



SYNDICAT NATIONAL
**GUIDES DE
MONTAGNE**

SITUATIONS TYPIQUES DE DANGERS EN HAUTE MONTAGNE ALPINE ESTIVALE



Photo G. Marra

PROJET REGARD D'ALTITUDE

Auteurs :

Jacques Mourey, Mathis Arnaud, Xavier Cailhol

Mise en page : Lucie Viguet-Carrin.

Chutes de pierres

Quoi ?	Des déstabilisations rocheuses plutôt de petites tailles ($V < 100m^3$), type « chutes de pierres », dans une face ou un couloir. Occurrences soit ponctuelles dans un secteur au hasard soit fréquentes dans un secteur bien identifié comme le couloir du Gôuter sur la voie normale du mont Blanc.
Où ?	Plutôt dans des couloirs ou des dièdres qui concentrent les processus. Déclenchement dans les secteurs où le rocher est particulièrement fracturé ou récemment désenglacé.
Quand ?	Echelle saisonnière Tout au long de la saison estivale. Les périodes où elles sont les plus fréquentes sont en début de saison à la faveur de la fonte de la neige et du dégel des terrains ainsi qu'à la suite de fortes précipitations liquides. ⇒ D'une manière générale lorsque la quantité d'eau liquide dans les terrains est la plus importante. En début et en fin de saison lorsque les cycles gel – dégel journaliers sont les plus intenses. Pendant Les périodes caniculaires, ou la fonte de la neige, de la glace et la dégradation du permafrost sont amplifiés. En fin de saison, les déstabilisations sont plus volumineuses, en lien avec la dégradation du permafrost qui atteint les terrains en profondeur. Echelle journalière Aux heures les plus chaudes de la journée (le passage d'un versant au soleil indique le moment où les déstabilisations vont commencer à augmenter en fréquence). Le passage de la température de l'air au-dessus de $0^{\circ}C$ est un marqueur du moment où elles commencent à se déclencher, avec un maximum de fréquence décalé de 1 à 3h après le moment le plus chaud de la journée. À l'inverse, elles diminuent en fréquence dès que la température de l'air repasse en dessous de $0^{\circ}C$. Le moment avec le moins de déstabilisation arrive un peu après le moment le plus froid de la journée.
Pourquoi ?	L'écoulement de l'eau en surface des terrains entraîne mécaniquement des déstabilisations. L'eau liquide implique une augmentation de la pression hydraulique dans les fissures et favorise la dégradation du permafrost. Les cycles gel-dégel entraînent une augmentation de la pression dans les fissures en phase de gel et une fracturation de la roche. Une purge naturelle s'effectue dans les secteurs récemment désenglacés.
Comment appréhender le risque ?	Indices de terrain : Craquements / grincements de la paroi rocheuse, graviers/sables qui circulent dans les fissures, écoulements d'eau anormaux dans les fissures et résurgences en bas des parois, ouverture progressive ou soudaine de fissures, augmentation de la fréquence des chutes de pierres dans des secteurs classiquement épargnés. Première vague de chaleur à la fin du printemps. Fort redoux après des précipitations neigeuses. Conseils de comportement : éviter les secteurs concernés, adapter les horaires, attention à la quantité d'humidité dans les terrains.

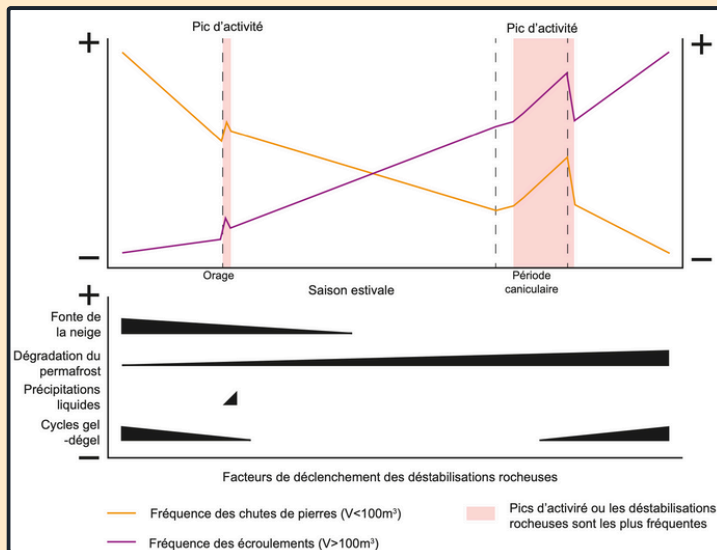


Figure 1.

Représentation schématic de la fréquence des chutes de pierres ($V < 100\text{m}^3$) et des écoulements ($V > 100\text{m}^3$) à l'échelle saisonnière ainsi que de leurs facteurs de déclenchements. Les périodes qui suivent des précipitations liquides et les périodes caniculaires sont identifiées comme des pics d'activité. Au cours de la saison estivale, la fréquence des chutes de pierres à tendance à diminuer car il y a de moins en moins de fonte nivale et les cycles gel-dégels sont moins fréquents. On observe une hausse de fréquence des chutes de pierres à la suite

de l'infiltration importante d'eau liquide qui peut être provoquée par des orages ou lors de périodes caniculaires. D'autres part, la fréquence des écoulements rocheux a tendance à augmenter au cours de la saison, le permafrost se dégradant de plus en plus en profondeur des terrains (J. Mourey).

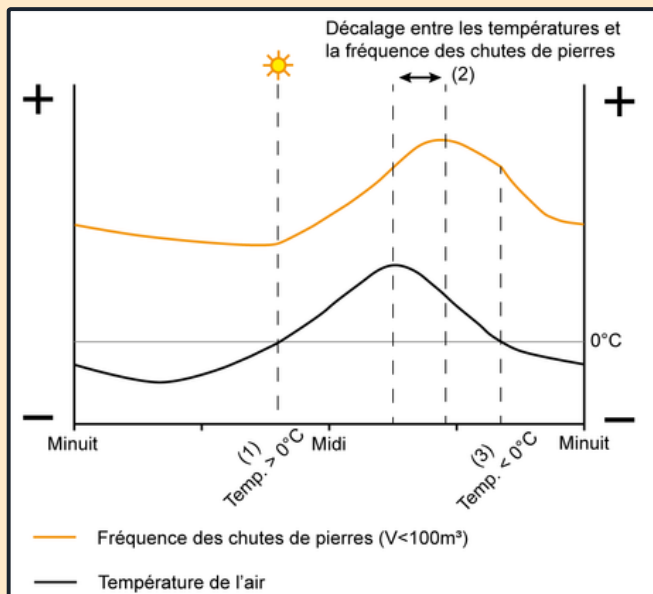
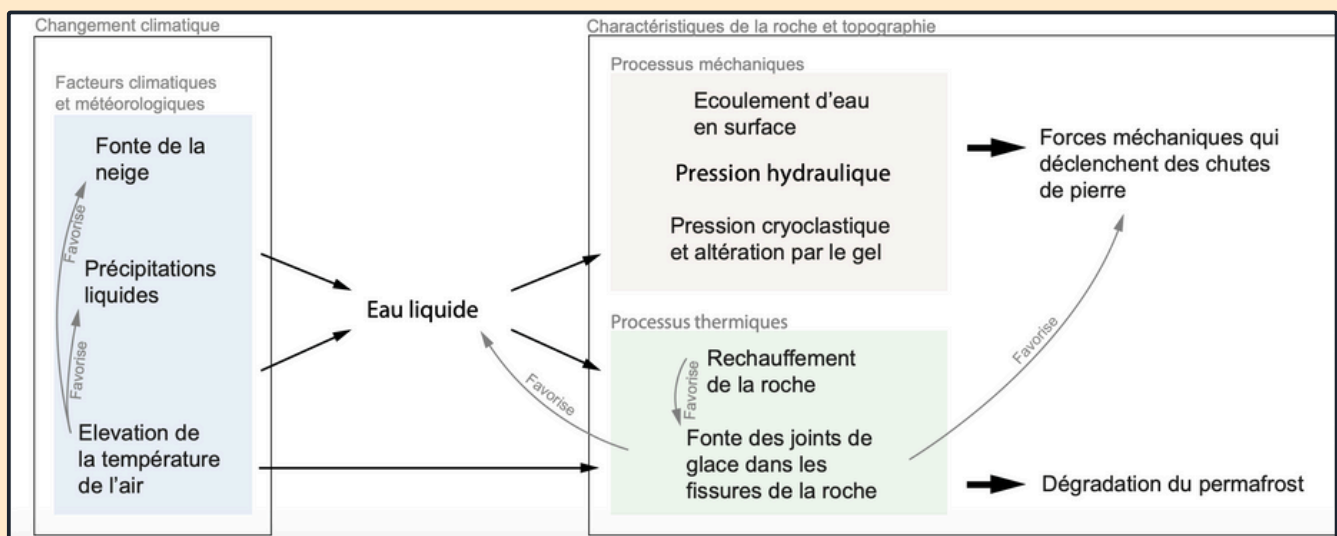


Figure 2.

Représentation schématic de la fréquence des chutes de pierres ($V < 100\text{m}^3$) à l'échelle journalière. Les trois moments clés sont : (1) quand la température de l'air passe au-dessus de 0°C et/ou le versant passe au soleil, les chutes de pierres commencent à être plus fréquentes, (2) à la suite du moment le plus chaud de la journée, les chutes de pierres sont les plus fréquentes et (3) quand la température de l'air redevient négative, leur fréquence diminue rapidement (J. Mourey).

Figure 3. Liens entre les facteurs climatiques et météorologiques et les processus thermiques et mécaniques qui peuvent déclencher des déstabilisations rocheuses en haute montagne alpine.

(J. Mourey)



Fonte des couvertures glacio-nivales

Quoi ?	Des masses de glace autrefois couvertes de neige et dont la couverture de neige saisonnière disparaît de plus en plus tôt dans la saison. Elles sont de plus en plus raides, exposées à des chutes de pierres issues des secteurs récemment désenglacés avec une rimaye parfois plus ouverte. Ex : couloir Whympet à l'aiguille Verte, face nord de la Tour Ronde.
Où ?	Principalement en versants NO – N – NE. Au-dessus de 3100 m. La tranche altitudinale où les couvertures sont les plus présentes est 3300 – 3500 m. Leur pente est majoritairement comprise entre 53 à 65 ° et jusqu'à 80° pour les plus raides.
Quand ?	Pendant ou à la suite de périodes caniculaires. En fin de saison estivale.
Pourquoi ?	L'augmentation des températures entraîne la fonte de la neige de surface puis de la glace qui les constitue. Une purge naturelle s'effectue dans les 20 m les plus récemment désenglacés.
Comment appréhender le risque ?	Indices de terrain : Affleurements de roche dans les couvertures. Traces de chutes de pierres sur les couvertures et à leur pied. Conseils de comportement : Faire les itinéraires qui traversent des couvertures glacio-nivales surtout en début de saison voir au printemps ou l'hiver lorsqu'il y a encore de la neige en surface. Éviter les périodes caniculaires. Se méfier des niveaux de difficultés indiqués sur les topoguides

- La surface des couvertures glacio-nivales dans le massif du Mont-Blanc a diminué de 52 % entre 1952 et 2019, avec une forte accélération de la fonte sur la période récente.
- La glace des couvertures glacio-nivales peut avoir jusqu'à plus de 6000 ans. Elles ont été formées lors d'une période plus froide qu'aujourd'hui. Avec le réchauffement climatique actuel, il ne se reformeront plus.

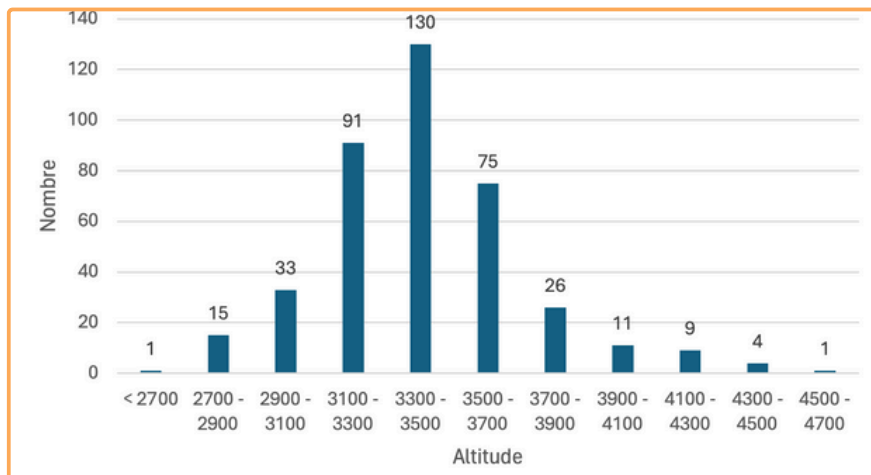


Figure 1.

Altitude des couvertures glacio-nivales dans le massif du Mont-Blanc. Elles sont réparties entre 2700 et 4700 m avec une majorité entre 3300 et 3500 m (Kaushik et al., 2022).



Figure 2.

Évolution de l'épaisseur de la couverture du Triangle du Tacul (massif du Mont Blanc). Au cours de l'été 2017, elle a perdu 45 cm d'épaisseur en moyenne (L. Ravanel).

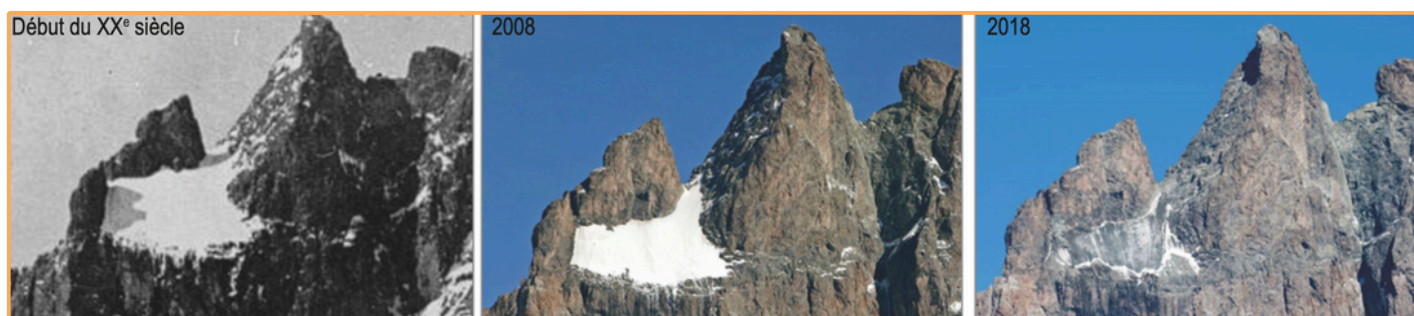


Figure 3. Évolution du glacier Carré (massif des Écrins) entre le début du XXe siècle et 2018. La fonte de la neige laisse aujourd'hui apparaître la glace qui compose la couverture. Sa surface diminue, sa pente augmente et le secteur est plus exposé aux chutes de pierres issues des secteurs récemment désenglacés (Parc National des Écrins).

Écroulements rocheux

Quoi ?	Déstabilisation soudaine d'un volume de roche d'au moins 100 m ³ , soit une dalle de 10 m sur 10 pour une épaisseur de 1 m.
Où ?	Les écroulements se produisent en majorité dans des secteurs où le rocher est particulièrement fracturé, dans des pentes comprises entre 40° et 60°. Dans la tranche altitudinale comprise entre 3000 à 4000 m, avec une altitude moyenne d'occurrence de 3320 m. Au fur et à mesure que le climat se réchauffe, les écroulements ont lieu de plus en plus haut en altitude avec une remontée plus marquée de l'altitude moyenne des écroulements lors des années chaudes et lors des périodes caniculaires.
Quand ?	La déstabilisation de « petits » volumes (env. de la taille d'un bus) est possible sur l'ensemble de la saison estivale mais surtout pendant des périodes caniculaires. Les plus gros évènements (env. de la taille d'un immeuble), moins fréquents, se produisent souvent en fin d'été et en automne, lorsque l'onde de chaleur estivale dégrade le permafrost le plus en profondeur. Des écroulements ont lieu pendant ou à la suite de précipitations liquides car l'infiltration d'eau dans les fissures favorise la dégradation du permafrost.
Pourquoi ?	Les écroulements rocheux sont principalement liés à la dégradation du permafrost. Pendant l'été et notamment en période caniculaire, la hausse des températures implique la perte de résistance, voir la fonte complète de la glace présente dans les fissures de la roche, ce qui entraîne la déstabilisation de volumes de roche auparavant cimentés par la glace.
Comment appréhender le risque ?	Indices de terrain : Craquements / grincements de la paroi rocheuse, graviers/sables qui circulent dans les fissures, écoulements d'eau anormaux dans les fissures (bruits d'estomac) et résurgences en bas des parois, ouverture progressive ou soudaine de fissures, augmentation de la fréquence des chutes de pierres dans des secteurs classiquement épargnés. Conseils de comportement : Éviter les secteurs sensibles pendant les périodes caniculaires et post-caniculaires. Fréquenter les secteurs concernés par la dégradation du permafrost plutôt en début de saison estivale et avant les fortes chaleurs.

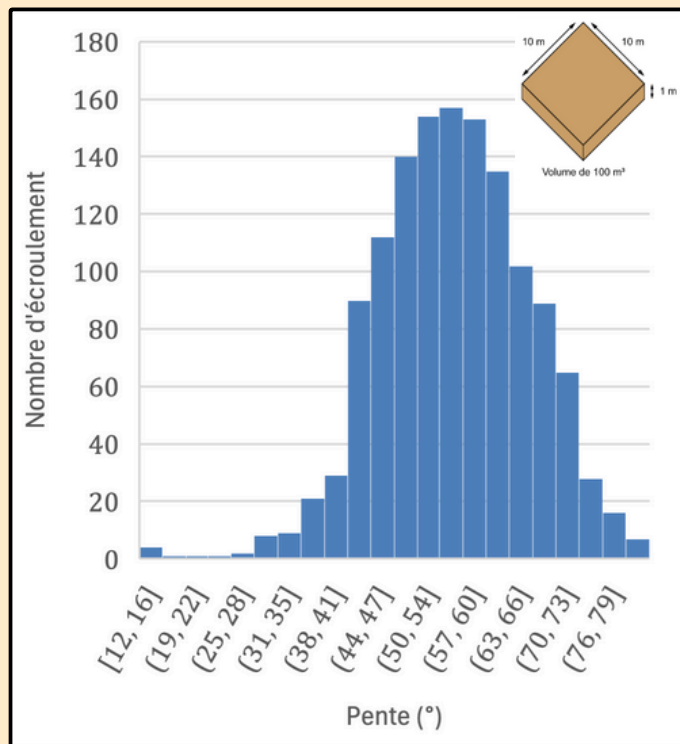
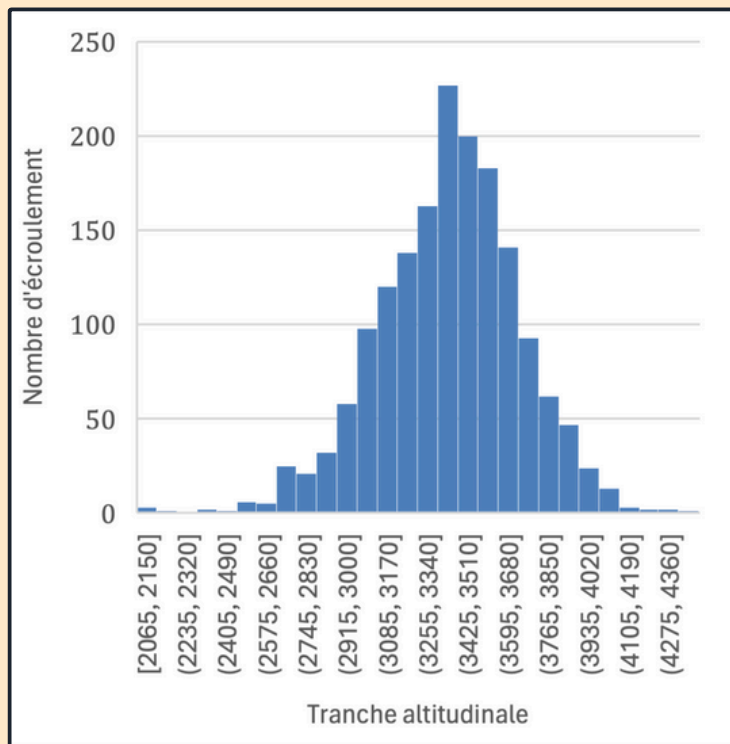


Figure 1.

Distribution des éroulements rocheux en fonction de l'altitude et de la pente. La majorité des évènements se produisent entre 3250 et 3500 m et dans des pentes comprises entre 50 et 60° (Jean, 2023)

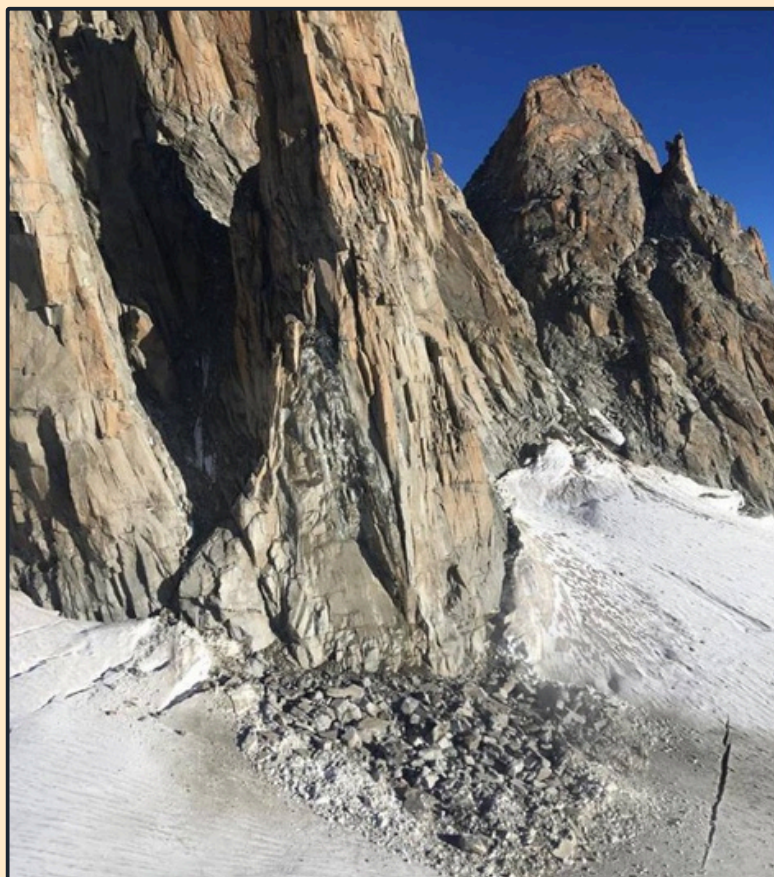


Figure 2.

Éroulement de 42 433 m³ au Trident du Tacul (massif du Mont-Blanc) le 26 septembre 2018 (M. Fauquet). L'évènement avait été annoncé les jours/heures précédents par des grincements et des secousses perceptibles par les grimpeurs. L'éroulement est lié à la dégradation du permafrost comme l'atteste la glace présente dans la niche d'arrachement. Une grande partie de la voie Lépiney a disparu.

Érosion des moraines

Quoi ?	La fonte des langues glaciaires entraîne le désenglacement des moraines qui s'érodent et donnent lieu à des chutes de pierres, des coulées de débris (petite lave torrentielle) et des glissements de terrain. Dans un premier temps, leur désenglacement et leur érosion les amène à devenir plus raides (jusqu'à 60 – 70° de pente). Mais, après quelques décennies d'érosion elles atteignent un stade d'équilibre (pente de 35°) et se revégétalise.
Où ?	En marge et à l'aval des langues glaciaires, en dessous de la ligne d'équilibre des glaciers (limite entre la partie supérieure du glacier couverte de neige en été et la partie inférieure en glace) qui est à environ 3000 m.
Quand ?	Échelle saisonnière Au printemps : lorsque la neige fond et/ou lorsque les cycles gel-dégel sont les plus fréquents et intenses. Pendant et jusqu'à un ou deux jours après des précipitations liquides importantes (type orage). ⇒ D'une manière générale lorsque la quantité d'eau liquide dans les terrains est la plus importante. Échelle journalière Au moment du dégel des terrains au courant de la journée (variable en fonction de l'orientation). Au passage des alpinistes : les moraines sont des terrains peu consolidés, les alpinistes peuvent facilement y déstabiliser des pierres/blocs.
Pourquoi ?	Les moraines sont des terrains peu consolidés qui s'érodent facilement dès qu'elles ne sont plus protégées par le glacier. L'écoulement de l'eau en surface des terrains peut mécaniquement entrainer des chutes de pierres et des coulées de débris. L'eau liquide, issues soit de la fonte du manteau neigeux soit de précipitations liquides favorise l'occurrence de glissement de terrain. Les cycles gel-dégel favorisent le déchaussement de blocs et leur chute. La fragilité des moraines les rend facilement érodables par les avalanches
Comment appréhender le risque ?	Indices de terrain : une moraine raide, avec des ravines illustre le fait qu'elle est en cours d'érosion. Il en va de même pour des dépôts de glissements de terrain, de coulées de débris et de chutes de pierres en pied de moraine. Conseils de comportement : Eviter les moraines raides et ravinées. Se méfier pendant la fonte du manteau neigeux au printemps et surtout pendant/à la suite de précipitations liquides. Eviter de marcher sur la crête des moraines en cours d'érosion ou au pied d'une moraine ravinée.

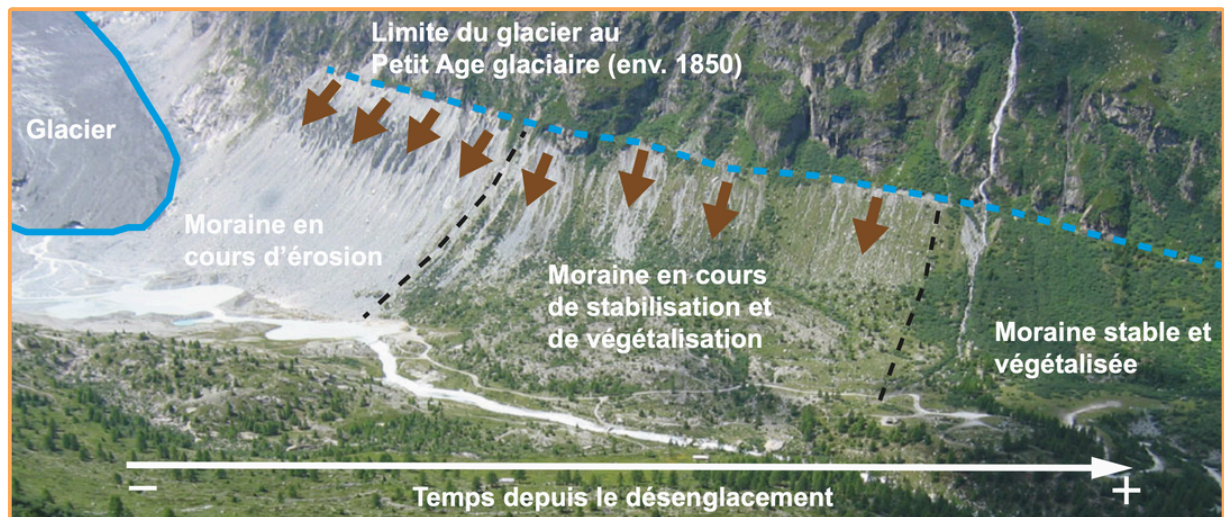


Figure 1.

Moraine latérale gauche du glacier du mont Miné (VS, Suisse). De gauche à droite de l'image on passe d'une moraine récemment désenglacé, raide, ravinée, en cours d'érosion via des chutes de pierres, des glissements de terrain et des coulées de débris (flèches marrons), à une moraine moins raide en cours de stabilisation et de végétalisation, puis à une moraine stable et végétalisée (env. 150 ans depuis le désenglacement).

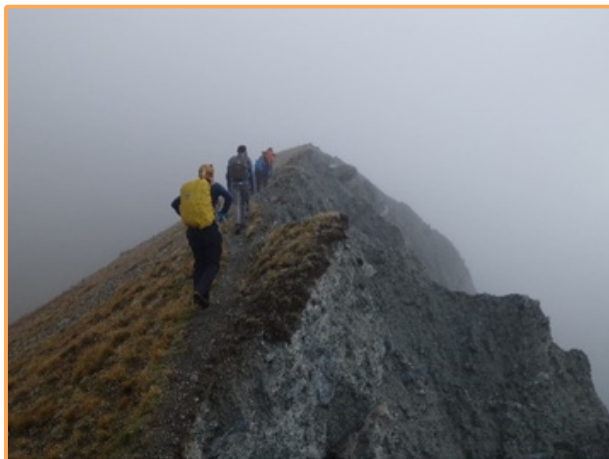


Figure 2.

L'érosion de la moraine affecte progressivement le sentier qui est soumis à un risque de glissement de terrain (C. Lambiel).



Figure 3.

Arrivée du sentier d'accès (en rouge) au refuge des Ecrins sur le glacier Blanc. La moraine présente une pente de 35° - 40° . Au début de l'été 2023, un glissement s'est produit dans la moraine juste à gauche du sentier (flèche orange). Les chutes de pierres issues de la moraine en cours d'érosion sont fréquentes dans ce secteur (J. Mourey)

Apparition de nouvelles crevasses et ponts de neige plus fragiles

Quoi ?	De nouvelles crevasses apparaissent en surface des glaciers et les ponts de neige pour les traverser sont plus fragiles.
Où ?	En général, les crevasses sont présentes sur les bords des glaciers (crevasses latérales), en amont des ruptures des pentes (crevasses transversales) et à la limite supérieure du glacier (rimayes). Les ponts de neige sont présents dans les secteurs ou il y a de la neige sur le glacier (au-dessus de 3100 m d'altitude l'été).
Quand ?	Échelle saisonnière Au fur et à mesure que la saison avance, la quantité de neige en surface du glacier diminue ce qui favorise l'apparition des crevasses et des ponts de neige plus fins. Pendant les périodes de fonte de la neige en début d'été : les ponts de neige commencent à se fragiliser et les crevasses à apparaître. Lorsqu'il n'y a pas de regel nocturne, la fragilisation des ponts de neige est plus importante car il n'y a pas de consolidation de ceux-ci pendant la nuit. ⇒ D'une manière générale, pendant les périodes les plus chaudes. Échelle journalière Les ponts de neige sont plus fragiles en fin de journée à cause du ramollissement du manteau neigeux.
Pourquoi ?	La fonte d'un glacier peut entraîner une modification de sa morphologie et la formation de nouvelles crevasses. La diminution de l'enneigement à la surface des glaciers implique que les crevasses sont moins bouchées par la neige et que les ponts de neige sont plus fins donc plus fragiles.
Comment appréhender le risque ?	Indices de terrain : il n'est pas toujours possible de repérer les ponts de neige. Dans certains cas on peut identifier un léger creux ou une différence de couleur ou de texture de la neige. Conseils de comportement : se méfier pendant les périodes caniculaires ou sans regel nocturne, éviter les secteurs où la surface du glacier est convexe.

- Si le vent souffle parallèlement à une crevasse il favorise son remplissage. S'il souffle perpendiculairement il favorise la formation d'un pont de neige.
- Les ruptures naturelles de pont de neige sont rares et partielles.
- La profondeur maximum d'une crevasse est généralement de 30 m. Elle peut atteindre 50 m dans certaines conditions.
- Une crevasse isolée est en général plus profonde que plusieurs crevasses proches les unes des autres.
- En zone d'ablation, la densité de la glace est moindre ce qui favorise l'ouverture de crevasse profondes. A l'inverse, en zone d'accumulation la densité de la glace est plus importante ce qui tend à limiter la profondeur des crevasses.
- La capacité de la glace à se déformer sans se fracturer dépend de sa température. Plus la glace est froide moins elle tolère de déformation et aura tendance à se fracturer via l'ouverture de crevasses. A l'inverse, plus la glace est tempérée plus elle tolère de déformation sans se fracturer.
- Une crevasse en cours d'ouverture, dans un profil de pente souvent convexe, favorise la rupture du pont de neige.
- Les crevasses s'ouvrent à une profondeur généralement comprise entre 15 et 30 m, avant de se propager vers la surface.

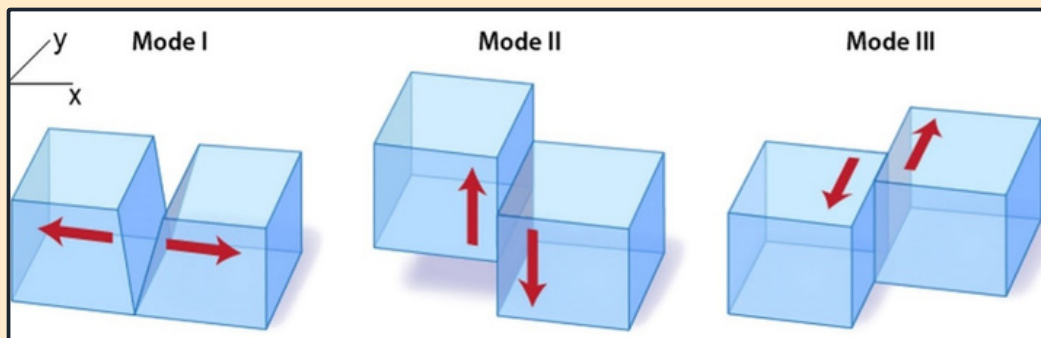


Figure 1.

Les 3 modes d'ouvertures des crevasses en fonction du mouvement du glacier. Mode 1 : ouverture. Mode 2 : cisaillement. Mode 3 : déchirement. Les modes 1 et 3 sont souvent combinés (Colgan et *al.*, 2016).



Figure 2.

Photo comparaison des grands couloirs (voie normale d'ascension de la grande Casse, 3855 m ; Vanoise) entre 1983 et 2023. La diminution de l'enneigement à la surface du glacier et l'évolution de la morphologie du glacier impliquent que les crevasses sont moins recouvertes par la neige et que certains secteurs deviennent plus crevassés (B. Vion).

Principales références bibliographiques mobilisées dans ces fiches

Allen S. et Huggel C. (2011). Extremely warm temperatures as a potential cause of recent high mountain rockfall. *Global and Planetary Change*, 107: 59–69. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.04.007>.

Beniston M., Farinotti D., Stoffel M., Andreassen L.M., Coppola E., Eckert N., Fantini A., Giacona F., Hauck C., Huss M., Huwald H., Lehning M., López-Moreno J.-I., Magnusson J., Marty C., Morán-Tejeda E., Morin S., Naaim M., Provenzale A., Rabatel A., Six D., Stötter J., Strasser U., Terzago S., Vincent C. (2018). The European mountain cryosphere: a review of its current state, trends, and future challenges. *The Cryosphere* 12, 759–794. <https://doi.org/10.5194/tc-12-759-2018>.

Colgan W., Rajaram H., Abdalati W., McCutchan C., Mottram R., Moussavi M. S. Grigsby S. (2016). Glacier crevasses: Observations, models, and mass balance implications. *Rev. Geophys.*, 54, 119–161. <https://doi.org/10.1002/2015RG000504>.

Draebing D., Krautblatter M., Hoffmann T. (2017). Thermo-cryogenic controls of fracture kinematics in permafrost rockwalls. *Geophysical Research Letters*, 44. <https://doi.org/10.1002/2016GL072050>.

Draebing D. (2020). Identification of rock and fracture kinematics in high Alpine rockwalls under the influence of altitude. *Earth Surf. Dynam.* <https://doi.org/10.5194/esurf-9-977-2021>.

Eichel J., Draebing D., Meyer N. (2018). From active to stable: Paraglacial transition of Alpine lateral moraine slopes. *Land Degradation & Development* 29–11:4158–72. <https://doi.org/10.1002/ldr.3140>.

Gruber S., Haeberli W. (2007). Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *J Geophys Res.* <https://doi.org/10.1029/2006JF000547>.

Kaushik S., Ravanel L., Magnin F., Yan Y., Trouve E., Cusicanqui D. (2022). Effects of topographic and meteorological parameters on the surface area loss of ice aprons in the Mont Blanc massif (European Alps). *The Cryosphere*, 16, 4251–4271. <https://doi.org/10.5194/tc-16-4251-2022>.

Kaushik S., Cerino B., Trouve E., Karbou F., Yan Y., Ravanel L., Magnin F. (2022). Analysis of the temporal evolution of ice aprons in the Mont-Blanc massif using X and C-band SAR Images. *Front. Remote Sens.*, 14, 5557. <https://doi.org/10.3389/frsen.2022.930021>.

Krautblatter M. (2010). Patterns of multiannual aggradation of permafrost in rock walls with and without hydraulic interconnectivity (Steintälli, Valley of Zermatt, Swiss Alps). In: J. Otto, R. Dikau (Eds.), *Landform - Structure, Evolution, Process Control. Proceedings of the International Symposium on Landform organised by the Research Training Group 437, Lecture Notes in Earth Sciences* 115, Springer Verlag, Heidelberg, 199–219.

Krautblatter M., Moser M. (2009). A nonlinear model coupling rockfall and rainfall intensity based on a four year measurement in a high Alpine rock wall (Reintal, German Alps). *Nat Hazards Earth Syst Sci*, 9:1425. <https://doi.org/10.5194/nhess-9-1425-2009>.

Krautblatter M., Funk D., Günzel FK. (2013). Why permafrost rocks become unstable: a rock-ice-mechanical model in time and space. *Earth Surf Process Land*, 38:876–887. <https://doi.org/10.1002/esp.3374>

Legay A., Magnin F., Ravanel L. (2021). Rock temperature prior to failure: analysis of 209 rockfall events in the Mont Blanc massif (Western European Alps). *Permafrost and Periglacial Processes*. <https://doi.org/10.1002/ppp.2110>.

Lukas S., Graf A., Coray S., Schlüchter C. (2012). Genesis, stability and preservation potential of large lateral moraines of Alpine valley glaciers – Toward a unifying based on Findelengletscher, Switzerland. *Quaternary Science Reviews*, 38:27–48. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.01.022>.

McColl S. T., Draebing D. (2019). Rock slope instability in the proglacial zone: State of the Art. In T. Heckmann & D. Morche (Eds.), *Geomorphology of proglacial systems - Landform and sediment dynamics in recently deglaciated alpine landscapes*, 119–141, Heidelberg: Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-319-94184-4_8.

Mourey J., Lacroix P., Duvillard P-A., Marsy G., Marcer M., Malet E., Ravanel L. (2022). Multi-method monitoring of rockfall activity along the classic route up Mont Blanc (4809 m a.s.l.) to encourage adaptation by mountaineers. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 22, 445-460. <https://doi.org/10.5194/nhess-22-445-2022>.

Ravanel L., Deline P. (2010). 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(2): 357–365. <https://doi.org/10.1177/0959683610374887>.

Ravanel L., Magnin F., Deline P. (2017). Impacts of the 2003 and 2015 summer heatwaves on permafrost-affected rock-walls in the Mont Blanc massif. *Science of the Total Environment*, 609:132–143. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.07.055>.

Ravanel L., Duvillard P-A., Jaboyedoff M., Lambiel L. (2018). Recent evolution of an ice-cored moraine at the Gentiannes Pass, Valais Alps, Switzerland. *Land Degradation & Development*, 29 (10):3693–708. <https://doi.org/10.1002/ldr.3088>

Ravanel L., Lacroix E., Le Meur E., Batoux P., Malet E. (2022). Multiparameter monitoring of crevasses on an Alpine glacier to understand formation and evolution of snow bridges. *Cold Regions Science and Technology*, 203. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2022.103643>.

Remerciements

Nous remercions Ludovic Ravanel et Christophe Lambiel pour la participation à la réalisation de ces fiches.

Nous remercions également les acteurs du Projet regard d'altitude pour leurs contributions.