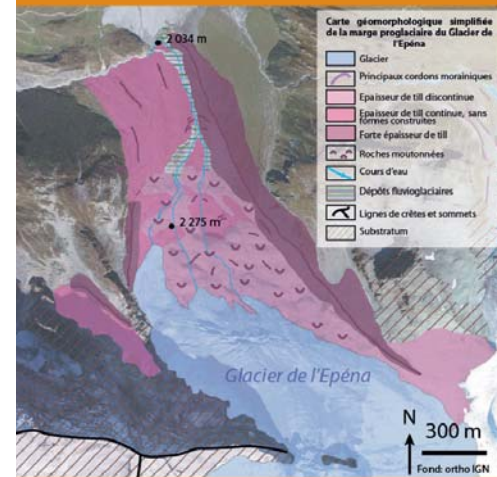
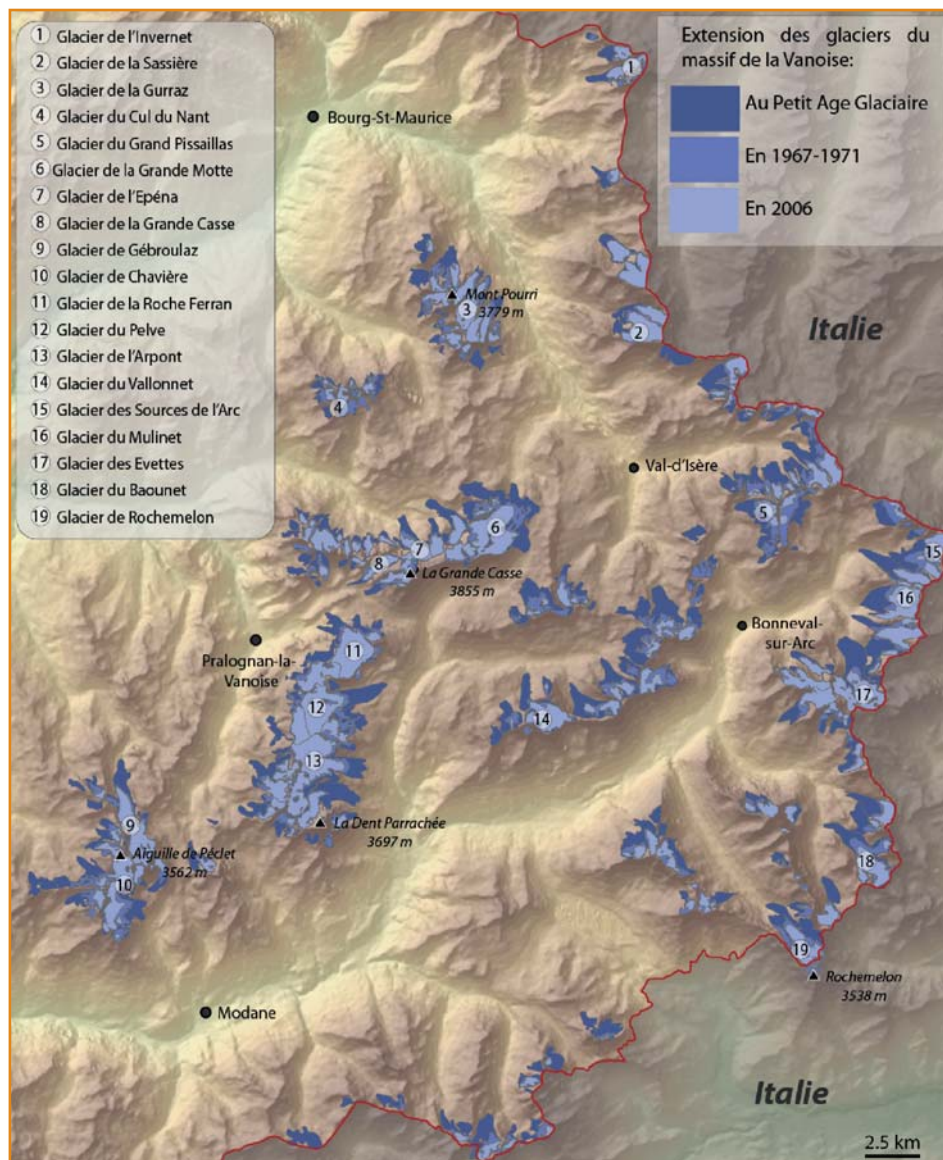
Si les fronts des glaciers ont brièvement avancé dans les années 1890 et 1920, le retrait général a fortement accéléré au cours des dernières décennies. Depuis le début des années 1970, et malgré la crue glaciaire notable qui a culminée au milieu des années 1980, la diminution moyenne de la superficie des glaciers des Alpes françaises a été de 25 % - avec 10 % "seulement" dans

le massif du Mont Blanc, mais 30 et 33 % dans ceux de la Vanoise et des Ecrins, voire 51 % dans le massif Thabor-Aiguilles d'Arves et 67 % en Belledonne (Gardent et al., 2014) !

Le retrait des glaciers au cours de la deuxième moitié du XIX^e siècle a résulté principalement d'une diminution des précipitations hivernales, entraînant un bilan de masse glaciaire¹ négatif sur la période. En revanche, le retrait glaciaire depuis le début du XX^e siècle est surtout lié à l'élévation de la température de l'air, qui s'est "emballée" depuis les années 1980. Outre l'augmentation considérable du nombre de petits glaciers au dépens des plus grands qui en a résulté, une couverture détritique supraglaciaire² est apparue ou s'est développée sur de nombreux glaciers, couvrant 11 % de la superficie totale des glaciers des Alpes françaises. Elle a un double effet : bien que les glaciers perdent de leur blancheur immaculée aux yeux des visiteurs (voir article sur le Montanvers), ils bénéficient d'une

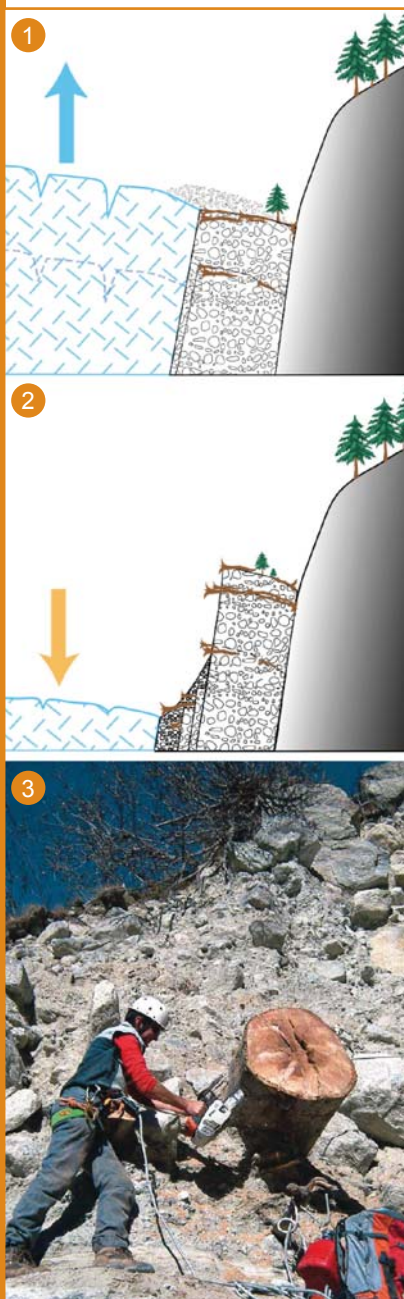
protection efficace et durable contre l'action du soleil. Ainsi le retrait glaciaire accéléré produit-il les conditions de son ralentissement !

Enfin, ce retrait glaciaire peut engendrer des conditions géomorphologiques favorables à l'occurrence de nouveaux aléas (mais aussi à la disparition d'autres), comme les avalanches de séracs depuis des fronts suspendus (glacier de la Charpoua en 2014, massif du Mont Blanc) ou à partir de glaciers dont la base froide se réchauffe (glacier de Taconnaz, vallée de Chamonix), ou les vidanges de poches d'eau intraglaciaires (glacier des Bossons, *idem*, en particulier au cours de l'été 2015). Moins spectaculaires mais pouvant donner lieu à des écoulements très chargés en particules rocheuses, les dépôts de till (sédiments) et les moraines qui caractérisent les marges proglaciaires, ou encore les glaciers rocheux³, représentent en effet des stocks de matériaux peu cohérents et donc mobilisables lorsque leur pente et leur épaisseur se conjuguent.



Croisement de données géomorphologiques (épaisseur du till, sédiments constituant les moraines) et des valeurs de pente déduites d'un modèle numérique de terrain pour construire une carte d'aptitude à la génération de laves de débris dans la marge proglaciaire du glacier de l'Épéna (massif de la Vanoise)

Extension des glaciers du massif de la Vanoise de la fin du Petit Âge Glaciaire (env. 1850) à 2006. Les 19 principaux glaciers du massif sont nommés



1-En avançant, le glacier dépose des sédiments sur sa moraine latérale, fossilisant une nouvelle strate de débris organiques.
 2-Lors de son retrait, la moraine est érodée : plusieurs niveaux de bois et sols fossiles apparaissent alors ; des éboulis se mettent en place à sa base, où l'on trouve des bois fossiles remobilisés.
 3-Une fois récupéré, l'ensemble de ces bois permet de dater les crues glaciaires par leur étude dendrochronologique

Fluctuations de la Mer de Glace (Le Roy et al., 2015) et du Glacier d'Aletsch (Holzhauser et al., 2005) au cours des quatre derniers millénaires, et variation du détritisme dans le lac du Bourget déduite de la teneur en titane (Arnaud et al., 2012).

L'évolution de la Mer de Glace depuis 4000 ans

Les chronologies de variations des glaciers de montagne constituent une référence parmi les reconstitutions paléo-environnementales. Dans le contexte actuel de retrait glaciaire accéléré, ces chronologies permettent de mettre en perspective ce changement rapide et de grande ampleur avec ceux du Quaternaire récent.

Dix stades d'avancée de la Mer de Glace ont ainsi été reconstitués pour la seconde moitié de l'Holocène (le Néoglaciale) grâce à l'analyse dendrochronologique de bois subfossiles (*Pinus cembra*) présents en contexte stratigraphique dans la moraine latérale droite du glacier. Ces avancées glaciaires se sont produites entre 1655 et 1544 av. J.-C., entre 1230 et 1105 av. J.-C., entre 1013 et 937 av. J.-C., vers 802-777 av. J.-C., vers 608 av. J.-C., entre 312 et 337, entre 485 et 606, entre 1120 et 1178, entre 1248 et 1296, et vers 1352 (Le Roy et al., 2015). Elles ont été suivies par les trois principales avancées du PAG connues historiquement en 1640, 1821 et 1852 (Nussbaumer et al., 2012).

Cette chronologie, qui n'est que la quatrième à être produite dans les Alpes (et donc dans le monde !) avec ce degré de précision, est globalement synchrone avec celles produites pour les trois autres glaciers, autrichien et suisses - de petites différences résultent du temps de réponse différent des glaciers. Elle est également cohérente avec l'enregistrement du détritisme (érosion des bassins versants) dans le lac péri-alpin du Bourget, ce qui

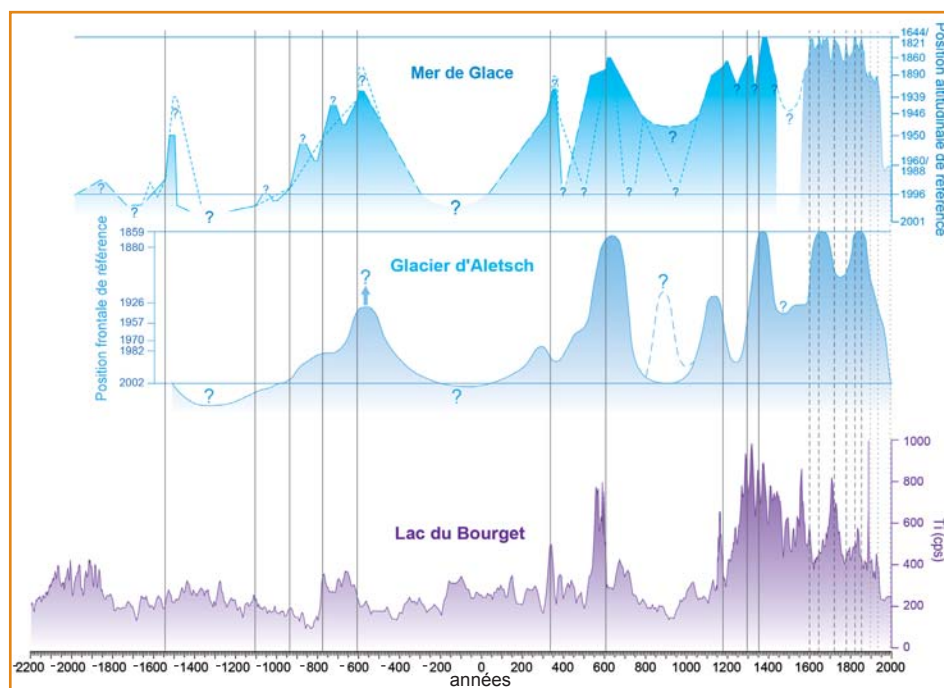
confirme la relation établie entre périodes froides et humides, bilans de masse glaciaire positifs et crues du Rhône pendant le Néoglaciale (Arnaud et al., 2012).

Si la chronologie de la Mer de Glace confirme que les glaciers ont connu de nombreuses fluctuations dans le passé, elle suggère également que le retrait actuel présente par sa rapidité un caractère tout à fait original.

L'évolution saisonnière du permafrost dans les parois rocheuses de haute montagne

A la différence des glaciers ou de la neige, le permafrost (ou pergélisol) est invisible. Il s'agit en effet d'un état thermique qui définit toute roche ou formation superficielle dont la température est négative pendant au moins deux années consécutives. Comme les formations superficielles et les fractures dans la roche ont pu contenir de l'eau liquide, celle-ci est devenue de la glace lorsque le permafrost s'est mis en place ou lorsque l'eau est arrivée à son contact. Quand elle est suffisamment abondante dans des éboulis par exemple, cette glace engendre leur lent fluage et donne naissance à un glacier rocheux. Dans les parois rocheuses, elle "cimente" les fractures qu'elle rend également imperméables, ce qui contribue à leur stabilité.

Parce qu'invisible, la distribution du permafrost en haute montagne est mal connue, en particulier dans les





Les faces Nord (A), Sud et Est de l'Aiguille du Midi sont équipées chacune de 15 thermomètres installés dans des forages de 11 m de profondeur réalisés comme ici en face Est (B) en septembre 2009

Les graphiques représentent la température mesurée en continu dans les parois en faces Nord, Sud et Est de l'Aiguille du Midi (échelle de couleur de décembre 2009 à janvier 2015 (axe horizontal) en fonction de la profondeur (axe vertical).

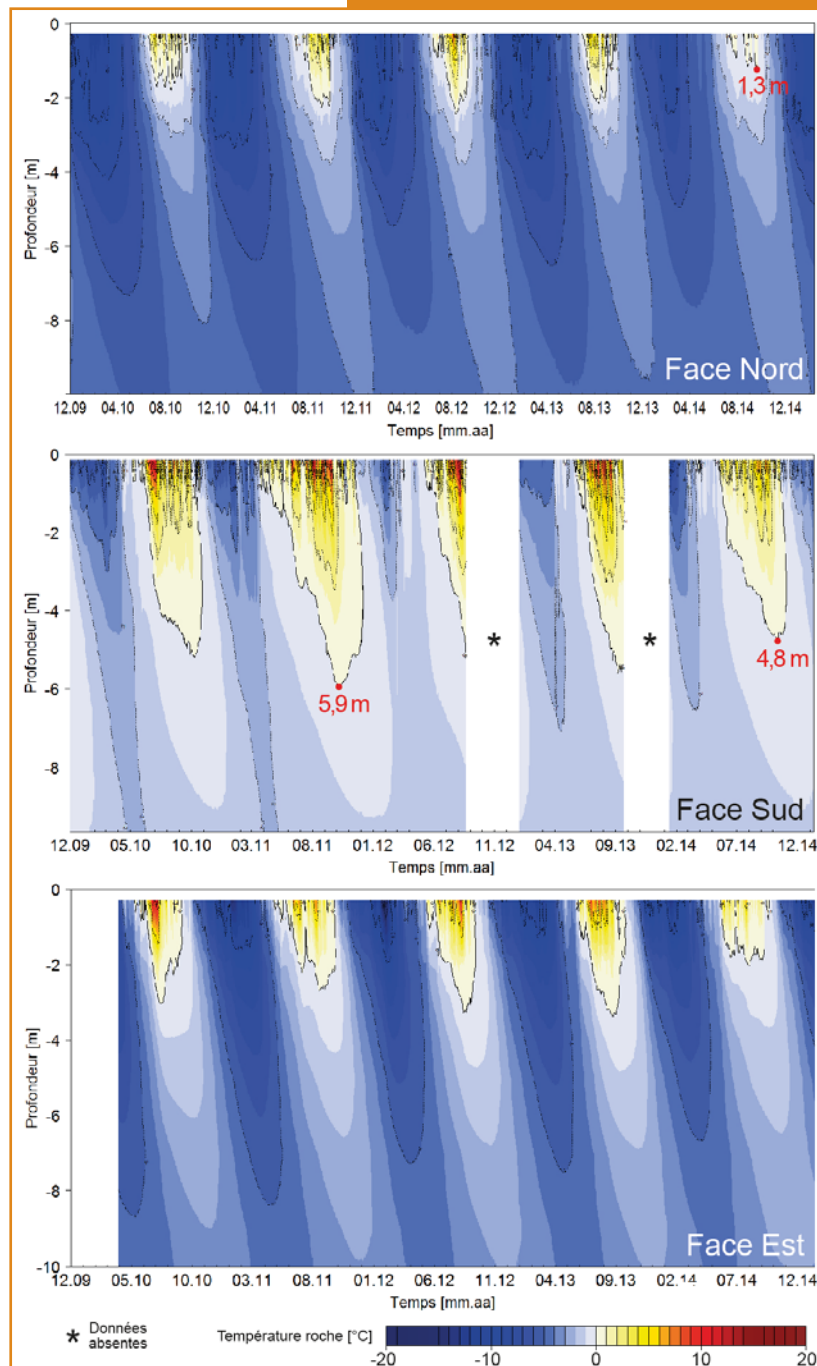
parois rocheuses, alors que son rôle stabilisateur rend sa connaissance nécessaire pour prendre en compte les écroulements (volume > 100 m³) qui affectent ces parois et menacent infrastructures et personnes.

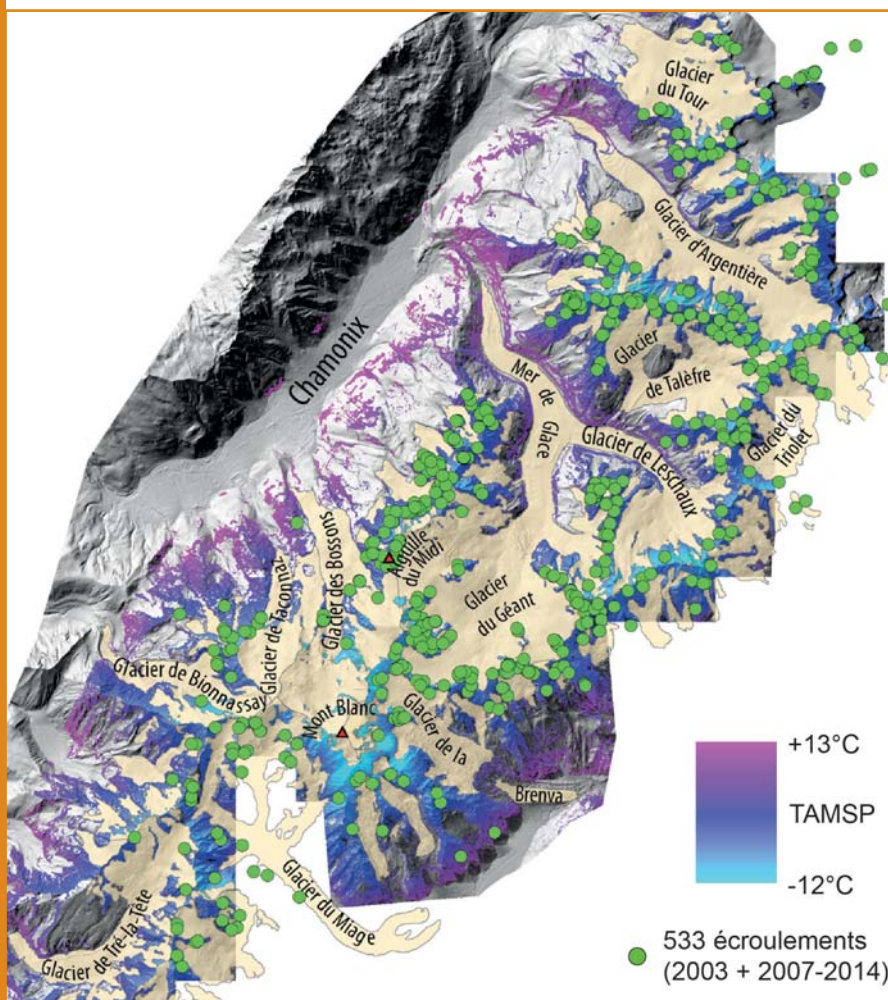
L'Aiguille du Midi (3842 m) est devenue depuis 2005 un site majeur pour l'étude du permafrost, grâce à une collaboration internationale que coordonne le laboratoire EDYTEM. Elle combine plusieurs méthodes et s'appuie sur de nombreux instruments de mesure, en particulier trois forages équipés depuis fin 2009 avec des chaînes de 15 thermomètres pour suivre en continu l'évolution de la température dans la roche (Magnin et al., 2015a). Celle-ci varie d'une année sur l'autre. Ainsi, l'épaisseur maximale de la couche active (partie qui gèle et dégèle chaque année) en face Sud était de 5,90 m en 2011 contre 4,80 m en 2014. Du fait des contrastes d'exposition à la radiation solaire, elle varie aussi selon les faces : la couche active en face Nord n'a par exemple pas dépassé 1,30 m d'épaisseur en 2014.

Cette étude du permafrost a été développée sur d'autres parois du massif du Mont Blanc en utilisant la tomographie de résistivité électrique (Magnin et al., 2015b), ce qui a permis de valider une modélisation détaillée de sa distribution dans ce massif, procurant ainsi aux chercheurs le moyen de reconnaître les secteurs les plus sensibles au réchauffement climatique actuel pour suivre la dégradation (réchauffement) du permafrost sur le long terme.

Dégradation du permafrost et écroulements rocheux

Les écroulements rocheux sont l'un des phénomènes naturels qui surprennent le plus par leur soudaineté, leur volume parfois considérable (millions de m³), les modifications souvent profondes qu'ils impriment aux paysages, et les risques qu'ils engendrent - directement, ou indirectement par des effets en cascade. La comparaison de plusieurs centaines de photographies prises depuis le milieu du XIX^e siècle tant de la face ouest du Petit Dru que du versant nord des Aiguilles de Chamonix





Localisation des 533 écoulements rocheux recensés dans le massif du Mont Blanc en 2003 et de 2007 à 2014. La carte de la distribution de la température annuelle moyenne de surface des parois (TAMSP) permet d'estimer la part des écoulements qui affectent les parois caractérisées par le permafrost

Détermination des aléas d'origine glaciaire. Les glaciers avec leur numéro illustrent une occurrence de ces aléas, généralement datée

	Aléas directs (glacier présent)	Aléas indirects (glacier retiré récemment)	Aléas secondaires (liés au glacier et modifiés par son retrait récent)
Glace	<p>Avalanches de séracs</p> <ul style="list-style-type: none"> - par chute frontale ① - par rupture massive ② <p>Glissement du glacier ③</p> <p>Surge ④</p> <p>Vidange poche intraglacière ⑤</p>		<p>① Tour 1949</p> <p>② Allalin 1965</p> <p>③ Corbassière 2007</p> <p>④ Belvedere 2001</p> <p>⑤ Tête Rousse 1892</p> <p>⑥ Ruitor 1864</p> <p>⑦ Belvedere 2001</p>
Eau	<p>Vidange lac juxtaglaciaire - à barrage morainique ⑥</p> <p>Vidange lac supraglacière ⑦</p> <p>Vidange lac proglaciaire</p>		<p>① Alestch</p> <p>② Brenva 1997</p> <p>Dégradation de néo-permafrost post-glaciaire ①</p>
Roche / sédiments		<p>Laves torrentielles ①</p> <p>Laves de débris</p> <p>Glissement rotationnel dans moraine ②</p> <p>Déformation gravitaire profonde de versant ③</p> <p>écoulement rocheux par décompression ④</p>	<p>① Mulinet 1987</p> <p>② Belvedere 2008</p> <p>③ Val Ferret</p> <p>④ Alp Barreg 2006</p>

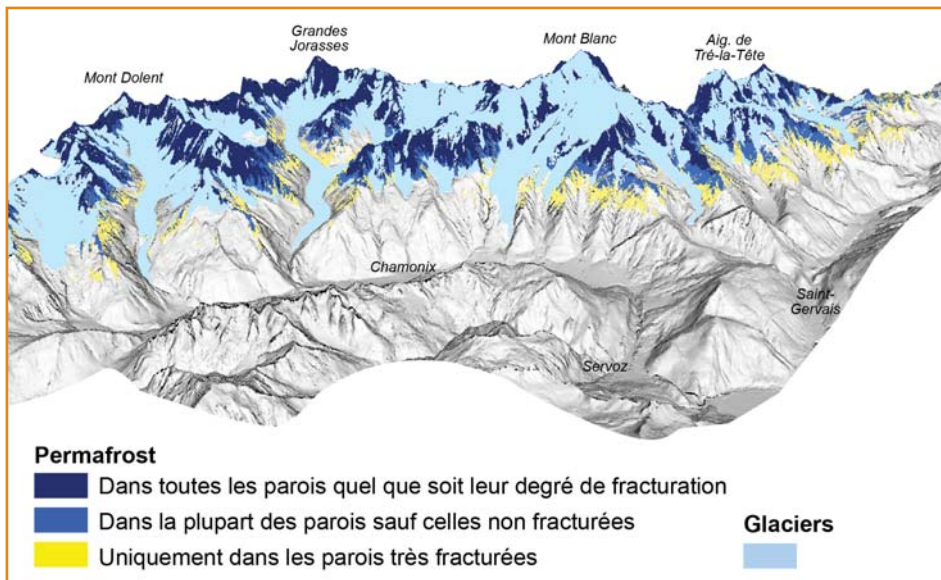
a montré la forte relation qui existe entre le réchauffement du climat et les écoulements dans les parois rocheuses à permafrost du massif du Mont Blanc (Ravanel et Deline, 2008 ; 2011). En effet, 70 % de la soixantaine d'écroulements documentés dans ces deux secteurs depuis la fin du PAG ont eu lieu lors des décennies 1990 et 2000, caractérisées par la hausse très rapide de la température de l'air, avec une fréquence maximale au cours de la canicule de l'été 2003 - récemment confirmée par l'été caniculaire 2015 et ses 160 écoulements dans le massif du Mont Blanc !

Un réseau d'observateurs des écoulements actuels dans le massif du Mont Blanc a été mis en place en 2005 et est pleinement opérationnel depuis 2007 ; réactivé chaque année, il est composé de plusieurs dizaines de guides, gardiens de refuges, secouristes et alpinistes, sensibilisés au recueil d'informations sur les écoulements par des réunions, articles, courriers électroniques, entretiens, pages Internet / application Smartphone, et posters pédagogiques dans les refuges (Ravanel et Deline, 2013).

Il a permis de recenser 351 écoulements entre 2007 et 2014, un inventaire complété par 182 écoulements observés sur une image satellite l'été 2003. Le croisement entre la localisation de ces 533 écoulements et la distribution modélisée du permafrost dans le massif suggère que 83 % de ces écoulements ont affecté des parois dont la température de surface est $\leq 0^\circ\text{C}$, alors que ces parois ne représentent que 50 % de la superficie totale des parois du massif au-dessus de 2000 m d'altitude. 38 % des écoulements se sont détachés de parois dont la température est comprise entre -3 et -1°C , lesquelles ne représentent que 19 % du total des parois. Cette première comparaison des deux jeux de données - distribution du permafrost et inventaire des écoulements - permet de confirmer le rôle du permafrost dans le déclenchement des écoulements en haute montagne.

Conclusion

Le retrait du front des glaciers qui se fait à une vitesse jamais enregistrée dans le passé, l'abaissement accéléré de leur surface qui se couvre dans le même temps de dépôts rocheux, la remontée en altitude de la limite inférieure du permafrost de probablement plus de 150 m depuis la fin du PAG, la lente élévation de la température du permafrost de montagne depuis deux



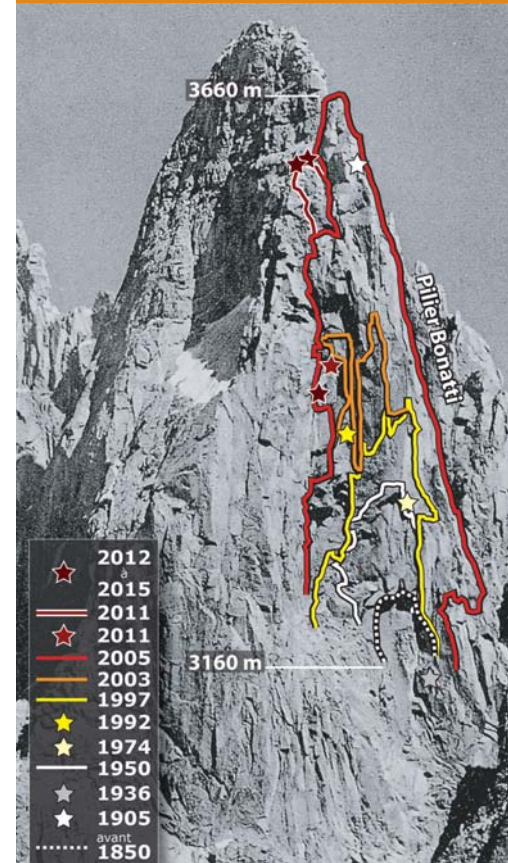
décennies (Arndt et al, 2015), l'augmentation récente de la fréquence des écroulements rocheux en haute montagne en lien avec la dégradation de ce permafrost, ou l'accélération de l'écoulement des glaciers rocheux (Delaloye et al., 2008) : tous ces phénomènes témoignent de la relation étroite entre climat et cryosphère, à l'échelle d'une saison comme à celle d'une période interglaciaire plurimillénaire telle que l'Holocène. Malgré l'extrême diversité des glaciers et du permafrost en montagne, et fait de conditions topographiques et climatiques qui changent du tout au tout et sur une très courte distance entre un pied de versant exposé au nord et la face sud d'une arête, la cryosphère est partout à la peine.

Mais si elle est l'une des victimes principales du réchauffement climatique accéléré en cours, elle est aussi l'un des meilleurs marqueurs de celui-ci : mieux la connaître et la faire connaître est donc sans doute l'un des moyens les plus efficaces pour sensibiliser toujours davantage pas seulement dans les Alpes - à la nécessité de se saisir à bras le corps de cette question très politique (au sens plein du terme : qui concerne toute la société) du changement climatique.

■ **Philip DELINE, Marie GARDENT, Melaine LE ROY, Florence MAGNIN, Ludovic RAVANEL**

Géomorphologues, Laboratoire EDYTEM, Université Savoie Mont Blanc – CNRS

Carte de la distribution du permafrost dans les parois du versant français du massif du Mont Blanc. (NB : le massif des Aiguilles Rouges au premier plan n'est pas traité) (Magnin et al., 2015c)



Localisation des écroulements qui ont affecté la face ouest du Petit Drus (3730 m) de 1905 à 2015

Bibliographie

Arnaud, F., Révillon, S., Debret, M., Revel, M., Chapron, E., Jacob, J., Giguët-Covex, C., Poulenc, J., Magny, M., 2012. *Lake Bourget regional erosion patterns reconstruction reveals Holocene NW European Alps soil evolution and paleohydrology*. Quat. Sc. Rev., 51: 81–92.

Arndt, D.S., Blunden, J., Willett, K.W., 2015. *State of the Climate 2014*. Bull. of the American Meteor. Soc., 96: 267 p.

Delaloye, R., Perruchoud, E., Avian, M., Kaufmann, V., Bodin, X., Hausmann, H., Ikeda, A., Käab, A., Kellerer-Pirklbauer, A., Krainer, K., Lambiel, C., Mihajlovic, D., Staub, B., Roer, I., Thibert, E., 2008. *Recent interannual variations of rockglaciers creep in the European Alps*. Proc. of the 9th Int. Conf. on Permafrost, Fairbanks, 1: 343-348.

Gardent, M., Rabatel, A., Dedieu, J.-P., Deline, P., 2014. *Multitemporal glacier inventory of the French Alps from the late 1960s to the late 2000s*. Global and Planetary Change, 120: 24–37.

Holzhauser, H., Magny, M., Zumbühl, H.J. 2005. *Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years*. The Holocene, 15: 789–801.

Le Roy, M., Nicolussi, K., Deline, P., Astrade, L., Arnaud, F., 2015. *Calendar-dated glacier variations in the western European Alps during the Neoglacial: the Mer de Glace record, Mont Blanc massif*. Quat. Sc. Rev., 108: 1–22.

Magnin, F., Deline, P., Ravanel, L., Noetzi, J., Pogliotti, P., 2015a. *Thermal characteristics of steep Alpine rock walls: preliminary observations at the Aiguille du Midi (3842 m a.s.l), Mont Blanc massif, France*. The Cryosphere, 9: 109–121.

Magnin, F., Krautblatter, M., Deline, P., Ravanel, L., Malet, E., Bevington, A., 2015b. *Determination of warm, sensitive permafrost areas in near-vertical rockwalls and evaluation of distributed models by electrical resistivity tomography*. Journ. of Geoph. Res.: Earth Surface, 120.

Magnin, F., Brenning, A., Bodin, X., Deline, P., Ravanel, L., 2015c. *Modélisation statistique de la distribution du permafrost de paroi : application au massif du Mont Blanc*, Géomorphologie : relief, processus, environnement, 21: 145–162.

Ravanel, L., Deline, P., 2008. *La face ouest des Drus (massif du Mont-Blanc) : évolution de l'instabilité d'une paroi rocheuse dans la haute montagne alpine depuis la fin du Petit Âge Glaciaire*. Géomorphologie, 4 : 261–272.

Ravanel, L., Deline, P., 2011. *Climate influence on rockfalls in high-Alpine steep rockwalls: the North side of the Aiguilles de Chamonix (Mont Blanc massif) since the end of the Little Ice Age*. The Holocene, 21: 357–365.

Ravanel, L., Deline, P., 2013. *A network of observers in the Mont Blanc massif to study rockfalls in high alpine rockwalls*. Geog. Fisica e Dinamica Quaternaria, 36 : 151–158